

AEROKLUB PRL
Szkolenie
Szybowcowe



29

**METEOROLOGIA
DLA
POTRZEB
SZYBOWNICTWA**



znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

MARCIN T. SCHMIDT

Szkolenie szybowcowe

METEOROLOGIA DLA POTRZEB SZYBOWNICTWA

Wydawnictwa
Komunikacji i Łączności
Warszawa 1982



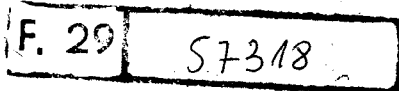
znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Okladkę projektował
ZENON PORADA

Układ typograficzny wnętrza
TADEUSZ PIETRZYK

551.50(021.11)

Szczegółowe omówienie wybranych zagadnień z meteorologii, interesujących zwłaszcza pilotów szybowcowych, zarówno początkujących, jak i wyczynowców, wykonujących długie przeloty oraz loty wysokościowe. Odbiorcy: kandydaci na pilotów szybowcowych, piloci szybowcowi oraz instruktorzy aeroklubów.



ISBN 83-206-0241-6

Opiniodawca
PELAGIA MAJEWSKA

Redaktor
TERESA DRZAL

Redaktor techniczny
JADWIGA MAJEWSKA

Korektor
ALINA PODMIOTKO

2-Alve 58/82

Spis treści

Rozdział 1

ROLA I ZNACZENIE METEOROLOGII DLA SZYBOWNIKÓW

strona 7

Rozdział 2

METEOROLOGIA OGÓLNA

strona 8

- 2.1. Wiadomości wstępne/8
- 2.1.1. Meteorologia jako nauka/8
- 2.1.2. Pogoda — przedmiot badań meteorologii/9
- 2.2. Atmosfera — gazowa otoczka ziemi/10
- 2.2.1. Metody badań atmosfery ziemskiej/10
- 2.2.2. Skład atmosfery/12
- 2.2.3. Budowa atmosfery/14
- 2.2.4. Elektryczność atmosferyczna/21
- 2.3. Elementy meteorologiczne, chmury/24
- 2.3.1. Temperatura/25
- 2.3.2. Ciśnienie/31
- 2.3.3. Poziomy ruch powietrza/44
- 2.3.4. Para wodna w atmosferze/65
- 2.3.5. Osady, mgły, chmury/67
- 2.3.6. Procesy chmurotwórcze/71
- 2.3.7. Klasyfikacja chmur/74

Rozdział 3

PROCESY TERMODYNAMICZNE W ATMOSFERZE — STANY RÓWNOWAGI

strona 82

- 3.1. Zmiany temperatury powietrza/82
- 3.1.1. Proces nagrzewania i ochładzania się powietrza atmosferycznego/82
- 3.1.2. Procesy termodynamiczne w atmosferze/84
- 3.2. Diagram aerologiczny/86



znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

- 3.2.1. Opis diagramu/86
- 3.2.2. Określenie rodzaju równowagi/90
- 3.2.3. Energia chwiejności/96
- 3.3. Termika/100
- 3.3.1. Rodzaje termiki/100
- 3.3.2. Termika wypracowana usłonecznieniem/101
- 3.3.3. Termika naniesiona — adwekcyjna/110

Rozdział 4

PRZEWIDYWANIE POGODY

strona 113

- 4.1. Służba prognoz, sieć stacji meteorologicznych/113
- 4.2. Klucz synoptyczny — symbole synoptyczne/114
- 4.3. Analiza mapy pogody (wiadomości ogólne)/119
- 4.4. Masy powietrza/121
- 4.5. Fronty atmosferyczne/126
- 4.5.1. Front ciepły/128
- 4.5.2. Front chłodny/131
- 4.5.3. Fronty zokludowane/134
- 4.5.4. Reguły przemieszczania się frontów/142
- 4.5.5. Częstość występowania frontów atmosferycznych w Polsce/145
- 4.6. Główne przyczyny zmian pogody/146
- 4.7. Prognoza pogody/158
- 4.7.1. Analiza map pogody/158
- 4.7.2. Mapy pogody/159

Rozdział 5

PRĄDY I CHMURY KONWEKCYJNE

strona 183

- 5.1. Uwagi ogólne/183
- 5.2. Turbulencja konwekcyjna i kominy termiczne/188
- 5.3. Prądy pionowe w chmurach/202
- 5.3.1. Turbulencja wewnątrz chmury kłębiastej/212
- 5.3.2. Turbulencja z boku chmury kłębiastej/212
- 5.3.3. Turbulencja nad chmurami kłębiastymi/213
- 5.4. Struktura chmur kłębiastych/213
- 5.5. Zależność konwekcji od charakteru podłoża/216

Rozdział 6

PRĄDY I CHMURY OROGRAFICZNE

strona 221

- 6.1. Rodzaje prądów orograficznych/221
- 6.1.1. Prądy zboczowe/221.
- 6.1.2. Prądy falowe/224
- 6.1.3. Teoria fali górskiej/227
- 6.1.4. Nomogram Förichtgotta/238
- 6.1.5. Interferencja fal orograficznych/239

- 6.2. Chmury orograficzne/241
- 6.2.1. Mur halny/241
- 6.2.2. Chmury soczewkowate (Ac lent)/243
- 6.2.3. Wielowarstwowe chmury soczewkowate/245
- 6.2.4. Chmury rotorowe (Cu rot)/247
- 6.3. Fala tatrzańska/248

Rozdział 7

PRĄD STRUMIENIOWY (JET-STREAM)

strona 264

Rozdział 8

GROŻNE ZJAWISKA ATMOSFERYCZNE

strona 272

- 8.1. Uwagi ogólne/272
- 8.2. Widzialność/273
- 8.2.1. Widzialność pozioma, skośna i pionowa/273
- 8.2.2. Widzialność w chmurach/278
- 8.2.3. Widzialność podczas opadów/279
- 8.3. Oblodzenie/282
- 8.3.1. Uwagi ogólne/282
- 8.3.2. Klasyfikacja osadów lodowych/283
- 8.3.3. Oblodzenie w chmurach jednorodnych mas powietrza/285
- 8.3.4. Oblodzenie w chmurach stref frontowych/286
- 8.4. Burze/287
- 8.4.1. Rozwój chmury burzowej/287
- 8.4.2. Klasyfikacja burz/292
- 8.4.2.1. Burze frontu chłodnego/292
- 8.4.2.2. Burze frontu ciepłego/293
- 8.4.2.3. Burze okluzji chłodnej/293
- 8.4.2.4. Burze adwekcyjne/294
- 8.4.2.5. Burze konwekcyjne (ciepłe)/294
- 8.5. Turbulencja/295
- 8.5.1. Struktura turbulencji i jej rodzaje/295
- 8.5.2. Rzucanie przy termice bezchmurnej/299
- 8.5.3. Turbulencja dynamiczna/299



ROLA I ZNACZENIE METEOROLOGII DLA SZYBOWNIKÓW

Celem niniejszej książki jest podanie w sposób popularnonaukowy ogólnych wiadomości z meteorologii. Szczególną uwagę zwrócono w niej na rozwój prądów wstępujących, którymi tak bardzo zainteresowani są szybownicy. Zapoznanie się od strony teoretycznej z zagadnieniami meteorologicznymi ułatwia szybownikowi w wielu przypadkach, przy umiejętnym ich wykorzystaniu, wykonanie postawionego zadania.

Znajomość tajników meteorologii umożliwia szybownikowi wykonywanie dłuższych przelotów w warunkach pogodowych, które na pozór wydawałyby się zbyt trudne lub wprost niesprzyjające, a także uzyskiwanie dużych wysokości czy prędkości przez maksymalne wykorzystanie istniejących warunków.

Aby poznać tajniki meteorologii, nie wystarcza jednak zapoznać się tylko z takim czy innym podręcznikiem z tej dziedziny. Podczas wykonywania każdego lotu pilot powinien również zwracać baczna uwagę na to, co dzieje się w atmosferze w każdych warunkach pogodowych i to, co zaobserwuje, konfrontować ze swoimi wiadomościami teoretycznymi. Wówczas dopiero ugruntuja się nabyte wiadomości teoretyczne z meteorologii. Włożony trud w poznanie meteorologii być może nie od razu będzie procentował, lecz w przyszłości opłaci się wielokrotnie.



METEOROLOGIA OGÓLNA

2.1.

WIADOMOŚCI WSTĘPNE

2.1.1

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 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.

2.1.2

POGODA — PRZEDMIOT BADAŃ METEOROLOGII

W atmosferze odbywają się nieprzerwalnie 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, to 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. słoneczna, deszczowa, zmienna, pochmurna, upalna itp.

Pogoda w każdym 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 spa-



da, a nocą, gdy temperatura obniża się, wartość wilgotności względnej zwiększa się. 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 są związane 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.

2.2

ATMOSFERA — GAZOWA OTOCZKA ZIEMI

2.2.1

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 wystarczy 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 pa-
nujących w górnych warstwach atmosfery jest 30 stycznia 1930 roku. W dniu tym wypuszczono pierwszą udaną radiosondę — przyrząd umożliwiający pomiar elementów meteorologicznych

(ciśnienie, temperatura, wilgotność) w swobodnej atmosferze i jednocześnie 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 kropeł opadu dają silniejsze echo niż części zbudowane z mniejszych kropeł; 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 cm 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 duży zasięg (100—200 km i więcej), dzięki któremu jest możliwe badanie zjawisk zbyt dalekich do dokładnej obserwacji za pomocą zwykłej sieci meteorologicznej.

Radary meteorologiczne są instalowane także na pokładach samolotów. Dzięki radarom pokładowym załoga samolotu odpowiednio wcześniej wykrywa niebezpieczne dla samolotu zjawiska (burze, strefy opadu, turbulencje), co umożliwia ominiecie stref niebezpiecznych.



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

Rakiety meteorologiczne i geofizyczne wykorzystywane do pionowego sondowania atmosfery są wyposażone w przyrządy, których wskazania są przekazywane 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 km². 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 są wykorzystywane 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.

2.2.2

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).

Oprócz wymienionych gazów w skład naszej atmosfery wchodzi jeszcze para wodna, której zawartość objętościowo wynosi

Skład powietrza atmosferycznego

TABLICA 1

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

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 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.

Ciepłota 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.

2.2.3

BUDOWA ATMOSFERY

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

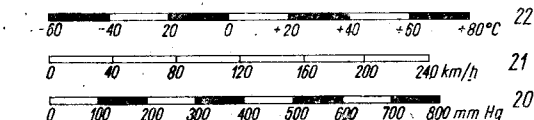
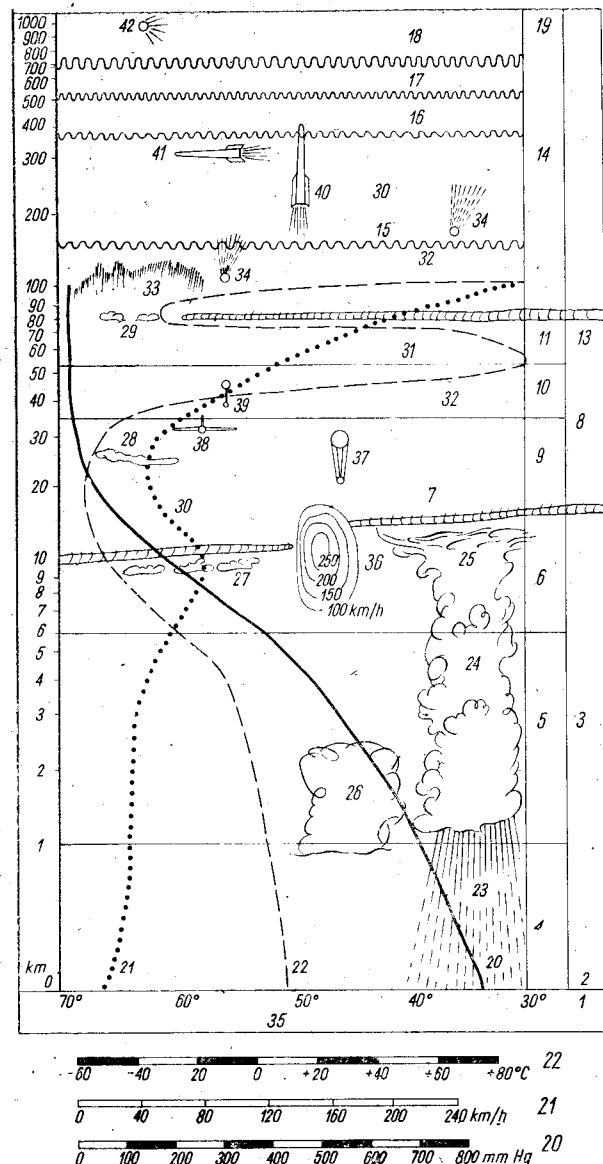
Wewnątrz troposfery wyróżnia się najniższą warstwę, sięgającą do wysokości 1500 m, poddaną szczególnie silnemu oddziaływaniu podłoża, zwłaszcza tarcia. Nazwano ją warstwą tarcia lub warstwą tarciową.

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.

Rys. 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 F₁ o godzinie 12, 17 — warstwa F₁+F₂ o godzinie 24, 18 — warstwa F₂ o godzinie 12, 19 — egzosfera, 20—23 — zjawiska atmosferyczne, 20 — ciśnienie atmosferyczne, mm Hg, 21 — prędkość wiatru w km/h, 22 — temperatura w °C, 23 — opady atmosferyczne, 24 — chmury pierzaste,



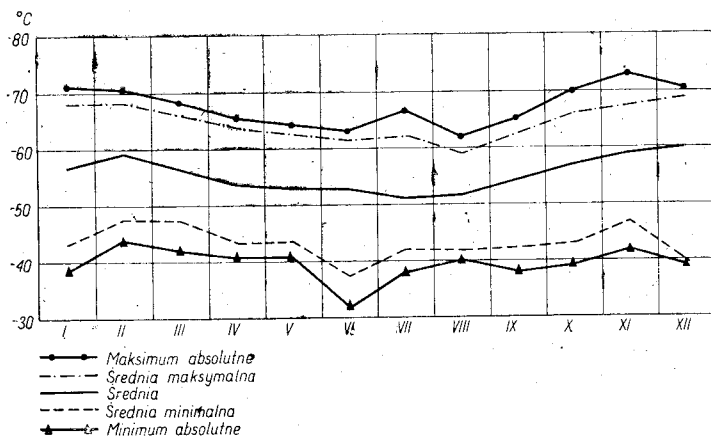
25 — kowadło, 26 — chmury kłębiaste, 27 — chmury pierzaste, 28 — chmury iryzujące, 29 — chmury srebrzyste, 30 — obszar wiatrów zachodnich, 31 — obszar wiatrów wschodnich w okresie lata, 32 — obszar wiatrów wschodnich w okresie zimy, 33 — zorze polarne, 34 — meteory, 35 — szerokość geograficzna, 36 — izotachy jet-streamu (prądu strumieniowego), 37—40 — pułapy lotów, 37 — balon stratosferyczny, 38 — samolot, 39 — radiosonda, 40 — rakiet, 41 — lot pierwszego załogowego statku kosmicznego WOSTOK-1, 42 — pierwszy sztuczny satelita ziemi SPUTNIK-1



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

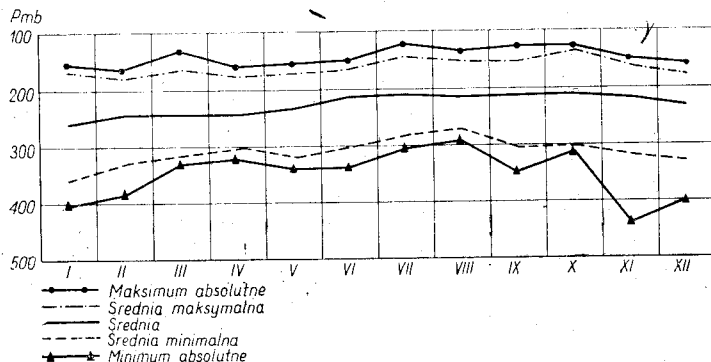
Tropopauza. Tropopauzą nazywa się warstwę przejściową, rozgraniczającą troposferę od stratosfery. Często tropopauzą nazywa się górną granicę troposfery, przyjmując umownie ten poziom, na którym pionowy gradient temperatury spada poniżej $0,2^{\circ}/100$ m.

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



Rys. 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

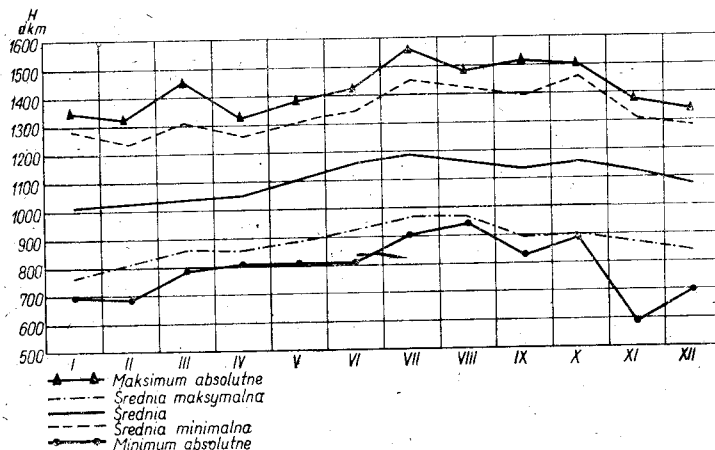


Rys. 3. Przebieg ciśnienia na dolnej granicy tropopauzy

o obecności tropopauzy świadczy występowanie inwersji, izotermii lub słabego spadku 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.

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



Rys. 4. Przebieg wysokości na dolnej granicy tropopauzy

torium aerologicznego w Legionowie k. Warszawy, z lat 1956—60. Na rysunkach tych przedstawiono roczny przebieg temperatury, ciśnienia i wysokość dolnej granicy tropopauzy. Linia ciągłą grubą przedstawiono wartości średnie, powyżej niej i poniżej linią ciągłą cienką — wartości absolutne, a linią przerywaną — 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 wahanach tak w poszczególnych miesiącach, jak i w przebiegu rocznym.

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

W tablicy 2 widać, że wyższe temperatury od wartości średniej rocznej obserwuje się wiosną i latem, zaś wyższe ciśnienie —



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

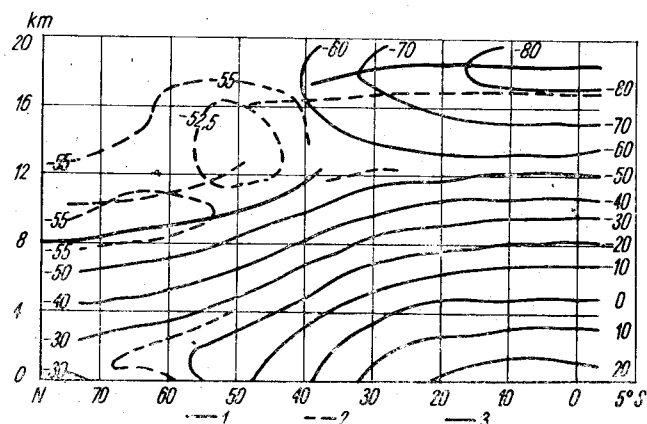
TABLICA 2

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	8398	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)	-44,2	-65,3	-56,9	307,9	150,7	214,7	13 874	8874	11 384
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

zimą i wiosną. Górna granica tropopauzy sięga najwyżej latem i jesienią.

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

Z przytoczonych w tablicy 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 wahanie wysokości tropopauzy są związane z warunkami cyrkulacyjnymi (cyrkulacje niżowa i wyżowa).



Rys. 5. Południkowy przekrój przez troposferę
1 — tropopauza, 2 — izoterm

kulacyjnymi (cyrkulacje niżowa i wyżowa). Dokładne badania wykazały, że nad niżami tropopauza obniża się, tworząc wyraźne wklęsnięcia, a w ośrodkach wyżowych tropopauza ma kształt wypukły.

Stratosfera. Stratosferą nazwano warstwę atmosfery występującą na poziomie od tropopauzy do 50—55 km. Na podstawie analizy rozkładu temperatury stratosferę dzieli się zazwyczaj na

Srednia temperatura i wysokość tropopauzy nad Legionowem w styczniu i lipcu

TABLICA 3

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

warstwę izotermiczną (12—35 km) i warstwę ciepłą albo inwersyjną (35—55 km), powyżej której występuje już kolejna warstwa przejściowa, zwana stratopauzą.

Srednie temperatury dolnej stratosfery wahają się od -45°C do -75°C, zależnie od szerokości geograficznej i pory roku. Wartości pionowych gradientów temperatury wahają się w przedziale od -1/100 m do +0,1/100 m. Srednia zaś temperatura na górnej granicy stratosfery jest w pobliżu 0°C, wahając się od -20°C do +20°C. Możliwe są nagłe silne wahanie temperatury w postaci nagłego ochłodzenia lub ogrzania, wywołane silnym pochłanianiem przez ozon (O₃) 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 kropeł wody.

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

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

Mezofera 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 zaczy-



na 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 termopauza.

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. Troposfera 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 F₁ (na wysokości 120 km) i warstwę F₂ (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 F₁ istnieje tylko latem i w ciągu dnia; krytyczna częstotliwość wynosi 5,5 MHz ($\lambda = 50$ m).

Warstwa F₂ 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 F₂ są znacznie mniejsze.

Czasami w jonosferze występują nagle 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”.

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.

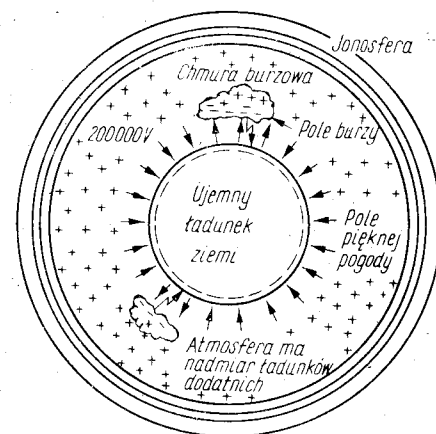
Czynniki, pod wpływem których powstają w atmosferze jony, nazwano jonizatorami. Takimi jonizatorami są:

- promieniowanie ciał radioaktywnych, znajdujących się w glebie i atmosferze (w czasie rozpadu radioaktywnego zostaje wysyłane promieniowanie α , β i γ , jonizujące cząsteczki powietrza),
- promieniowanie kosmiczne (jonizacja w wyższych warstwach atmosfery — w ozonosferze),
- promieniowanie korpuskularne i ultrafioletowe Słońca (jonizacja w górnych warstwach atmosfery — w jonosferze).

Drugorzędnymi jonizatorami są:

- zjawiska burzowe,
- jonizacja termiczna podczas wielkich pożarów,
- mechaniczne procesy związane z rozpadem kropeł wody (w pobliżu wodospadu lub fali przybojowej).

Liczba jonów w 1 cm³ 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 cm³



Rys. 6. Schemat elektrycznego stanu atmosfery

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 powierzchnią 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 30V/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. 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 1800 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. Przeciuprądu 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 woltów. 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 jednej 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 bywa przenoszony 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 25 000 A (może osiągnąć 60 000 A; najwyższa zmierzona wartość wynosi 300 000 A).

Dotychczas nie zostało dokładnie wyjaśnione, w jaki sposób powstają w chmurach burzowych różnorodne 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 (kropeli). Duże krople mają ładunek ujemny, a małe — dodatni.

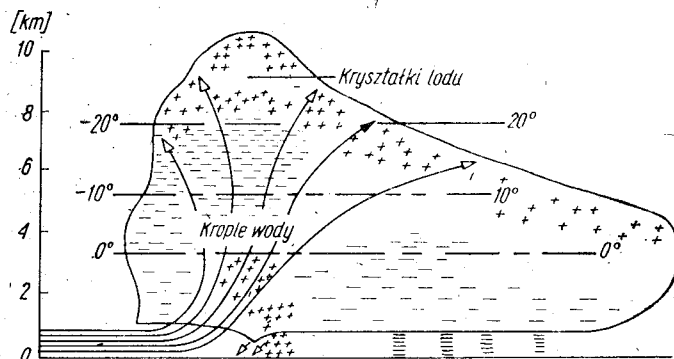
Charakterystyczną cechą chmur burzowych jest nagromadzenie dodatnich ładunków w górnej części chmury i ujemnych ładunków w części dolnej. Często w dolnej części chmury istnieje ograniczony obszar o ładunku dodatnim — zazwyczaj występuje on w przedniej części chmury, gdzie rozwijają się najintensywniejsze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

Ponieważ prądy pionowe w chmurach segregują elementy chmury (krople, kryształki) według ich wielkości (ciężaru), dlatego małe elementy jako lżejsze są unoszone 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 rolę odgrywa rozpadanie się wielkich kropel. W przypadku gdy prądy wstępujące osiągają prędkość 8 m/s, wówczas mogą podtrzymywać w stanie zawle-

żenia kropel o średnicy 7 mm. Kropel 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 kropki 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. 7.



Rys. 7. Schemat rozmieszczenia ładunków elektrycznych w chmurze burzowej

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 naboń dodatni, jak i ujemny. Wartość ładunku 1 g śniegu jest znacznie większa niż 1 g wody.

Opady przelotne (nie burzowe) przenoszą w większej części ładunki ujemne. Stwierdzono także, iż wartość ładunku 1 g 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 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.

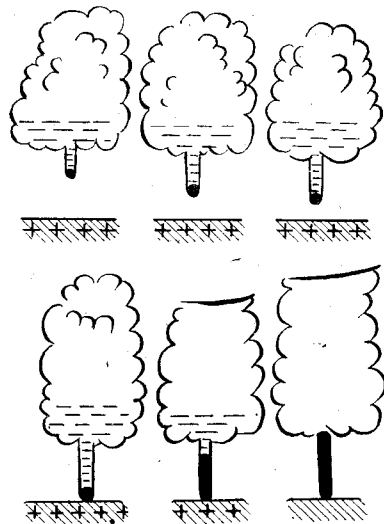
Błyskawice mogą mieć różne formy — najczęstsze są błyskawice liniowe przebiegające zygawkowato, często rozgałęzione, oraz błyskawice płaskie lub wstęgowe — obejmujące rozległe obszary chmur. Znacznie rzadziej obserwuje się błyskawice kuliste i perełkowe, występujące w postaci jednej lub kilku świecących 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 cha-

rakter 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



Rys. 8. Etapy rozwoju lidera błyskawicy

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 są poprzedzane przez własne lidery, rozwijające się już na „przygotowanym gruncie” szybciej niż pierwszy.

Odstęp czasu między kolejnymi błyskawicami wynosi od kilku setek do kilku dziesiątych 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. 8).

2.3

ELEMENTY METEOROLOGICZNE; CHMURY

Elementami meteorologicznymi są nazywane 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.

2.3.1

TEMPERATURA

Temperatura jest charakterystyką stanu cieplnego określonego ciała, mierzona 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 reprezentatywnym. 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 względna, 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 barograf i barometr — przyrządy służące do ciągłej rejestracji przebiegu ciśnienia.

Proces nagrzewania i ochładzania się powietrza. Głównym źródłem ciepła dla całej ziemi jest energia promienista słońca, nazywana 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 na stałych cząsteczkach zawieszonych w powietrzu, a kro-

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota



pelki, 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 $1,0\text{ }\mu\text{m}$ przypada aż 99% całej energii promieniowania. Promieniowanie widzialne obejmuje przedział o długości fal od $0,4$ do $0,75\text{ }\mu\text{m}$, jednak w przedziale tym mieści się prawie połowa energii promieniowania słońca (46%). Prawie tyle samo przypada na promieniowanie podczerwone — $0,76\text{ }\mu\text{m}$ (47%), a pozostałe 7% energii przypada na promieniowanie ultrafioletowe o długości fali $0,40\text{ }\mu\text{m}$.

W meteorologii ze względów praktycznych rozróżnia się dwa rodzaje promieniowania — krótkofalowe, o długości fali $0,17\text{—}4\text{ }\mu\text{m}$ (promieniowanie Słońca), i długofalowe, o długości fali $4\text{—}120\text{ }\mu\text{m}$ (promieniowanie Ziemi).

Dla promieniowania krótkofalowego atmosfera ziemską 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, ciepłego. 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 ciepłego. Powietrze wysyła ciepło we wszystkich kierunkach, w tym również ku ziemi.

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 nocy pochmurne powietrze nigdy nie ochładza się tak, jak w nocy pogodnej — zwłaszcza zimą.

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

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

Obecnie na całym świecie, zgodnie z międzynarodowym układem jednostek miar SI, wprowadza się do oznaczenia 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

$$T^{\circ}\text{K} = t^{\circ}\text{C} + 273$$

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 jest przenoszone 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 $^{\circ}\text{C}$ na 100 m wzniesienia. Pionowy gradient temperatury nie jest stały, zależy od pory roku, rodzaju mas powietrza itp.

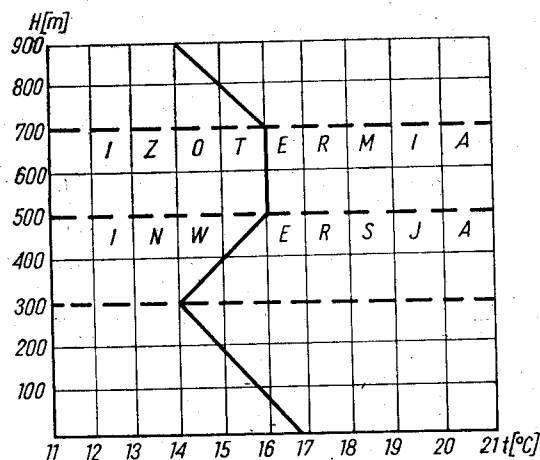
Podczas wznoszenia się do góry powietrze ulega adyabatycznemu ochłodzeniu*). Jeśli powietrze nie jest nasycone parą wodną, spadek temperatury z wysokością wynosi $1^{\circ}/100\text{ m}$. Tęgo rodzaju spadek nazwano suchoadyabatycznym gradientem temperatury. Jeżeli wznosi się powietrze nasycone parą wodną, spadek temperatury wraz z wysokością wynosi $0,5^{\circ}/100\text{ m}$. Wolniejszy spadek temperatury w tym przypadku jest spowodowany 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 wilgotnoadyabatycznym gradientem temperatury.

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. 9).

Inwersje temperatury, uwzględniając wysokość ich występowania podzielono na dwie grupy: inwersje dolne oraz inwersje

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





Rys. 9. Inwersja i izotermia

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 4. 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.

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

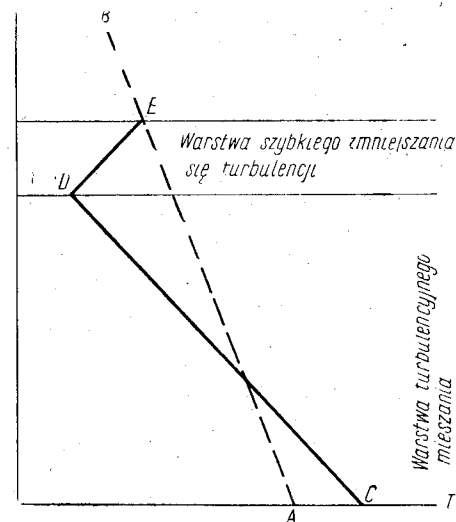
Średnia liczba inwersji dolnych w przedziałach ich pionowego zasięgu

TABLICA 4

Grubość w m	0	100	200	300	400	500	1000	Σ
Miesiąc	100	200	300	400	500	1000	1000	
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

Inwersje osiadania powstają w wyniku osiadania mas powietrza w ośrodkach wysokiego ciśnienia (w wyżach). Powietrze opadając ulega sprężaniu i adiabatycznemu ogrzaniu. Powietrze, które osiada, nie dociera do samego podłoża, lecz na pewnej wysokości zaczyna rozpyliwać się na boki. W takim przypadku inwersja jest „zawieszona” w swobodnej atmosferze. Poziom jej zalegania nie jest jednakowy w całym obszarze wyżu — najniższej schodzi ona w tym miejscu, gdzie intensywność osiadania jest największa, a więc w środku wyżu, najwyżej zalega na skrajach tego ośrodka.

Inwersje turbulencyjne (mieszanie) powstają wówczas, gdy w pewnej warstwie powietrza występuje silne mieszanie turbu-



Rys. 10. Schemat powstawania inwersji turbulencyjnej



lencyjne, które może być wywołane przez nierówność terenu bądź też przez inne czynniki dynamiczne, na przykład wiatr. Gdy w atmosferze występuje warstwa 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.

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

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

TABLICA 5

Poziom w m Miesiąc	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	1,9	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	15,2	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

Częstość inwersji w swobodnej atmosferze do wysokości 3 km nad Legionowem (1951—60) przedstawiono w tabl. 5 (wg autora).

Z tablicy 5 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.

Ciśnieniem atmosferycznym nazwano siłę, jaką wywiera powietrze na powierzchnię ziemi. Jest ono równe ciężarowi słupa powietrza sięgającego 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° na poziomie morza na powierzchnię równą 1 cm². Słup rtęci o wysokości 760 mm wywiera ciśnienie równe $760 \cdot 13,596 = 1033,3 \text{ G/cm}^2$ ($13,596 \text{ g/cm}^3$ — ciężar właściwy rtęci w $t = 0^\circ\text{C}$).

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

W systemie SI za jednostkę siły przyjęto „niuton” [N]. Niuton jest to siła, która masie 1 kg nadała przyspieszenie 1 m/s^2 .

Oznacza to, że $1 \text{ N} = 10^5 \text{ dyn}$.

Ciśnienie w układzie SI wyraża się w N/m^2 . Milibary na N/m^2 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:

$$\rho = \frac{m}{v} \text{ g/cm}^3$$

lub

$$\rho = \frac{m}{v} \text{ kg/m}^3$$

Gęstość powietrza suchego wynosi $0,001293 \text{ G/cm}^3$; 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 oraz na ciąg silnika. Odchylenia te wywierają także istotny wpływ na wskazania przyrządów nawigacyjnych.

znajdź więcej na



nakolannik.pl

baza wiedzy pilota

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:

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

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_0 nazywa się gęstością względną $\rho\Delta$:

$$\rho\Delta = \frac{\rho_H}{\rho_0}$$

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

$$\frac{\rho_H}{\rho_0} = \frac{p_H}{p_0} \frac{T_0}{T_H}$$

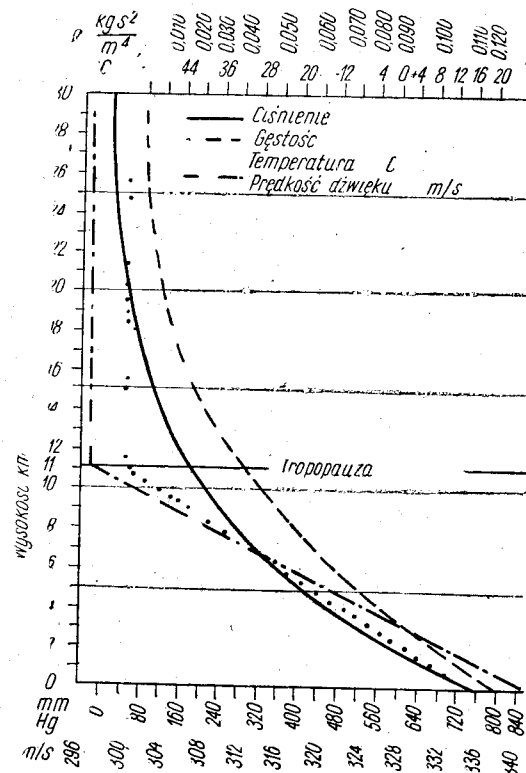
gdzie:

- ρ_H — gęstość powietrza na wysokości H ,
- ρ_0 — gęstość powietrza przy powierzchni ziemi,
- p_H — ciśnienie powietrza na wysokości H ,
- p_0 — ciśnienie powietrza na powierzchni ziemi,
- T_H — temperatura bezwzględna ($273 \text{ K} + t_H$) na poziomie H ,
- T_0 — temperatura bezwzględna ($273 \text{ K} + t_0$) przy powierzchni ziemi,
- T_H — temperatura powietrza na wysokości H w °C,
- T_0 — temperatura powietrza przy powierzchni ziemi w °C.

Obliczenia za pomocą tego wzoru gęstości powietrza na różnych wysokościach, przy stałych wartościach ρ_0 , p_0 i T_0 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 tropopauzy (rys. 11). Powyżej 11 km, w dolnej stratosferze, przyjęto jako stałą temperaturę -56,5°C.



Rys. 11. Atmosfera standardowa

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

Charakterystyczne wartości atmosfery wzorcowej do wysokości 20 000 m podano w tablicy 6.

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

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



Wysokość h [m]	Temperatura		Ciśnienie p			Gęstość kg/m³	Prędkość dźwięku [m/s]	Lepkość [m²/s]
	t [°C]	T [K]	mm Hg	kg cm²	mb			
0	+15,00	288,00	760,00	1,003	1013,25	0,125	340,27	1,45
500	+11,75	284,75	715,99	0,973	954,59	0,1191	338,35	
1000	+8,5	281,50	674,99	0,916	888,70	0,1134	336,41	1,58
1500	+5,25	278,25	634,18	0,862	845,55	0,1079	334,45	
2000	+2,00	275,00	596,23	0,811	784,88	0,1027	332,50	1,71
2500	-1,25	271,75	560,11	0,761	746,78	0,0976	330,53	
3000	-4,50	268,50	525,79	0,715	700,99	0,0927	328,55	1,85
3500	-7,75	265,27	493,19	0,670	657,57	0,0881	326,55	
4000	-11,00	262,00	462,26	0,628	616,28	0,0836	324,54	2,01
4500	-14,25	258,75	432,90	0,580	569,58	0,0792	322,13	
5000	-17,50	255,50	405,09	0,551	540,07	0,0751	320,50	2,2
5500	-20,75	252,25	378,71	0,515	504,93	0,0711	318,45	
6000	-24,00	249,00	353,77	0,481	471,67	0,0673	316,39	2,4
6500	-27,25	245,75	330,18	0,449	440,20	0,0636	314,33	
7000	-30,50	242,50	307,87	0,419	410,46	0,0601	312,24	2,62
7500	-33,75	239,25	286,79	0,390	382,33	0,0568	310,14	
8000	-37,00	236,00	266,86	0,363	355,84	0,0536	308,03	2,89
8500	-40,25	232,75	248,13	0,337	330,84	0,0505	305,90	
9000	-43,50	229,50	230,45	0,313	307,27	0,0476	303,75	3,18
9500	-46,75	226,25	213,82	0,291	285,08	0,0448	301,59	
10000	-50,00	223,00	198,16	0,270	264,21	0,0421	299,42	3,50
11000	-56,50	216,50	169,40	0,236	226,17	0,0371	295,02	3,85
12000	-56,50	216,50	144,63	0,197	193,16	0,0317	295,02	4,51
13000	-56,50	216,50	123,65	0,168	164,97	0,0271	295,02	5,23
14000	-56,50	216,50	105,56	0,144	140,89	0,0231	295,01	6,18
15000	-56,50	216,50	90,14	0,123	120,32	0,0197	295,02	7,23
16000	-56,50	216,50	77,08	0,105	102,76	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	0,056	54,67	0,0090	295,02	15,80

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_0 :

$$H_0 = \frac{2,87 \times 10^6 \times 273}{980,6} = 799\,100 \text{ cm} = 7991 \text{ m}$$

Można więc przyjąć, że atmosfera sięga do 8000 m; jeżeli $t \neq 0^\circ\text{C}$ ($T \neq 273$ 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 nazywa się izotermiczną; wysokość jej oblicza się ze wzoru:

$$H_z = 18\,400 (1 + \alpha t) \lg \frac{P_0}{P_z}$$

gdzie:

P_0 — ciśnienie przy powierzchni ziemi,
 P_z — ciśnienie na poziomie z ,
 t — temperatura średnia dla danej warstwy.

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

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

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

gdzie:

— mnożnik $(1 + 0,0026 \cos 2\varphi)$ charakteryzuje zmiany siły przyciągania w zależności od zmiany szerokości geograficznej danego miejsca,



— mnożnik $(1+\beta_2)$ charakteryzuje zmiany siły przyciągania w zależności od wysokości n.p.m.,
 h — wysokość [m],
 e — średnia prężność pary wodnej w rozpatrywanej warstwie,
 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:

$$h = 8000 \frac{2(p_H - p_0)}{p_H + p_0} (1 + \alpha_t) \quad [\text{m}]$$

gdzie:

p_H — wartość ciśnienia na górnym poziomie,

p_0 — 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:

$$h' = \frac{8000}{p} (1 + \alpha_t) \quad [\text{m}/\text{mb}]$$

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

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

Stopień baryczny rośnie w miarę zwiększania się wysokości (tabl. 7), przy czym w powietrzu cieplejszym jest on większy niż w powietrzu chłodnym.

Zależności stopnia barycznego od temperatury i ciśnienia

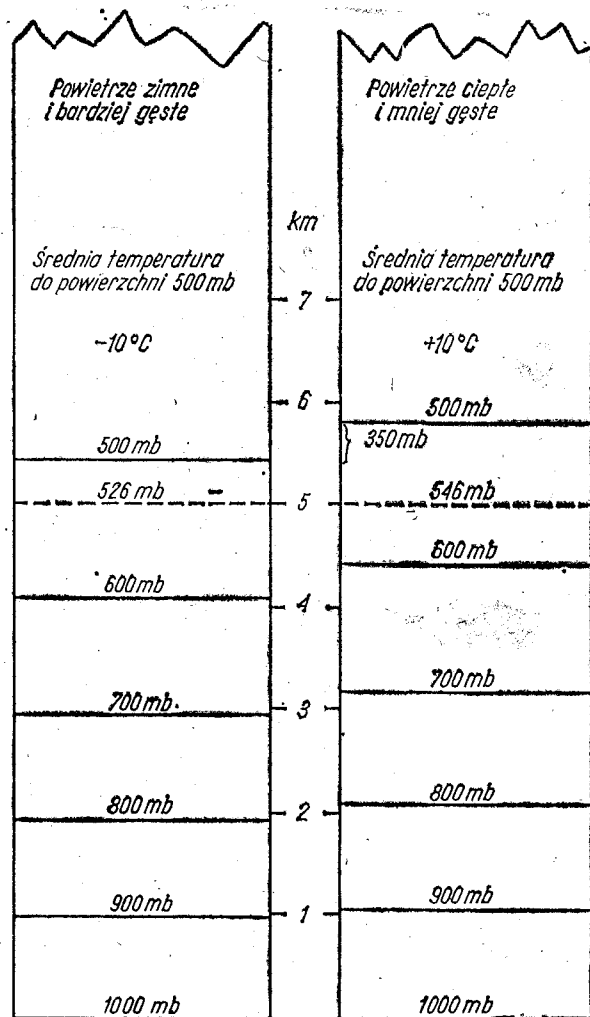
TABLICA 7

Ciśnienie w mb	Temperatura w $^\circ\text{C}$				
	-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

W przypadku dwóch mas powietrza — ciepłego i chłodnego — w których ciśnienie przy powierzchni ziemi jest jednakowe, na pewnej wysokości ciśnienie w cieplej masie będzie wyższe niż w masie powietrza chłodnego (rys. 12).

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

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



Rys. 12. Spadek ciśnienia w powietrzu ciepłym i zimnym

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 uwidacznia się w przebiegu rocznym lub sezonowym. Nieokresowe zmiany spowodowane są wędrowką ośrodków barycznych — niżów i wyżów. Szczególnie wyraźnie nieokresowe zmiany ciśnienia obserwuje się w umiarkowanych szerokościach geograficznych.

Isobary, powierzchnie izobaryczne. Rozkład ciśnienia na powierzchni ziemi przedstawia się na ogół za pomocą tzw. izobar,

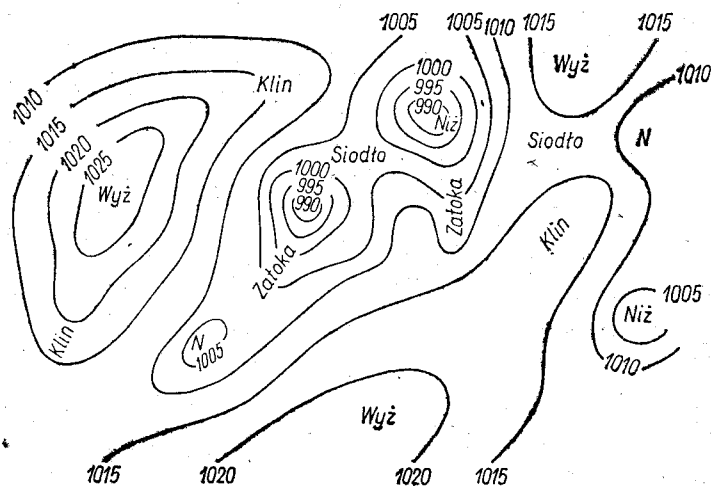


to jest linii łączących punkty o jednakowym ciśnieniu. Izobary wykreślone na mapie ilustrują przestrzenny rozkład ciśnienia, umożliwiając zorientowanie się co do rozmieszczenia ośrodków barycznych na analizowanym obszarze.

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 układu 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.

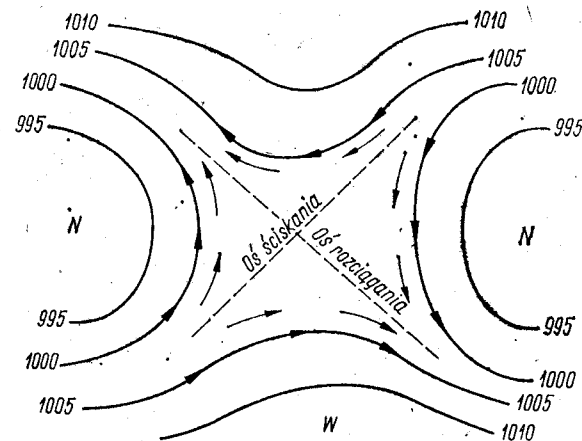
Do obszarów obniżonego ciśnienia zalicza się **niż** (cyklon) oraz zatokę. Na mapie niż zaznacza się izobarami zamkniętymi, przy czym ciśnienie na jego obszarze maleje od peryferii ku środkowi układu. W środku niżu na mapie pogody stawia się literę N (niż). Zatoka jest wyciągniętą częścią niżu, wzdłuż 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



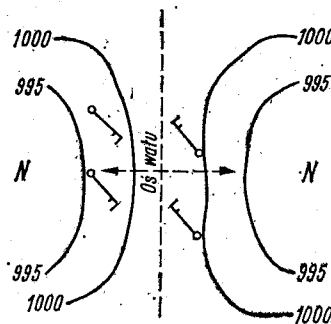
Rys. 13. Przykład pola barycznego

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. 13).

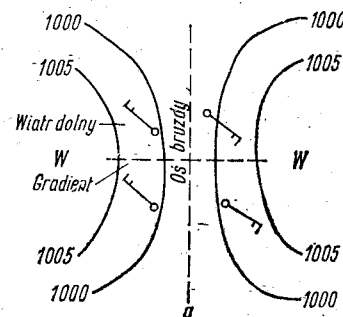
Odrębnymi układami są: siodło, wał wysokiego ciśnienia i bruzda. Siodło jest to obszar przejściowy między dwoma niżami i wyżami położonymi „na krzyż” (rys. 14). Wałem wysokiego ciśnienia nazywa się wąski wyciągnięty pas podwyższonego ciśnienia między dwoma ośrodkami niżowymi (rys. 15). Bruzda jest



Rys. 14. Schemat siodła



Rys. 15. Schemat wału wysokiego ciśnienia



Rys. 16. Schemat bruzdy

to wąski pas obniżonego ciśnienia, ciągnący się między dwoma wyżami (rys. 16).

Z mapy izobar można wyznaczyć 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

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

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

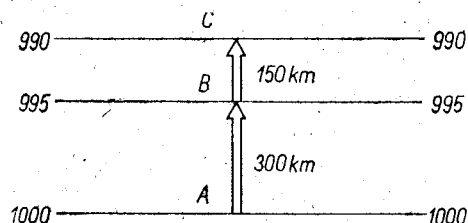
$$G = \frac{5 \cdot 111}{150} = 3,7 \text{ mb}$$

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. 17).

Gradient jest wartością wektorową — ma swój kierunek i wartość. Zorientowany jest on zawsze od wyższego ciśnienia do niż-



Rys. 17. Izobary i poziomy gradient ciśnienia

szego, a więc w wyżu skierowany jest on od środka na zewnątrz, a w niżu z zewnątrz ku jego środkowi.

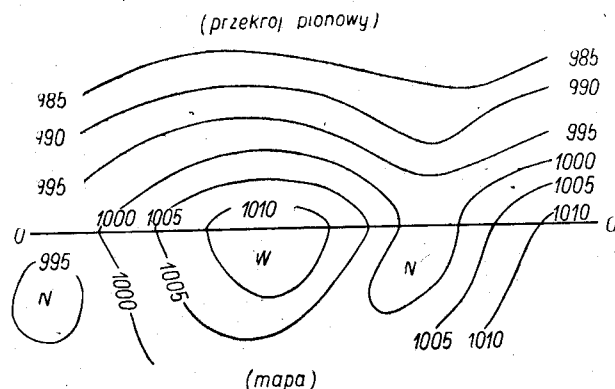
Ciśnienie atmosferyczne zmienia się nie tylko w kierunku poziomym, ale również i pionowym. Wartości pionowych gradientów ciśnienia są znacznie większe w porównaniu z wartościami poziomych gradientów ciśnienia.

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 jednako-

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 wyznaczonymi przez przecięcie się powierzchni izobarycznych z powierzchnią ziemi (rys. 18).

Jak już poprzednio wspomniano, rozkład temperatury i ciśnienia w atmosferze wywiera bardzo istotny wpływ na wskazania



Rys. 18. Nachylenie powierzchni izobarycznych i ich przecięcie z ziemią (podłożem)

przyrządów nawigacyjnych, a zwłaszcza na wskazania wysokościomierza. Częścią tego przyrządu reagującą na ciśnienie jest aneroid (puszki Vidiego). Każdy 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.

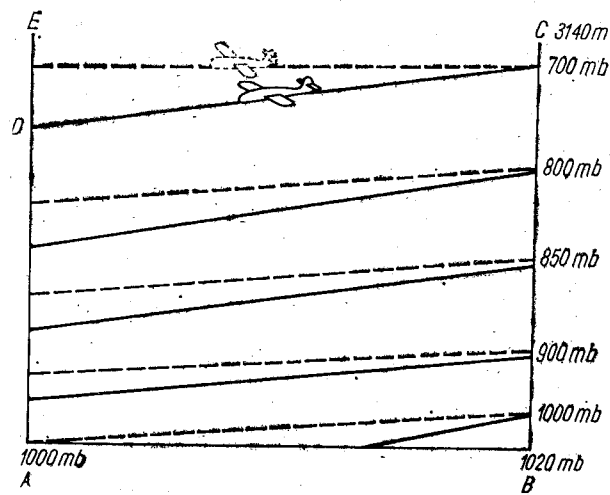
Ponieważ rzeczywisty stan atmosfery jest zawsze różny od warunków standardowych, dlatego w celu otrzymania rzeczywistej wysokości lotu na podstawie wskazań wysokościomierza, trzeba wprowadzać do odczytu poprawki przyrządowe i metodyczne. Poprawki przyrządowe są związane z niedokładnościami w procesie produkcji przyrządu oraz wpływem temperatury na mechanizm. Dlatego każdy przyrząd zaopatrzone jest w świadectwo (wykres, tabela), umożliwiające poprawienie odczytu.

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



Przykład. 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. 14). 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.

W celu otrzymania rzeczywistej wysokości samolotu nad lotniskiem docelowym do wskazań wysokościomierza trzeba wprowadzić poprawki.



Rys. 19. Schemat ilustrujący sposób wprowadzania poprawek do wskazań wysokościomierza

W tym celu otrzymuje się drogą radiową wartość ciśnienia, jakie panuje na poziomie lotniska bądź w miejscach, nad którymi odbywa się lot. Znajac tę wartość oblicza się, o ile różni się ona od 760 mm Hg (1013 mb) i otrzymaną różnicę mnoży się 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 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 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:

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

gdzie:

Δh — poprawka na temperaturę,

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

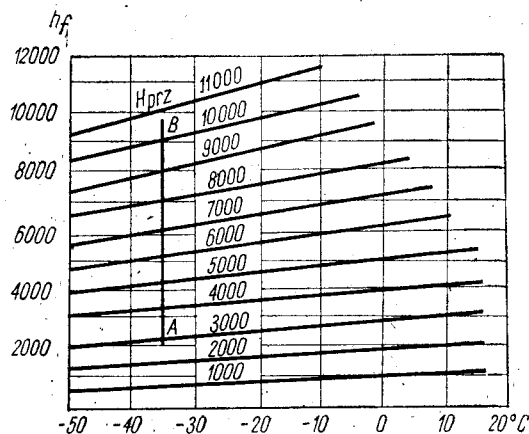
t_{sr} — rzeczywista temperatura średnia powietrza,

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

$$t_{sr}^* = 288 - 0,65 \frac{h_p}{2}$$

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

Na rys. 20 przedstawiono wykres poprawki temperatury. Na osi poziomej są naniesione wartości średniej temperatury powietrza t , obliczone dla warstwy od powierzchni ziemi do po-



Rys. 20. Wykres do określania poprawek temperatury wprowadzanych do wskazań wysokościomierza

ziomu 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 wy-



sokościomierz. 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.

2.3.3

POZIOMY RUCH POWIETRZA

Wiadomości ogólne. Przeszczanie 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 określona tylko bezwzględna wartość liczbowa tego wektora, a pojęciem „kierunek wiatru” — kierunek tego wektora.

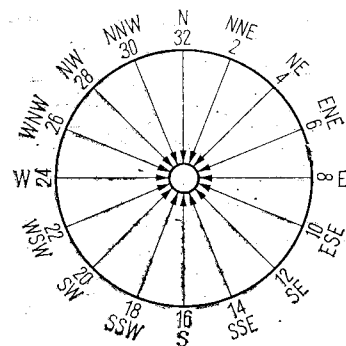
Prędkość wiatru wyraża się w metrach na sekundę lub kilometrach na godzinę. Aby przeliczyć prędkość wiatru podaną w m/s na km/h, należy pomnożyć liczbę m/s przez 3,6 i odwrot-

nie — prędkość podaną w km/h należy podzielić przez 3,6, aby otrzymać wartość w m/s, na przykład:

$$12 \text{ m/s} \times 3,6 = 43,2 \text{ km/h}$$

$$20 \text{ km/h} : 3,6 = 5,5 \text{ m/s}$$

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 miejsca — to jest azy-mut. Zasadnicze kierunki wiatru podano w tablicy 8. Zasadnicze kierunki stron świata przedstawiono na rys. 21.



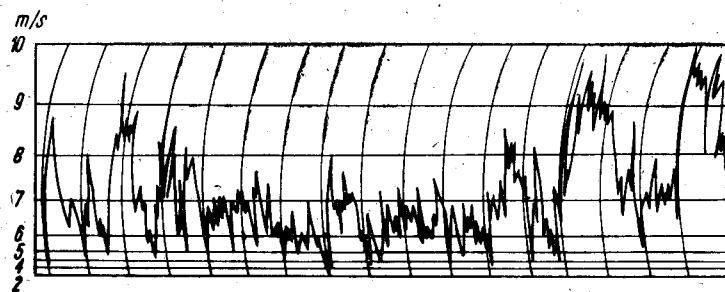
Rys. 21. Róża wiatrów

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

Meteorologiczne kierunki wiatru

TABLICA 8

Ozna-czenie	Nazwa kierunku	Stop-nie ką-towe	Dzie-siątki stopni
N	północ	360	36
NNE	północno-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	południowo-południowy wschód	157,5	16
S	południe	180	18
SSW	południo-południowy zachód	202,5	20
SW	południowy zachód	222,5	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



Rys. 22. Zapis porywistości wiatru (wycinek anemogramu)

na rys. 22. Przyrząd notujący prędkość wiatru nazywa się anemografem.

Porywistość wiatru jest szczególnie intensywna nad obszarem o urozmaiconej rzeźbie, nad lasami itp. Przyczyną tego jest zwiększona turbulencja wywołana zwiększonym tarciem o bar-

znajdź więcej na

nakolannik.pl

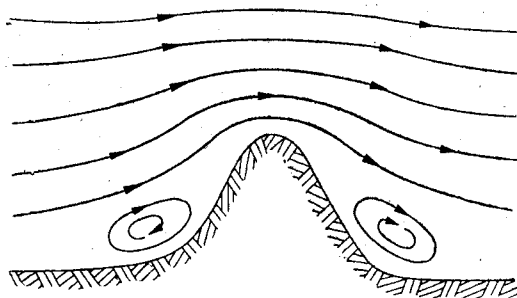
baza wiedzy pilota



dziej 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.

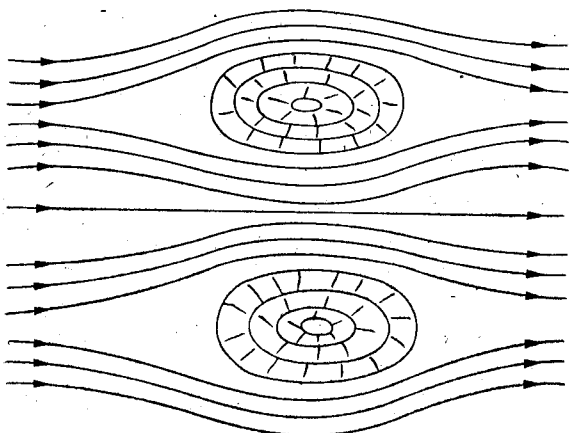
Szkwałami nazywamy nagłe krótkotrwałe wzrosty prędkości wiatru wraz z towarzyszącą mu nagłą zmianą kierunku. Prędkość wiatru przy szkwałe może osiągnąć wartość 20–30 m/s. Bardzo często wiatry szkwałowe towarzyszą burzom.

Ważny wpływ na prędkość i kierunek wiatru wywierają przeszkody w postaci gór, lasów czy też budynków. Gdy powietrze



Rys. 23. Optyw wzniesienia przez 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. 23). 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.



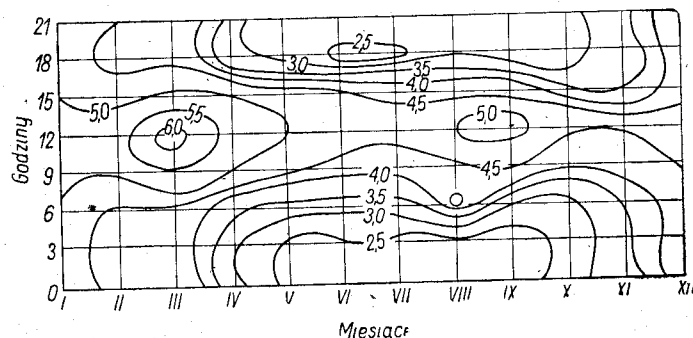
Rys. 24. Optyw dwóch wzniesień przez powietrze

Jeżeli powietrze zmuszone jest do przepłynięcia między dwiema górami, dochodzi do zwiększenia prędkości wiatru, wywołanego zagęszczeniem linii prądów (rys. 24).

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 20 oraz 21 scharakteryzowano rozkład średnich prędkości wiatru w przebiegu rocznym dla ośmiu terminów obserwacji oraz podano częstość (%) cisz notowanych każdego miesiąca w określonym terminie obserwacyjnym. Do wykreślenia tych rysunków posłużono się tzw. metodą izoplei. 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 izoplei. Z tak sporządzonego rysunku można wyznaczyć prędkość wiatru dla dowolnej chwili doby w poszczególnych miesiącach.

Wykreślone na rys. 25 izoplety średnich prędkości wiatru (wykreślono je w 0,5 m/s) wykazują, że najwyższe średnie prędkości

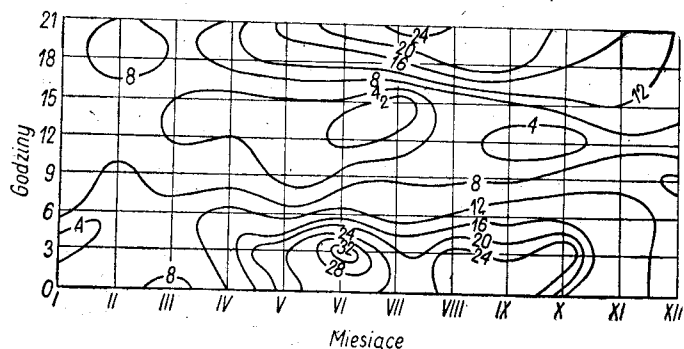


Rys. 25. Izoplety średniej prędkości wiatru dla stacji Warszawa-Okęcie

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 ciszy w poszczególnych terminach w przebiegu rocznym za ten sam okres, przedstawione na rys. 26. Rysunek wskazuje, jak często w czasie dokonywania obserwacji wiatru panowały cisy. Izoplety częstości ciszy wykreślono co 2%. Analizując ten rysunek łatwo zauważyć, że najrzadziej cisy notuje się w godzinach południowych, szczególnie w okresie lata (od 1 do 4%). Najczęściej zaś występują one w godzinach porannych





Rys. 26. Izoplety średniej częstości występowania cisz dla stacji Warszawa-Okęcie

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:

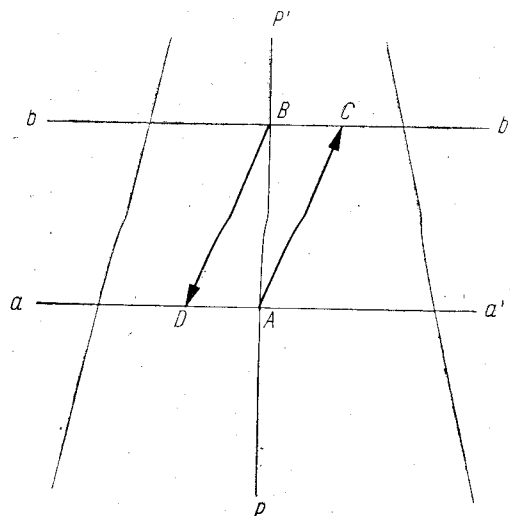
$$G = \frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta n}$$

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 prostopadłe 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 27 umożliwi 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, cząsteczka ta przemieszczałaby



Rys. 27. Zboczenie wiatru wywołane wpływem siły Coriolisa

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 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 wyprzedzenie, lecz opóźnienie ruchu, a cząsteczka zamiast trafić do punktu A , trafiłaby do punktu D , położonego na lewo (zachód) od punktu A .

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

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

gdzie:

- A — siła Coriolisa,
- ω — prędkość kątowna 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:

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

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 $1/1000 \text{ km}^{-1}$), 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 odchyła 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:

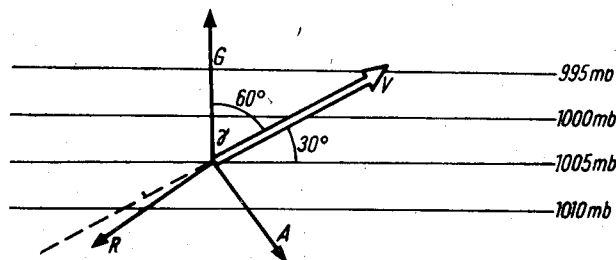
- v — prędkość wiatru,
- k — współczynnik tarcia.

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) poruszając 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 zmniejszania prędkości ruchu w wyższych warstwach i zwiększenia w warstwach niższych.

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

Na rysunku 28 przedstawiono wpływ wszystkich omówionych sił na wiatr. W wyniku współdziałania tych sił wiatr nie wieje



Rys. 28. Siły działające na wiatr

zgodnie z kierunkiem gradientu barycznego G , lecz odchyła się od niego pod pewnym kątem α . Na rysunku wektor G skierowany jest pod kątem prostym 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 odchyła się od gradientu barycznego średnio pod kątem 60° , a kąt między kierunkiem wiatru a izobara 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

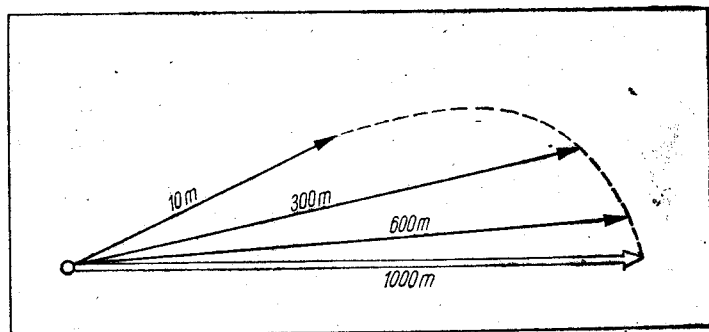
znajdź więcej na



nakolannik.pl

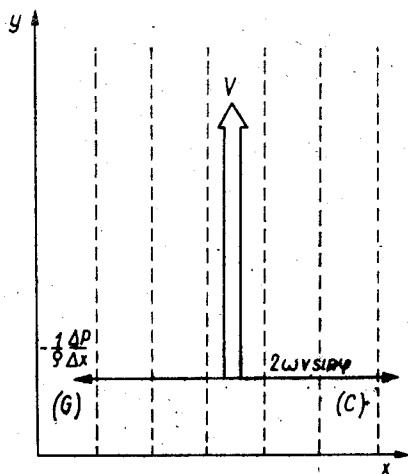
baza wiedzy pilota

cej końce wektorów, wyprowadzonych ze wspólnego punktu początkowego. Krzywą tą nazwano spiralą Ekmana (rys. 29). Powyżej warstwy tarcia zmiany wiatru zależą w zasadzie od rozkładu temperatury.



Rys. 29. Spirala Ekmana
(prędkość, kierunek wiatru na różnych wysokościach)

Wiatr gradientowy. Na rysunku 30 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

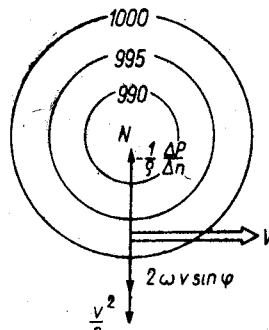


Rys. 30.
Wiatr gradientowy

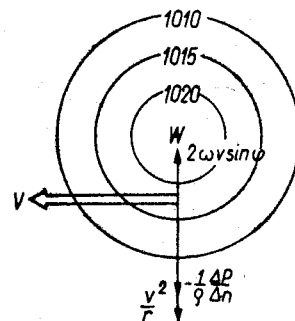
jące go powinny się równoważyć. Wektory tych sił zorientowane są wzdłuż jednej prostej, lecz działają w przeciwnych kierunkach. Siła gradientu jest zorientowana ku niższemu ciśnieniu, zaś siła Coriolisa — pod kątem prostym względem wektora wiatru. Ruch powietrza musi odbywać się wówczas równolegle

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 krzywoliniowych. Przy takim ruchu oprócz siły gradientu i siły Coriolisa do głosu dochodzi siła odśrodkowa. Działanie wszystkich sił w przypadku izobar zamkniętych, w wyżu i niżu, przedstawiono na rysunkach



Rys. 31.
Wiatr gradientowy w niżu



Rys. 32.
Wiatr gradientowy w wyżu

31 oraz 32. Wynika z nich, że siła gradientu barycznego G w niżu zorientowana jest ku środkowi ośrodka, a siła Coriolisa ku peryferiom, 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 odśrodkową równoważy siłę Coriolisa, która zorientowana jest do środka wyżu. W tym przypadku możemy napisać, że:

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

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

Prędkość wiatru geostroficznego można obliczyć z wzoru:

$$V = \frac{4,8}{\sin \varphi_1} \cdot G$$

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 war-



tości gradientu barycznego prędkość tego wiatru będzie różna w różnych szerokościach geograficznych. W tablicy 9 podano stosunek prędkości wiatru do wartości gradientu barycznego w różnych szerokościach geograficznych.

Stosunek prędkości wiatru do gradientu ciśnienia
zależnie od szerokości geograficznej

TABLICA 9

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

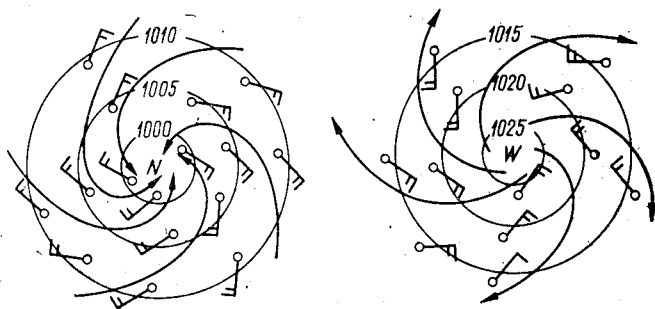
Z tablicy tej wynika, że gdy na przykład $\varphi = 50^\circ$, $G = 3$ mb/111 km, to prędkość wiatru geostroficznego powinna wynosić $3 \cdot 6,2 = 18,6$ m/s, a jeśli $\varphi \approx 30^\circ$, to $3 \cdot 9,5 = 28,5$ m/s. Można stąd wysnuć wniosek, że przy tej samej wartości gradientu barycznego prędkość 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 liczbowa prędkości, a kierunek — ten kierunek, w którym wiatr wieje. Przestrzenny rozkład wiatrów 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 prądów w ten sposób, aby kierunek wiatru w każdym punkcie pola pokrywał się z kierun-



Rys. 33. Linie prądów w niżu i wyżu

kiem 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.

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 prądów rozechodzą się od siebie, nazywane są obszarami rozbieżności lub dywergencji. Najbardziej typowym obszarem rozbieżności jest ośrodek wyżowy, a zbieżności — ośrodek niżowy. Schematycznie przedstawiono to na rys. 33. 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.

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 zwiększenie się w wyższych warstwach atmosfery.

Rozkład średniej prędkości wiatru wraz z wysokością dla Legionowa przedstawiono na rys. 34. 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 wykreślono je co 2 m/s. Oprócz izotach za pomocą linii przerywanych przedstawiono średnie oraz skrajne położenie tropopauzy.

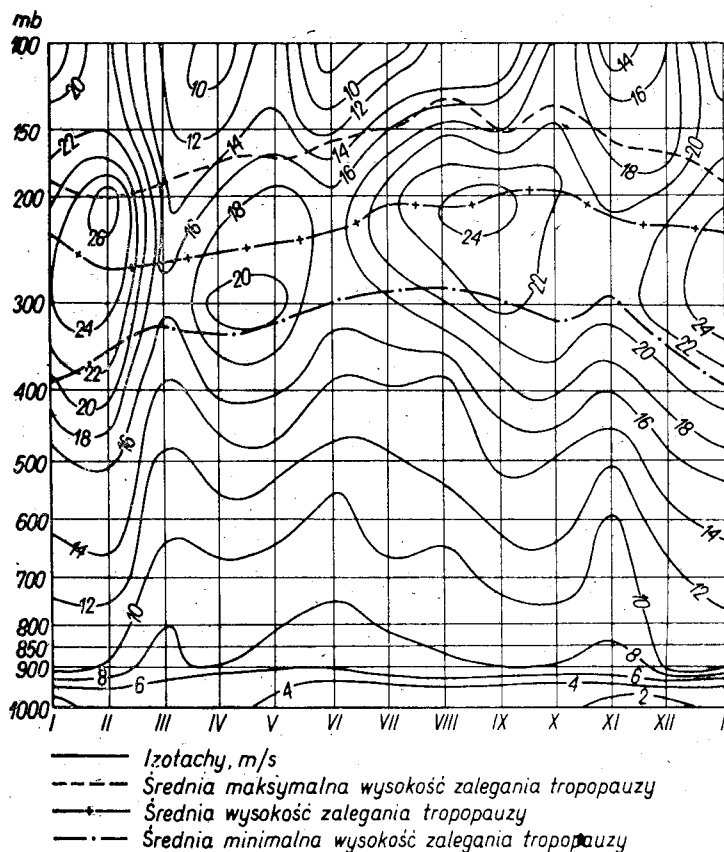
Z rysunku 35 wynika, że największe prędkości wiatru notuje się w okresie zimy (XII—I—II). Znacznie mniejsze prędkości na tych samych powierzchniach izobarycznych występują latem. Na przykład w styczniu na powierzchni 500 mb średnia prędkość wynosi 18 m/s, a w lipcu — 11,9 m/s.

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

Na rysunku 30 przedstawiono rozkład maksymalnych prędkości wiatru na tych samych powierzchniach izobarycznych (dla Legionowa za lata 1956—60 — według autora).

W ogólnym zarysie obraz izotach maksymalnych prędkości podobny jest do izotach wartości średnich (rys. 33). 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 obsza-





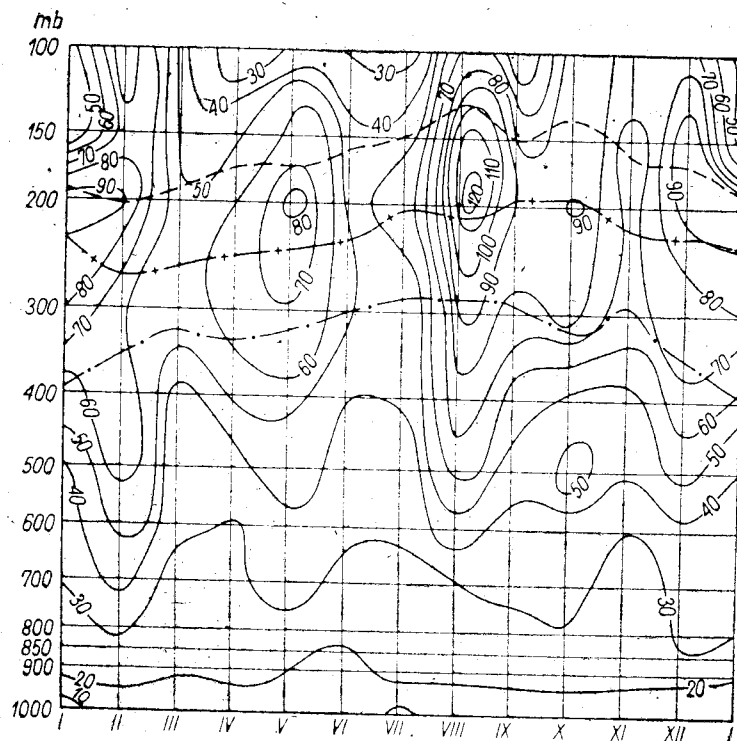
Rys. 34. Roczny bieg średniej prędkości wiatru na różnych poziomach nad Legionowem

rze tropopauzy. Liniami przerywanymi zaznaczono na rysunku najniższe (dolne linie) i najwyższe (górne linie) położenie tropopauzy.

Na rysunku 36 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 odchylenia zerowe.

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



Rys. 35. Roczny bieg maksymalnej prędkości wiatru na różnych poziomach nad Legionowem

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

Na ogólną cyrkulację atmosfery działają następujące czynniki:

- nierównomierny rozkład promieniowania słonecznego w różnych strefach szerokościowych,
- obrót kuli ziemskiej dookoła osi,
- niejednorodność podłoża, tzn. jego rozczłonkowanie na oceany i kontynenty.

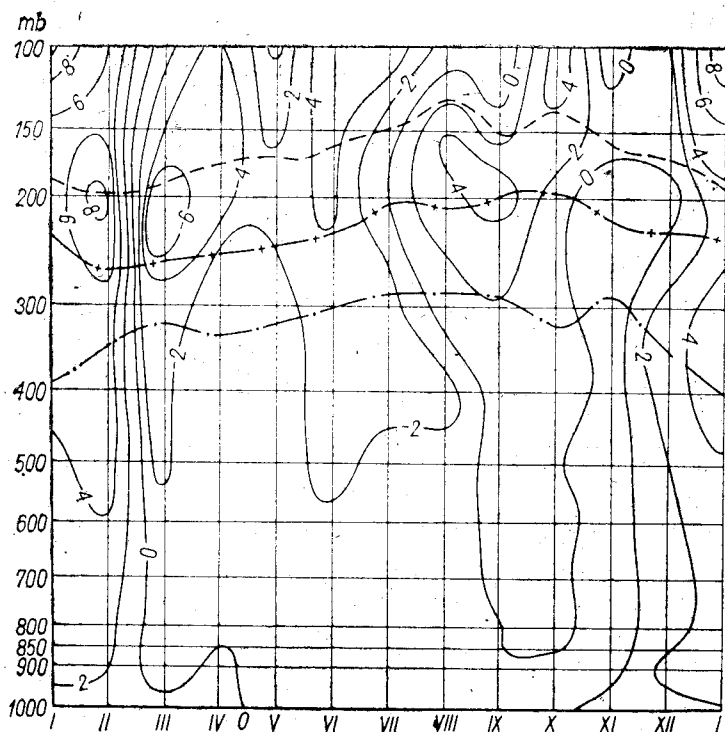
Schemat ogólnej cyrkulacji atmosfery przedstawiono na rys. 32. Wynika z niego, że w strefie równikowej silnie nagrzane powietrze unosi się ku górze i odpływa gorą na północ i południe. Przemieszczając się dalej przyjmuje ono kierunek SW i W na półkuli północnej i NW i W na półkuli południowej. Część 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 od-

znajdź więcej na

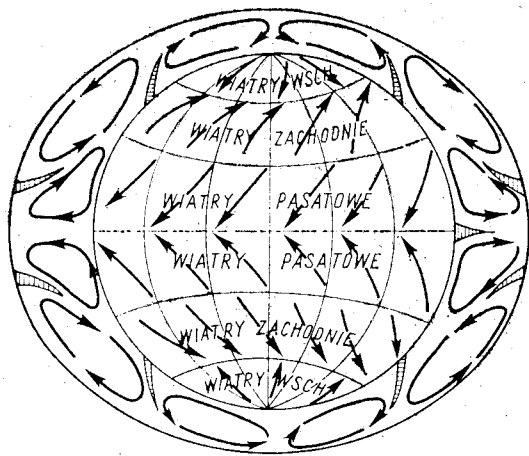
nakolannik.pl

baza wiedzy pilota





Rys. 36. Odchylenie przeciętne prędkości wiatru od wartości średniej rocznej



Rys. 37. Schemat ogólnej cyrkulacji atmosfery

chylone 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. Wy-
różniają się one swoją stałością w ciągu całego roku. Między pasatami półkuli północnej i południowej występuje wąska strefa słabych wiatrów, nazywana często strefą ciszy.

Przeciwnieństwem tych ogniw cyrkulacji jest cyrkulacja w okoli-
cy 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 pół-
kul.

Między ogniwami cyrkulacji pasatowej i okołobiegunowej istnieje oddziela komórka cyrkulacji, w której przeważającymi kie-
runkami wiatru są kierunki zachodnie, zaznaczające się szcze-
gólnie wyraźnie w wyższych warstwach. Cechą charaktery-
styczną tej strefy jest częste tworzenie się i przemieszczanie się ośrodków niskiego i wysokiego ciśnienia.

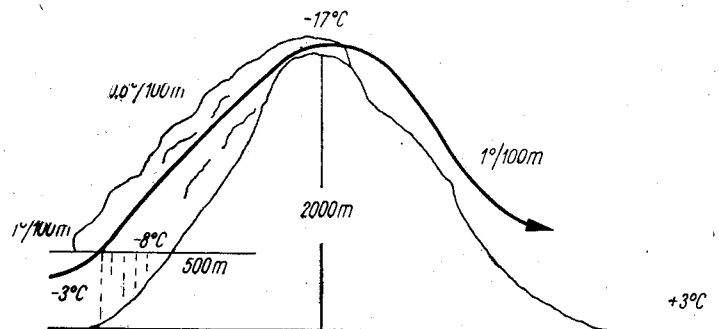
Częste wędrówki ośrodków barycznych powodują, że w strefie tej odbywa się bardzo intensywna południkowa wymiana mas
powietrza między różnymi strefami szerokościowymi. Powoduje to, że w umiarkowanych szerokościach geograficznych wiatry
więcej z różnych kierunków, z tym że najczęściej są reprezento-
wane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

Wiatry lokalne. Do wiatrów lokalnych, rozwijających się na
niewielkich obszarach, zalicza się wiatr halny (fen), bryzę mor-
ską 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 łań-
cucha górskiego panują różnice ciśnienia. W takim przypadku
powietrze jest zmuszone do przepłynięcia ponad grzbieciami gór,
z obszaru o wyższym ciśnieniu do obszaru o ciśnieniu niższym.
Po przeciwnym stoku powietrze opadając w dół ulega spręż-
eniu i ogrzaniu.

Proces powstawania wiatru halnego zilustrowano schematycz-
nie na rysunku 33. 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 200 m. Powietrze,
zmuszone siłą gradientu barycznego do przepłynięcia ponad gó-
rami, w miarę unoszenia się obniża swą temperaturę. Początko-
wo, aż do osiągnięcia temperatury punktu rosy (poziom konden-
sacji), spadek ten wynosi $1^{\circ}/100\text{ m}$. Powyżej tego poziomu w wy-

niku wydzielania się utajonego ciepła parowania spadek ten zostaje zahamowany i wynosi $0,6^{\circ}/100\text{ m}$. 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



Rys. 38. Powstawanie wiatru halnego

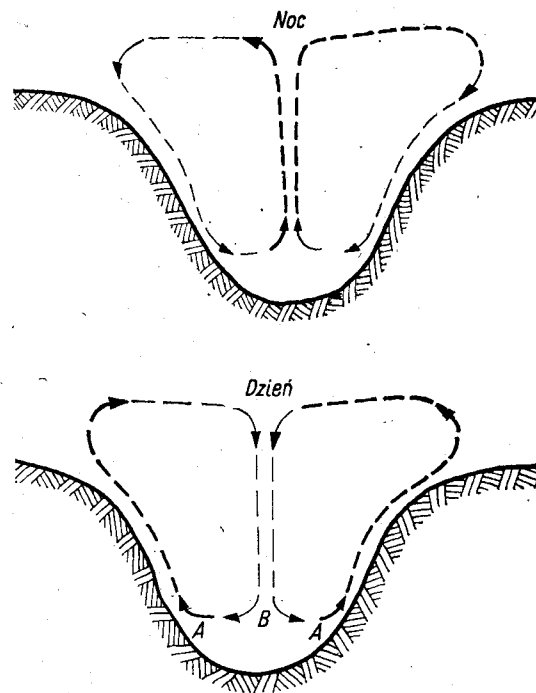
po stronie dowietrznej. U podstawy tej chmury (500 m) temperatura powietrza obniży się już do -8°C , a wyżej, u szczytu chmury temperatura będzie się obniżała o $0,6^{\circ}$ na 100 m i na wierzchołku wyniesie -17°C . Powietrze opadające po stronie zawietrznej podlega sprężaniu i ogrzewa się o $1^{\circ}/100\text{ m}$. U podnóża gór po stronie północnej temperatura będzie wynosiła nie -3°C , lecz $+3^{\circ}\text{C}$. 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. 39. 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. Ciepłejsze powietrze tuż nad zboczem zaczyna wznosić się wzdłuż zboczy do góry, jak podczas konwekcji, co prowadzi do rozwoju chmur.

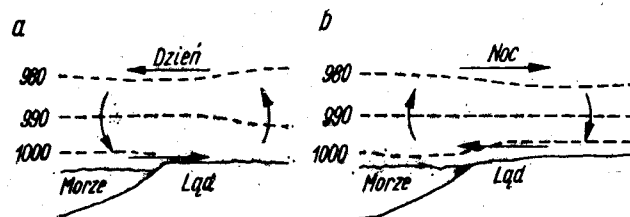
W okresie nocy, wskutek silnego wypromieniowania ciepła przez zbocza gór, dochodzi do ich ochłodzenia i powietrze zalegające



Rys. 39. Wiatr gór i dolin

tuż nad nimi oziębia się i jako cięższe zaczyna słuwać 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



Rys. 40. Schemat bryz

morską. Z bryzami spotkać się można także w pobliżu dużych jezior.

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

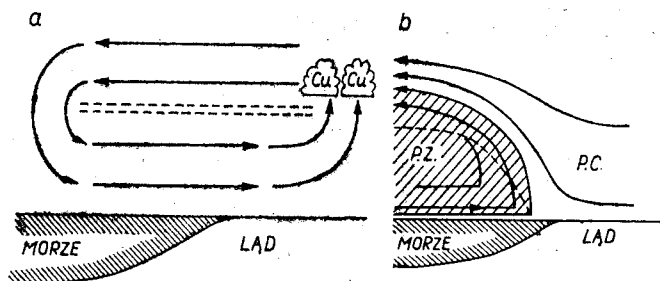


pogody wyżowej, przy małym zachmurzeniu i słabych wiatrach bądź ciszy.

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. 40) 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 z nad 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 ląd. Wraz z nim odbywa się ruch powietrza z morza na ląd, czyli tworzy się tzw bryza morską.

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 morską obejmuje grubsza warstwę niż bryza lądowa.



Rys. 41. Cyrkulacje bryzowe 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. 41a), wyróżnia się spokojną, stopniową zmianą temperatury i wilgotności i swym zasię-

giem pionowym oraz poziomym nie sięga zbyt wysoko i daleko,

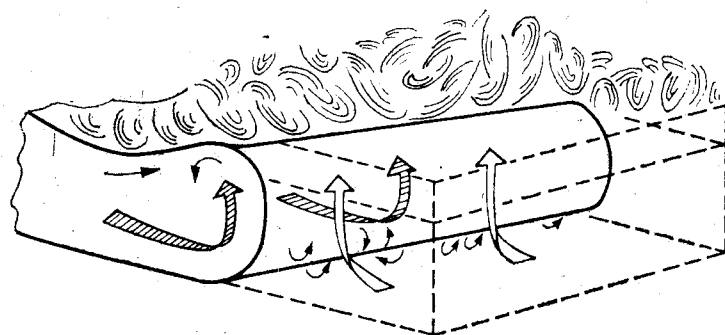
— rodzaj II — tzw. typ frontowy (rys. 41b), który charakteryzuje skokowa zmiana temperatury i wilgotności; bryza ta sięga w głąb lądu do 20—30 km i obejmuje warstwę grubości 1—1,5 km (rys. 37).

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.

Gdy bryza wieje w kierunku przeciwnym do wiatru gradientowego, obserwuje się wyraźną zależność czasu pojawienia się



Rys. 42. Schemat frontu bryzowego

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 połud-

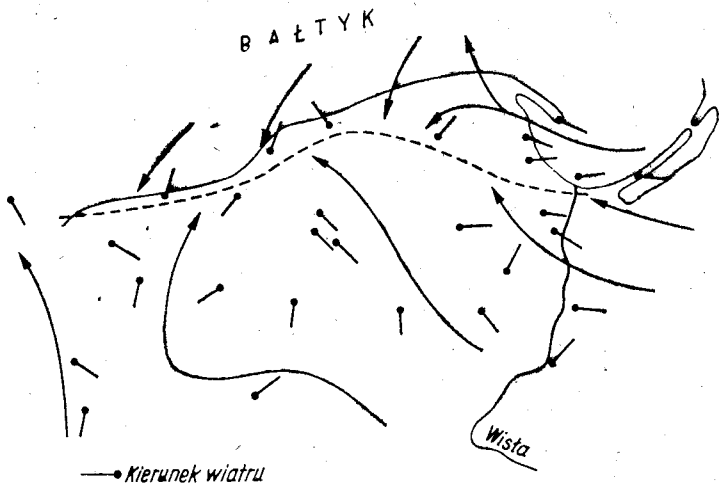


niu. Zdarza się również, że w tych sytuacjach bryza nie dociera do lądu.

Przykład kształtowania się bryzy w przypadku spływu południowego przedstawiono za J. Michalczewskim na rys. 42 (sytuacja z dnia 16.VI.1958).

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 południowych 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 wiatrach wschodnich sięga



Rys. 43. Rozwój bryzy przy spływie południowym

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 szybownikóv. Sytuacje przy spływie powietrza z kierunków E i SE nie wykazały takiej krzywizny.

Para wodna stanowi bardzo ważny składnik atmosfery, gdyż z obecnością jej w powietrzu są związane 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 parcjale (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)

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

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

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

(gdzie T — temperatura w skali bezwzględnej),

- wilgotność właściwa s jest to ilość pary wodnej, wyrażona w gramach, w 1 g lub 1 kg powietrza

$$s = 0,623 \frac{e}{p} \text{ g/g} \quad \text{lub} \quad s = 623 \frac{e}{p} \text{ g/kg}$$

- stosunek mieszania f jest to zawartość pary wodnej w g w 1 kg suchego powietrza; wielkość ta mało różni się od wilgotności właściwej

$$f = \frac{0,623e}{p-e} \text{ g/g} \quad \text{lub} \quad f = \frac{623e}{p-e} \text{ g/kg}$$



- niedosyt wilgotności d jest to różnica między prężnością pary wodnej w stanie nasycenia 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 psychometr. Jest to przyrząd składający się z dwóch 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 $16^6/\text{cm}^3$, nad morzem przypada ich około $1000/\text{cm}^3$. Wraz z wysokością liczba jąder szybko maleje.

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

2.3.5

OSADY, MGŁY, CHMURY

W wyniku różnorodnych procesów prowadzących do ochładzania się powietrza dochodzi do powstania produktów kondensacji dwóch rodzajów: produktów kondensacji pary wodnej na powierzchni ziemi oraz produktów 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, narożników budynków itp. Powstaje wtedy, gdy mgła składająca się z kropелеk 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 kropелеk 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 zamglenia 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 nazywamy zjawisko kondensacji (lub sublimacji) pary wodnej w przyziemnej warstwie powietrza, podczas którego tworzą się drobne kropelki wody lub kryształki lodu, zawieszane 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 ciszy lub przy wietrze o prędkości 1–2 m/s. Prędkość wiatru 3–4 m/s stanowi pewną wartość progową, po której przekroczeniu 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 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 najgęstsza, a widzialność zmniejsza się często do kilkudziesię-

ciu 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 Stratus fractus.

Mgły adwekcyjne są związane 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 nizu 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 utrzymywać 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 napływu 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 zlanii 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 parowanie zbiornika wodnego, gdyż temperatura wody jest wyższa od temperatury powietrza. Intensywnie parująca powierzchnia 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 kłębow. 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 ma-

ją tendencję 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.

2.3.6

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:

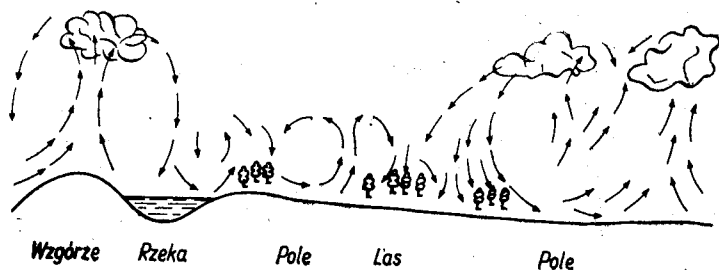
- konwekcja termiczna,
- wślizgiwanie się powietrza wzdłuż powierzchni frontowych,
- ruchy falowe,
- mieszanie turbulencyjne,
- wypromieniowanie ciepła.

Chmury konwekcji termicznej. Konwekcją termiczną w atmosferze nazwano wznoszenie powietrza w postaci drobnych pęczery 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 prądu konwekcyjnego z ele-



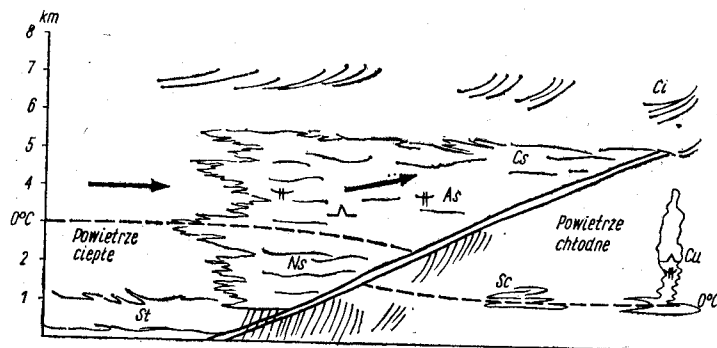
Rys. 44. Schemat rozwoju prądu konwekcyjnego

mentów turbulencji atmosferycznej przedstawiono na rysunku 44. Takiemu przejściu od nie uporządkowanych ruchów wstępujących do zstępujących sprzyja niejednorodność podłoża. Na przykład obszary piaszczyste czy łąny zbóż nagrzewają się szybciej i intensywniej niż gleby podmokłe czy kompleksy leśne bądź zbiorniki wodne. Z tego też powodu nad obszarami,



Rys. 45. Powstawanie chmur konwekcyjnych

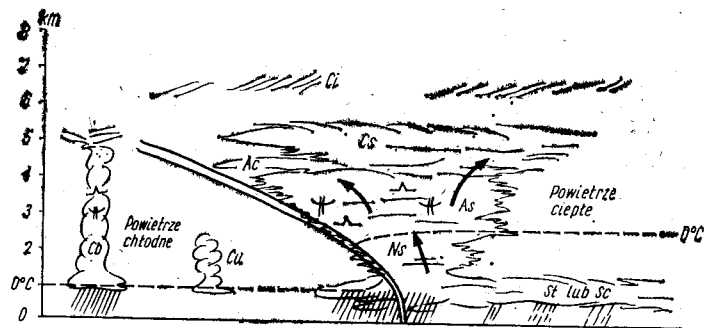
które ulegają szybkiemu nagrzaniu, dochodzi do rozwoju prądów wstępujących (obszary termiczne). W tym samym zaś czasie nad obszarami wolno nagzewającymi się obserwuje się prądy zstępujące (obszary atermiczne, rys. 46).



Rys. 46. Układ chmur na froncie ciepłym

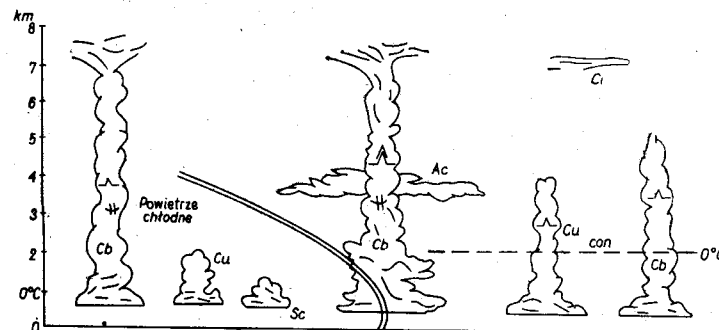
Chmury frontowe (wślizgowe). Bardzo istotnym procesem chmurotwórczym jest wślizgiwanie się powietrza wzdłuż powierzchni frontowej.

W przypadku frontu ciepłego (rys. 47) tworzy się bardzo zwarta pokrywa chmur warstwowych, ciągnących się na przestrze-



Rys. 47. Układ chmur na froncie chłodnym I rodzaju

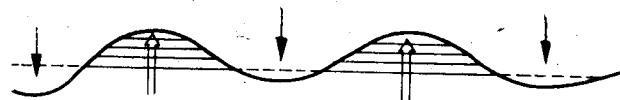
ni 600—700 km. Na początku przemieszczają się chmury wysokie, zbudowane z kryształków lodu, za nimi występują chmury średnie, zbudowane z kropelek wody i kryształków lodu, te zaś przechodzą w chmury niskie, zbudowane z kropelek wody. W przypadku frontu chłodnego tworzą się inne chmury. Podczas przechodzenia frontu chłodnego wolno przemieszczającego się — tzw. frontu chłodnego I rodzaju (rys. 48), powietrze ciepłe wślizguje się na powietrze chłodne w kierunku przeciwnym do kierunku ruchu powietrza chłodnego; dochodzi



Rys. 48. Układ chmur na froncie chłodnym II rodzaju

wówczas także do powstania chmur warstwowych, lecz układ ich jest odwrotny do układu na froncie ciepłym. Na froncie chłodnym szybko przemieszczającym się (rys. 49) — w wyniku silnego wyciskania ku górze ciepłych mas powietrza, przez czoło frontu chłodnego, powstają silnie rozbudowane chmury kłębiaste deszczowe.

Chmury pochodzenia falowego. Na powierzchni rozdziału dwóch warstw powietrza, różniących się między sobą gęstością i pręd-



Rys. 49. Powstawanie chmur falowych

kością przemieszczania się, może dojść do 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. Kropleki wody wyparowują i dlatego w miejscach występowania doliny nie obserwuje się chmur. Grubość chmur falowych jest niewielka. Zazwyczaj chmury falowe występu-

ją przed frontem chłodnym II rodzaju oraz w górach (fala orograficzna).

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 powietrza ku górze prowadzi do kondensacji pary wodnej. Powstają przy tym zazwyczaj chmury niskie o kształtach 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 powstania jednolitej powłoki niskich chmur warstwowych.

2.3.7

KLASYFIKACJA CHMUR

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

W podstawowych rodzajach wyróżnia się gatunki i odmiany. Ze względu na wysokość występowania chmury zalicza się do różnych pięter: niskie, średnie i wysokie (tabl. 10).

Chmury wysokie

Cirrus. Są to chmury zbudowane z kryształków lodu, mają kształt białych delikatnych nitek, białych kłaczek lub wąskich pasm. Chmury te wykazują budowę włóknistą (rys. 50). Charakterystycznymi gatunkami są Cirrus uncinus (Ci unc) — chmura o kształcie haczyka, poprzedza ona front ciepły, oraz Cirrus fibratus (Ci fib) — delikatny Cirrus włóknisty w kształcie zakrzywionych nitek.

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

Cirrostratus — przejrzysta, biaława zasłona z chmur o włóknistym wyglądzie, pokrywająca niebo całkowicie lub

Klasyfikacja chmur

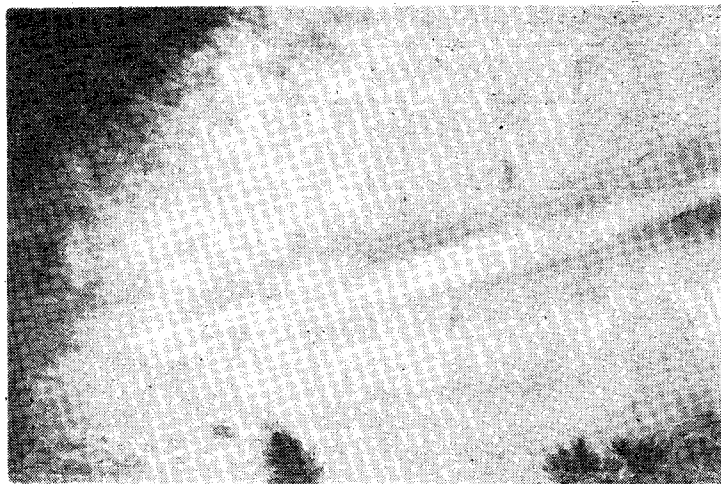
TABLICA 10

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	Alto cumulus	Srednie kłębiaste	Ac	2,5—5,0	6
	Altostratus	Srednie 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



Rys. 50. Chmura Cirrus uncinus (Ci unc)



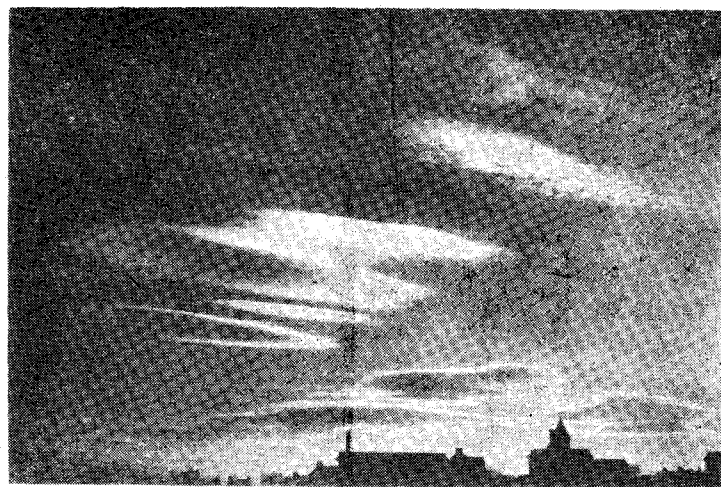


Rys. 51. Chmura Cirrostratus (Cs)

częściowo. Zazwyczaj towarzyszy im zjawisko halo. Chmura zbudowana z kryształków lodu (rys. 51). Pojawienie się tych chmur świadczy o bliskim pogorszeniu się pogody.

Chmury średnie

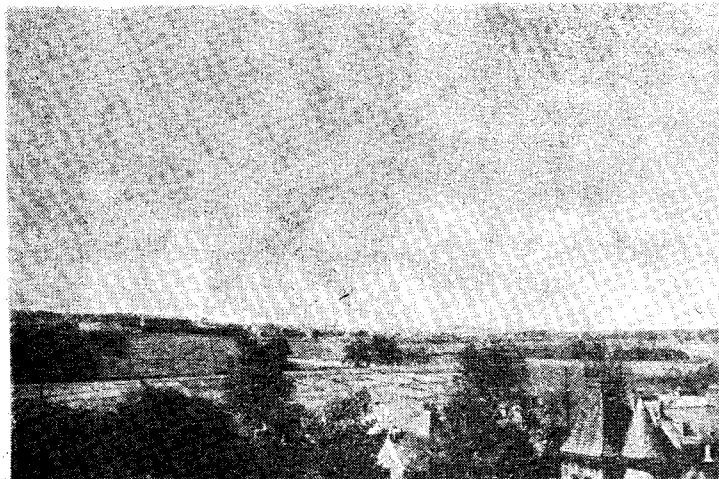
Alto cumulus. Chmura ta składa się w zasadzie z kropelek wody; charakteryzują ją ostrość zarysów, mała przezroczystość oraz występowanie zjawisk optycznych (wieńce, iryzacja). W niskich temperaturach w chmurach występują także kryształki lodu. Warstwa chmur Ac może przekształcić się w



Rys. 52. Chmura Altocumulus lenticularis (Ac len)

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

Charakterystycznymi gatunkami są: **Alto cumulus stratiformis** (Ac str) — jest to chmura w postaci warstwy lub płatków złożonych z oddzielnych elementów. **Altocumulus lenticularis** (Ac len, rys. 52) — chmury o charakterystycznym wyglądzie soczewkowatym, **Altocumulus castellanus** (Ac cast, rys. 53) — chmura o wyglądzie wieżyczkowatym (wieżyczki wyrastają ze wspólnej podstawy). Obecność tej chmury wskazuje na istnienie równowagi chwiejnej na poziomie jej występowania.



Rys. 53. Chmura Altocumulus castellanus (Ac cas)



Rys. 54. Chmura Altostratus (As) i Fractostratus (Frst)

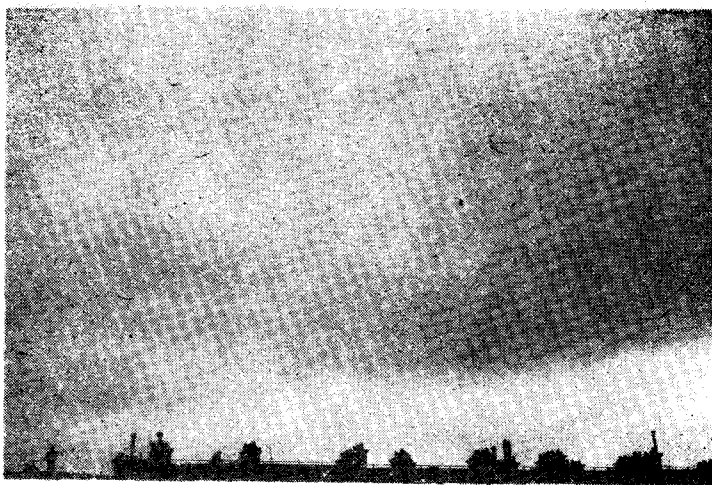


Ważniejszymi odmianami tych chmur są: *Ac translucidus* (*Ac trans*) — warstwa lub płat chmury, przez który prześwieca słońce, oraz *Ac opacus* (*Ac opac*) — chmura *Ac* o dużej rozciągłości poziomej i tak gęsta, że nie widać przez nią słońca.

Altostratus. Płat lub warstwa chmur o kolorze szarawym lub niebieskawym, o wyglądzie prążkowym, 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 kropeł wody, a część środkowa — z mieszaniny kropeł 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 bardzo ciemna, o rozmytym wyglądzie wskutek mniej lub bardziej ciągłego opadu. Chmura ma znaczną grubość i dlatego nie widać przez nią słońca. Poniżej podstawy tej chmury występują często poszarpane chmury złej pogody. Chmura *Ns* może prze-



Rys. 55. Chmura *Nimbostratus* (*Ns*)

kształcić się z chmury *As*, wskutek procesu rozrastania się, lub rzadziej z chmury *Sc*. Zajmuje ona dużą przestrzeń i jest zbudowana z kropelek wody (także przechłodzonych), kryształków lodu i płatków śniegu.

Stratocumulus jest to szara, biaława lub częściowo szara — częściowo biaława ławica, płat lub warstwa chmur, zło-

żona 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 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



Rys. 56. Chmura *Stratus* (*St*)

ziarnistego śniegu. Zbudowana jest zwykle całkowicie z kropeł wody. W bardzo niskich temperaturach krople wody mogą się zmienić w kryształki lodu.

Najczęściej spotykane gatunki to: *St nebulosus* (*St 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 kopuły lub wieży. 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.

Gatunki chmur *Cu* to: *Cumulus fractus* (*Cu fr*) — małe chmury *Cu* o bardzo postrzępionych kształtach (rys. 57), *Cumulus*





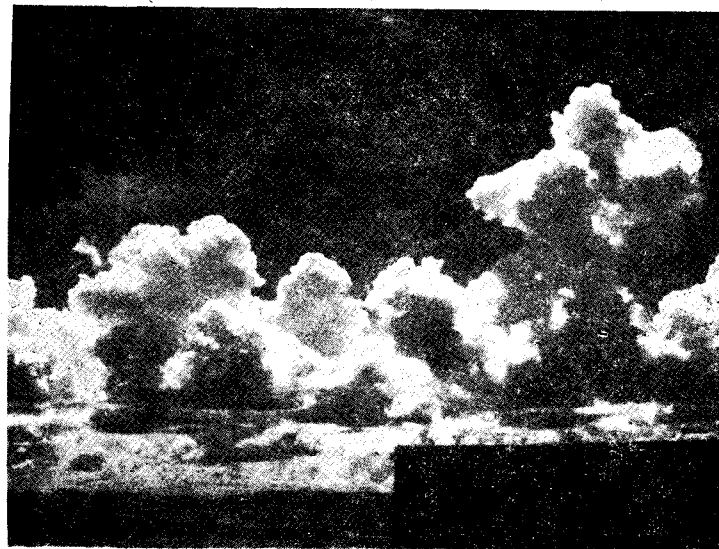
Rys. 57. Chmura Cumulus fractus (Cu fr)



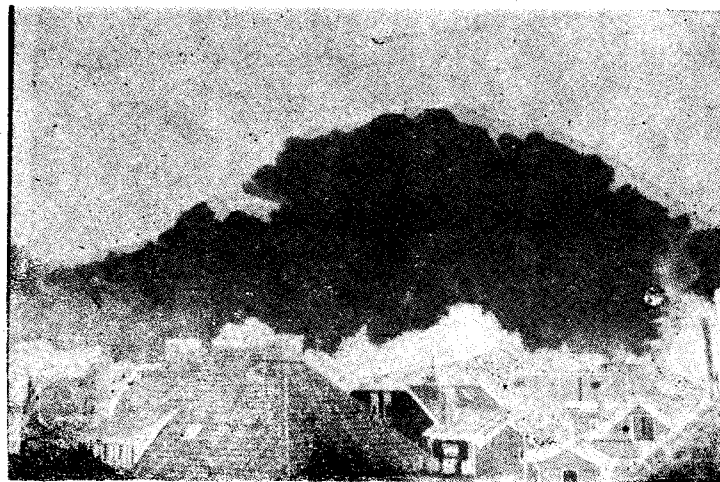
Rys. 58. Chmura Cumulus humilis (Cu hum)

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 to 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)



Rys. 59. Chmura Cumulus Congestus (Cu con)



Rys. 60. Chmura Cumulonimbus calvus (Cb cal)

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 kryształów lodu i grad.

Gatunki chmur Cb: Cumulonimbus calvus (Cb cal → chmura kłębiasta deszczowa „łysa”; górne jej partie nie są złodzone, lecz bardzo skłębione; wyrazistość konturów ulega zatarciu w wyniku zamarzania kropelek wody, chmurze tej towarzyszą



Rys. 61. Chmura Cumulonimbus capillatus (Cb cap)

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).

Rozdział 3

PROCESY TERMODYNAMICZNE W ATMOSFERZE — STANY RÓWNOWAGI

3.1

ZMIANY TEMPERATURY POWIETRZA

3.1.1

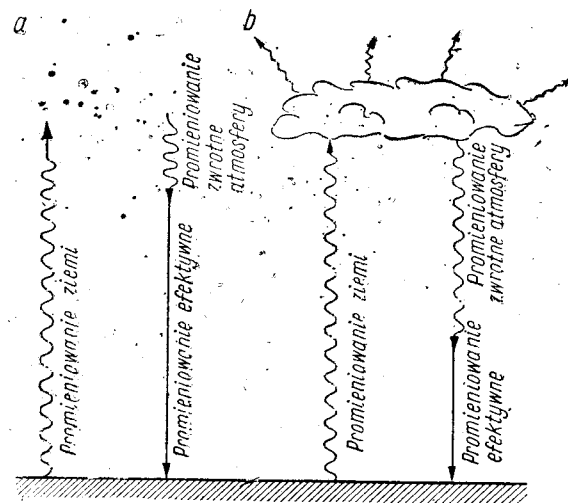
PROCES NAGRZEWANIA I OCHŁADZANIA SIĘ POWIETRZA ATMOSFERYCZNEGO

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 mieszanemu się powietrza.

W okresie nocy ziemia wypromieniowuje ciepło i ochładza 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 ciało pochłaniające ciepło, atmosfera sama staje się wówczas źródłem promieniowania ciepłego. Część tego promieniowania, nazwana promieniowaniem zwrotnym atmosfery, trafia z powrotem do powierzchni ziemi, zapobiegając zbyt wielkiemu spadkowi temperatury. Często działanie powłoki chmur bywa porównywane 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 wypromie-



Rys. 62. Wielkość promieniowania efektywnego w przypadku powietrza suchego (a) i wilgotnego (b)



niowaniem efektywnym. Zależność wartości wypromieniowania efektywnego od zachmurzenia przedstawiono schematycznie na rys. 62.

3.1.2

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 są spowodowane przemianą wewnętrżnej 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 (oznaczony literą grecką γ) wynosi $1^\circ/100$ m. Podczas opadania masy suchego powietrza o tę samą wartość ogrzewa się.

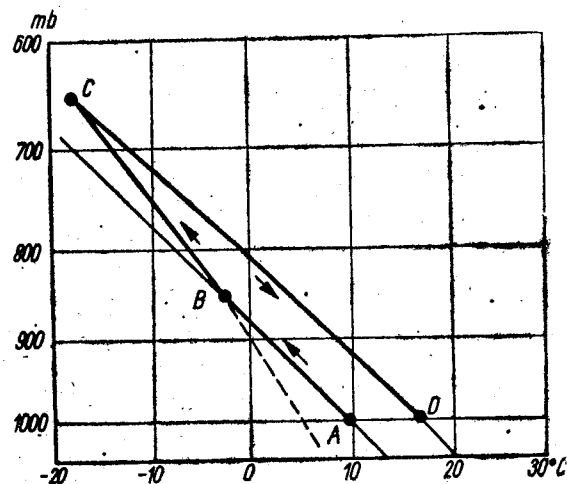
Spadek temperatury nie zawsze jest równy gradientowi suchoadiabatycznemu. Nie należy więc mylić pojęcia gradientu adiabatycznego z gradientem rzeczywistym (geometrycznym). Rzeczywisty gradient jest to rzeczywiście występujący w atmosferze spadek temperatury na 100 m. Gradient ten może być większy lub 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 $0,6^\circ/100$ 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 wodną), obserwuje się wzrost temperatury o $1^\circ/100$ 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 $1^\circ/100$ 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 $0,6^\circ/100$ m.

Nie wszystkie procesy odbywające się w atmosferze są procesami adiabatycznymi — wystarczy wspomnieć mechanizm powstawania wiatru halnego, a przede wszystkim jego efekt po



Rys. 63. Wykres przebiegu procesu pseudoadiabatycznego na diagramie aerologicznym

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. 63).

DIAGRAM AEROLOGICZNY

3.2.1

OPIS DIAGRAMU

Pionowa budowa atmosfery określa w dużym stopniu charakter i intensywność pionowych ruchów powietrza, od których z kolei zależą procesy prowadzące do powstawania chmur i opadów. Środkiem, który umożliwia przeprowadzenie analizy pionowej budowy atmosfery, są tak zwane diagramy aerologiczne. Za ich pomocą określić można również pionowe ruchy powietrza zachodzące w atmosferze.

Ogólnie wyróżnia się trzy rodzaje pionowych ruchów w atmosferze:

- 1) ruchy uporządkowane,
- 2) ruchy częściowo uporządkowane,
- 3) ruchy nieuporządkowane (chaotyczne).

Pionowe ruchy uporządkowane obejmują duże masy powietrza a siła ich jest niewielka — rzędu kilku cm/min.

Pionowe ruchy częściowo uporządkowane powstają w wyniku ruchów konwekcyjnych, których rozmiary dochodzą tak w kierunku pionowym, jak i poziomym od 1 do 10 km, a prędkości pionowe wahają się od 1 do 10 m/s, dochodząc w chmurach burzowych do kilkudziesięciu m/s.

Pionowe ruchy nieuporządkowane charakteryzuje znaczna turbulencja. Stanowią ją drobne wiry o osi poziomej, których rozmiary wynoszą 1—100 m. Tego rodzaju ruchy pionowe nazywa się konwekcją dynamiczną. Średnie prędkości tych ruchów dochodzą do kilku m/s.

Rozpatrzmy tutaj tylko ruchy uporządkowane, gdyż one to stanowią głównie obiekt zainteresowania szybowników. Ruchy uporządkowane zależą od stanu atmosfery, tj. od rozkładu temperatury wraz z wysokością i od wilgotności bezwzględnej. Zależność tę określa się za pomocą pojęcia pionowej równowagi atmosfery.

W meteorologii wyróżnia się trzy rodzaje równowagi: stałą, obojętną i chwiejną (tabl. 11).

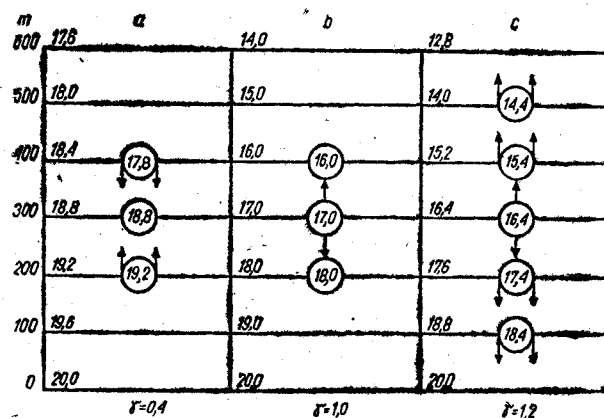
Równowaga stała określonej warstwy powietrza jest to taki stan powietrza, w którym przy ruchu wymuszonym ku górze danej masy powietrza powstają siły starające się zahamować ten ruch i skierować przemieszczającą się masę powietrza do jej punktu wyjścia.

Równowaga chwiejna to taki stan atmosfery, w którym podczas przemieszczania się danej masy powietrza two-

rzą się siły, starające się podtrzymać ten ruch w kierunku pionowym.

Przy równowadze obojętnej ruchom pionowym masy powietrza nie towarzyszą siły, które starałyby się ten ruch podtrzymać lub zahamować.

Schematycznie wszystkie trzy stany równowagi atmosfery przedstawiono na rys. 64. Z rysunku widać, że w przypadku



Rys. 64. Stany równowagi w przypadku powietrza nienasyconego parą wodną

równowagi chwiejnej ($\gamma = 1,2^\circ\text{C}$) raz zapoczątkowany ruch masy powietrza będzie trwał tak długo, jak długo będzie się utrzymywała różnica temperatur powietrza wznoszącego się i otaczającego. Jak poprzednio 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 ($\gamma = 0,4^\circ\text{C}$) 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 ($\gamma = 1^\circ\text{C}$) 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 wilgotnochwiejna,
 $\gamma < \gamma_w$ — równowaga wilgotnostała,
 $\gamma = \gamma_w$ — równowaga wilgotnoobojętna.

Diagram aerologiczny jest specjalnym wykresem, za pomocą którego opracowuje się dane ze wzlotów aerologicznych.

Rodzaje równowagi w zależności od pionowego gradientu temperatury

TABLICA 11

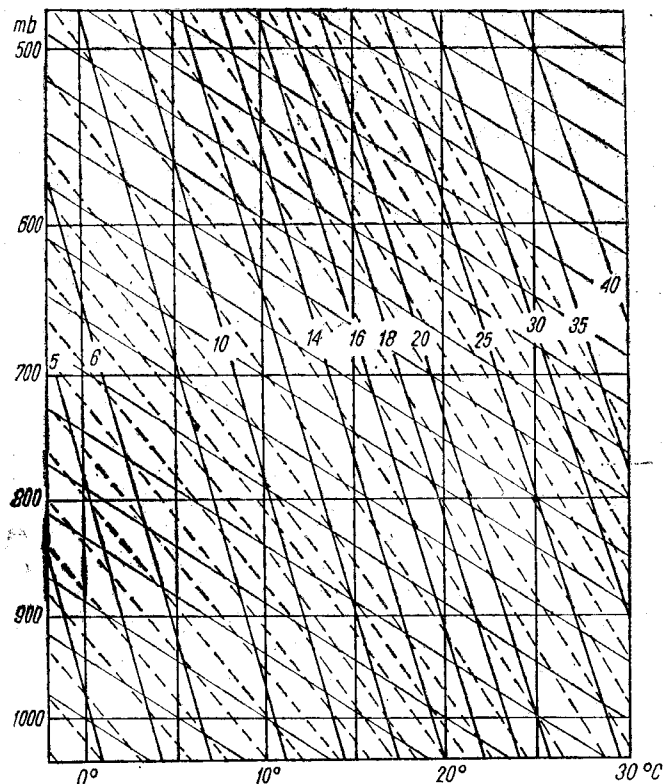
	$\gamma < \gamma_w$ ($\gamma \ll \gamma_s$)	$\gamma = \gamma_s$ ($\gamma < \gamma_s$)	$\gamma_w < \gamma < \gamma_s$	$\gamma = \gamma_s$ ($\gamma > \gamma_w$)	($\gamma > \gamma_s$) ($\gamma \gg \gamma_w$)
Powietrze nie nasycone parą wodną	równowaga				
	stała	stała	stała	obojętna	obojętna
Powietrze nasycone parą wodną	stała	obojętna	chwiejna	chwiejna	chwiejna
Ogólna charakterystyka	stała (dla każdego powietrza)	wilgotno-obojętna	wilgotno-chwiejna	sucho-obojętna	chwiejna (dla każdego powietrza)

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

Linie poziome przedstawiają wartości ciśnienia, przy czym skala ciśnienia jest skalą logarytmiczną. Odstępy między poszczególnymi poziomymi liniami charakteryzującymi ciśnienie rosną ku górze w stronę spadku ciśnienia.

Oprócz tych linii prostych (pionowych i poziomych) na diagramie naniesionych jest wiele innych linii, jak np.: adiabaty suche — żółte linie pochylone, adiabaty wilgotne — pochyłone przerywane linie niebieskie, oraz linie charakteryzujące wilgotność bezwzględną dla powietrza, wilgotnego, nazwane izogramami — linie niebieskie ciągłe.

Schemat diagramu wykreślony w kolorze czarnym przedstawiono na rysunku 65.



Rys. 65. Wycinek diagramu aerologicznego. Linie poziome przedstawiają poziomy o jednakowym ciśnieniu (izobary) z kątem 45° — adiabaty suche, linie przerywane — adiabaty wilgotne, linie ciągłe lekko nachylone (opisane cyframi) — izogramy

Suche adiabaty przedstawiają zmianę temperatury powietrza podczas jego wznoszenia się. Obliczone zostały one dla powietrza suchego i stąd ich nazwa. Na diagramie przedstawiają one linie proste równoległe do siebie.

Wilgotne adiabaty podnoszą się do góry bardziej stromo niż adiabaty suche. Bardziej stromo podnoszą się one w dolnej swej części, a więc w przypadku wysokich temperatur. Przy niskich temperaturach oba rodzaje adiabat przebiegają względem siebie prawie równoległe. Uwarunkowane jest to tym, że gradient wilgotnoadiabatyczny w wysokich temperaturach jest znacznie mniejszy od gradientu suchoadiabatycznego. Wraz ze spadkiem temperatury gradient wilgotnoadiabatyczny wzrasta stopniowo i zbliża się do suchoadiabatycznego (1°/100 m). Im większa jest wartość gradientu wilgotnoadiabatycznego, tzn. im



szybszy jest spadek temperatury powietrza wilgotnego, tym silniej adiabat wilgotna powinna odchyłać się w lewo.

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

Za pomocą diagramów aerologicznych meteorolog jest w stanie obliczyć i określić różne charakterystyki stanu atmosfery — w tym również stany równowagi atmosfery.

3.2.2

OKREŚLENIE RODZAJU RÓWNOWAGI

W celu określenia równowagi atmosfery musimy dysponować wzlotem sondażowym (meteorograf) albo wzlotem radiosondażowym. Po opracowaniu wzlotu aerologicznego nanosi się na diagram wartości temperatury jako funkcji ciśnienia.

Po naniesieniu otrzymujemy krzywą, która reprezentuje rzeczywisty rozkład temperatury w atmosferze. Krzywa taka nazywa się w meteorologii krzywą stratyfikacji. Mając ją naniesioną na diagramie analizujemy jej położenie względem obu rodzajów adiabat.

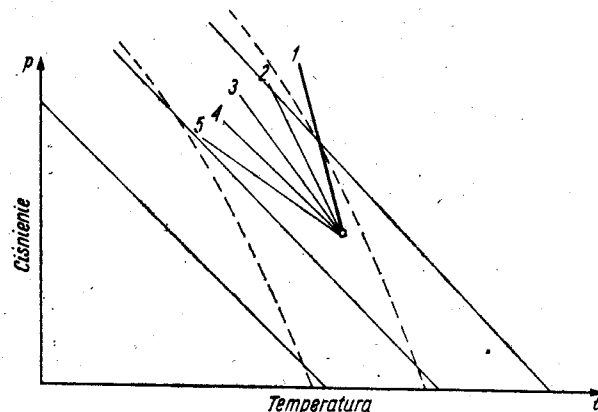
W przypadku gdy $\gamma > \gamma_a$, czyli gdy rzeczywisty pionowy gradient temperatury jest większy od gradientu suchoadiabatycznego, wówczas krzywa stratyfikacji powinna odchyłać się w lewo w miarę wzrostu wysokości i to szybciej niż adiabat sucha. Jeżeli zaś $\gamma < \gamma_a$, to krzywa stratyfikacji odchyła się ze wzrostem wysokości w prawo od suchej adiabaty. To samo można również powiedzieć o położeniu krzywej stratyfikacji względem adiabat wilgotnych (to jest, gdy $\gamma > \gamma'_a$ i $\gamma < \gamma'_a$).

W przypadku gdy $\gamma = \gamma_a$, to część krzywej stratyfikacji przebiega równolegle do suchej adiabaty, a w przypadku gdy $\gamma < \gamma'_a$ — równolegle do wilgotnej adiabaty.

Zależności te pokazano w sposób uproszczony na rysunku 59. Wynikają z niego następujące wnioski:

- w przypadku równowagi stałej krzywa stratyfikacji w miarę wzrostu wysokości odchyła się w prawo od adiabaty wilgotnej,
- w przypadku równowagi wilgotnooobojętnej krzywa stratyfikacji przebiega równolegle z adiabatą wilgotną,
- przy równowadze wilgotnochwijnej krzywa stratyfikacji w miarę wzrostu wysokości odchyła się w prawo od suchej adiabaty i w lewo od adiabaty wilgotnej,

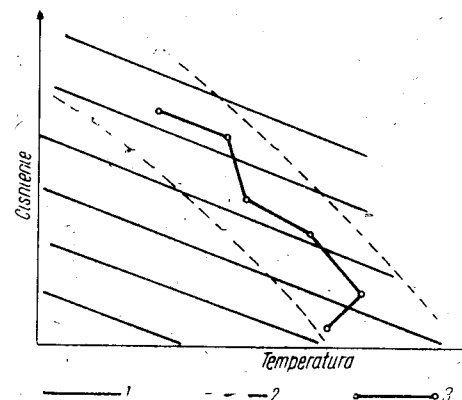
- w przypadku zaś równowagi suchoobojętnej krzywa stratyfikacji przebiega równolegle do adiabat suchych,
 - przy równowadze chwiejnej krzywa stratyfikacji w miarę wzrostu wysokości odchyła się w lewo od adiabaty suchej.
- Szczególnie wyraźnie zaznacza się równowaga stała w dwóch przypadkach, a mianowicie gdy temperatura nie zmienia się



Rys. 66. Graficzne określenie równowagi pionowej
1 — stała, 2 — wilgotnooobojętne, 3 — wilgotnochwijne,
4 — suchoobojętne, 5 — chwiejne

wraz z wysokością (izotermia) i w przypadku gdy temperatura rośnie wraz z wysokością (inwersja). Przebieg krzywej stratyfikacji zależy od pionowego gradientu temperatury.

Krzywą stratyfikacji konstruuje się na podstawie wzlotu aerologicznego. Wartości temperatury uzyskane na różnych wysokościach zaznacza się punktami na diagramie, a następnie łączy się je liniami prostymi, uzyskując na diagramie linię łamaną przedstawiającą pionowy rozkład temperatury wraz z wyso-



Rys. 67. Krzywa stratyfikacji
1 — adiabat sucha,
2 — adiabat wilgotna,
3 — krzywa stratyfikacji

kością. Po naniesieniu krzywej stratyfikacji na diagram przystępuje się do jej analizy. Zadaniem tej analizy jest określenie rodzaju równowagi, określenie warstwy inwersyjnej, izotermicznej oraz warstw wyróżniających się małymi wartościami pionowego gradientu temperatury.

Na rysunku 68 przedstawiono krzywą stratyfikacji naniesioną na diagram aerologiczny. Każdy z odcinków tej krzywej charakteryzuje różny stan równowagi: poczynając od dołu — równowaga stała (inwersja!) wilgotno-obojętna, wilgotno-chwiejna, stała i sucho-obojętna.

Na podstawie krzywej stratyfikacji można określić pionowy gradient temperatury

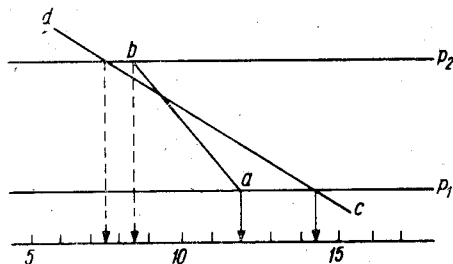
$$\gamma = \frac{t_1 - t_2}{z_2 - z_1}$$

gdzie:

t_1, t_2 — temperatura,

z_1, z_2 — wysokość.

Temperaturę t_1 i t_2 można określić z diagramu aerologicznego rzutując pionowo wartość temperatury z krzywej w dół — z jednego poziomu (z_1) do drugiego (z_2). Różnicę wysokości $z_1 - z_2$ można określić za pomocą suchych adiabat, bowiem przy suchoadiabatycznym wznoszeniu się powietrza temperatura spada o $1^\circ/100$ m. Biorąc więc odcinek (rys. 68) najbliższej suchej adia-



Rys. 68. Określanie różnicy wysokości na diagramie aerologicznym

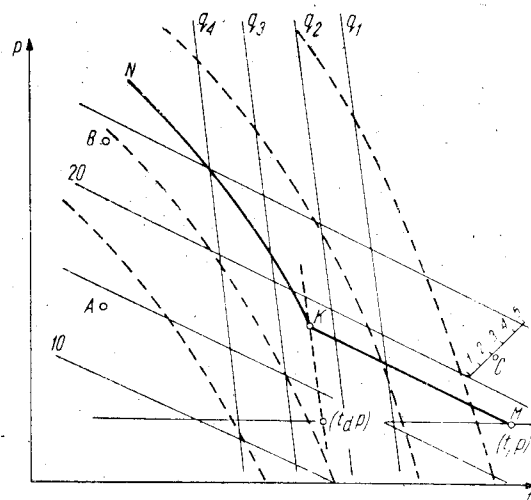
p_2, p_1 — powierzchnie izobaryczne
cd — adiabat sucha
ab — krzywa stratyfikacji

baty cd między tymi samymi izobarą p_1 i p_2 , na których leżą końce krzywej stratyfikacji ab określamy temperatury na końcach rozpatrywanego odcinka krzywej. Różnice tych temperatur dają nam różnicę wysokości $z_2 - z_1$ wyrażoną w setkach metrów. Z naszego przykładu otrzymujemy:

$$\gamma = \frac{12,0 - 8,5}{14,4 - 7,4} = \frac{3,5}{7,0} = 0,50^\circ/100 \text{ m}$$

Krzywą stanu (rys. 69) charakteryzuje zmiany temperatury wywołane adiabatycznym wznoszeniem (lub opadaniem) powietrza. W przypadku gdyby wznosiło się do góry absolutnie suche powietrze, to krzywą stanu dla niego będzie adiabat sucha, prze-

chodząca przez punkt charakteryzujący początkowy stan danej masy powietrza. Punkt ten (M) znajdować się będzie tuż nad powierzchnią ziemi; znajdziemy go w miejscu przecięcia się izobary p z izotermą t . Począwszy od tego punktu należałoby przeprowadzić linię równoległą do adiabat suchych.



Rys. 69. Krzywa stanu

MKN — krzywa stanu, q_1, q_2, q_3, q_4 — izogramy, k — poziom kondensacji

Jeżeli wznoszące się adiabatycznie powietrze jest nasycone parą wodną, to krzywą stanu dla tego powietrza będzie adiabat wilgotna przechodząca również przez punkt K wyznaczony przez przecięcie się ciśnienia i temperatury (p, t). Prowadzimy ją następnie ku górze w ten sposób, aby przebiegała cały czas wzdłuż adiabaty wilgotnej albo równoległe do sąsiednich adiabat wilgotnych.

Najczęściej jednak powietrze w dolnych warstwach nie jest nasycone parą wodną — choć zawiera w sobie pewną jej ilość. W takim przypadku powietrze aż do osiągnięcia poziomu kondensacji wznosi się suchoadiabatycznie. Po przekroczeniu zaś tego poziomu dalsze wznoszenie się powietrza odbywa się już wilgotnadiabatycznie. Wówczas krzywa stanu składa się z dwóch części:

- dolnej — przebiegającej po adiabadzie suchej,
- górnej — przebiegającej wzdłuż adiabaty wilgotnej.

Granicą między nimi jest punkt kondensacji K, który w atmosferze odpowiada poziomowi kondensacji.

Wyznaczanie punktu kondensacji. Metodę wyznaczania punktu (poziomu) kondensacji przedstawiono na rysunku 70. Najpierw należy znaleźć punkt wyjściowy t, p , a następnie określić tempe-



raturow punktu rosy t_d przy tym samym ciśnieniu, czyli znaleźć punkt o współrzędnych t_d, p .

Następnie z pierwszego punktu (o współrzędnych t, p), oznaczonego literą M , prowadzimy suchą adiabatę aż do chwili przecięcia się jej z linią wilgotności właściwej (izogramą) przechodzącą przez punkt t_d, p . Punkt wyznaczony przez przecięcie się tych dwóch linii K — wyznacza punkt (poziom) kondensacji. Powyżej tego punktu krzywa stanu będzie przebiegała dalej wzdłuż adiabaty wilgotnej. Mając wyznaczony punkt kondensacji, łatwo jest znaleźć ciśnienie i temperaturę na poziomie kondensacji i tym samym określić wysokość poziomu kondensacji (Z_k).

Nie dysponując danymi aerologicznymi wysokość poziomu kondensacji można obliczyć stosując wzór Ferella:

$$Z_k = (t - t_d)$$

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

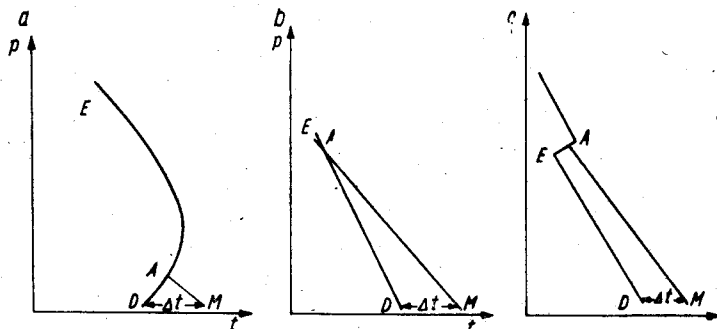
Wyznaczanie poziomu konwekcji. Wysokość tego poziomu można łatwo określić stosując wzór:

$$Z_k = \frac{\Delta t}{1 - \gamma} 100 \text{ m}$$

gdzie: Δt — różnica temperatury między powietrzem wznoszącym się a powietrzem otaczającym.

W przypadku gdy $\gamma < 1^\circ/100 \text{ m}$, wówczas przy wznoszeniu suchoadiabatywnym różnica ta będzie malała o $(1 - \gamma^\circ/100 \text{ m})$ wysokości, a na poziomie konwekcji będzie ona równa zero. Stosując ten wzór otrzymuje się wartości przybliżone, gdyż wartość zmienia się z wysokością.

Dokładniejsze dane uzyskuje się posługując się diagramem aerologicznym. Zakładając określoną wartość na Δt , oznacza się

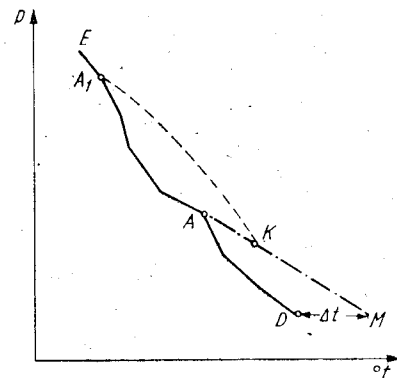


Rys. 70. Określenie poziomu konwekcji „suchej”

DE — krzywa stratyfikacji, MA — krzywa stanu, Δt — różnica między temperaturą pewnej objętości powietrza przy powierzchni ziemi i powietrza otaczającego

punkt temperatury przegrzanej porcji powietrza i od niego prowadzi się suchą adiabatę aż do przecięcia się z krzywą stratyfikacji. W miejscu przecięcia się tych linii otrzymuje się poziom występowania konwekcji suchoadiabatycznej. Na rysunku 70a, b, c przedstawiono przykłady, w których stała jest wartość Δt , a różna jest krzywa stratyfikacji, w związku z czym otrzymujemy różne wysokości poziomu konwekcji. W pierwszym przypadku (a) inwersja powoduje, że poziom konwekcji jest bardzo niski. W przypadku drugim (b), przedstawiającym stan równowagi wilgotnochwijnej, poziom konwekcji położony jest znacznie wyżej, a w ostatnim przypadku (c) dopóty, dopóki istnieje równowaga suchoobojętna, różnica temperatur Δt utrzymuje się przez długi czas i spada do zera dopiero w warstwie inwersyjnej. Ten ostatni przykład obrazuje nam przypadek, w którym inwersja wyznacza granicę zasięgu prądów konwekcyjnych.

Jeżeli wznosząca się cząsteczka powietrza przed osiągnięciem poziomu konwekcji suchoadiabatycznej osiągnie poziom kondensacji — to dalsze jej wznoszenie będzie się odbywało po adiabatcie wilgotnej. Poziom konwekcji wilgotnoadiabatycznej leży znacznie wyżej od poziomu konwekcji suchoadiabatycznej. Metodę określania poziomu konwekcji wilgotnoadiabatycznej przedsta-



Rys. 71. Określenie poziomu konwekcji „wilgotnej”

DE — krzywa stratyfikacji, MKA i MKA₁ — krzywa stanu

wiono na rysunku 71. Na rysunku tym K oznacza poziom kondensacji wznoszącej się (przegrzanej) porcji powietrza (temperaturę punktu rosy przyjęto równą temperaturze punktu rosy przy powierzchni ziemi). Gdyby poziom ten leżał wyżej, wówczas poziom konwekcji suchoadiabatycznej określony byłby punktem A . W naszym zaś przypadku różnica temperatury między powietrzem wznoszącym się a otaczającym przyjmuje wartość zero w punkcie A' , wyznaczając poziom konwekcji wilgotnoadiabatycznej.



ENERGIA CHWIEJNOŚCI

Jeśli pionowa stratyfikacja w grubej warstwie powietrza wskazuje na obecność równowagi chwiejnej, to znaczy, że w warstwie tej istnieją warunki sprzyjające rozwojowi prądów pionowych. Oznacza to, że przy przemieszczaniu pewnej porcji powietrza ku górze w przypadku równowagi chwiejnej powstaje siła, która wykonuje pracę mechaniczną wyrażającą się we wzroście prędkości pionowej w omawianej porcji powietrza; przyrost tej prędkości można wyrazić wzorem:

$$E = M \frac{\omega_2^2 - \omega_1^2}{2}$$

gdzie:

M — masa powietrza,

ω_1 i ω_2 — początkowa i końcowa wartość prędkości prądów pionowych.

Z fizyki jednak wiadomo, że energia nie może powstać z niczego i nie może zanikać, lecz przechodzi jedynie z jednej formy w drugą. Na tej podstawie możemy założyć, że atmosfera (lub dowolna jej warstwa) będąca w stanie równowagi chwiejnej ma pewien zapas energii potencjalnej, który może przekształcić się w energię kinetyczną prądów pionowych. Energię tę nazwano w meteorologii energią chwiejności.

W przypadku zaś gdy w atmosferze panuje równowaga stała i dojdzie w niej pod wpływem sił zewnętrznych do rozwoju prądu wstępującego, to prąd ten ulegnie szybkiemu zahamowaniu. Zmniejszy się przy tym jego energia kinetyczna; część tej energii przekształci się w energię potencjalną. W takim przypadku powiada się, że atmosfera (warstwa) ma ujemną energię chwiejności.

Źródłem energii kinetycznej może być również warstwa o równowadze wilgotnochwiejnej przy założeniu, że przez warstwę tę przebiega powietrze nasycone parą wodną. Ten rodzaj energii chwiejności nazwano energią wilgotnochwiejną. Jest to najczęściej w atmosferze spotykany rodzaj energii chwiejności.

Wyznaczanie pionowej energii chwiejności. Do wyznaczenia pionowej energii chwiejności potrzebny jest tzw. diagram energetyczny, na który nanosi się krzywą stratyfikacji i krzywą stanu. Takim diagramem może być np. diagram Stüvego zmodyfikowany przez P. P. Demiańczuka na diagram energetyczny (typowym diagramem energetycznym jest tzw. emagram). Za pomocą takiego diagramu można wyznaczyć pionową energię chwiejności powietrza na jednostkę masy. W tym celu wykonywane jest zależność wyrażającą pionową energię chwiejności

powietrza W za pomocą różnicy geopotencjałów. Należy teraz wyjaśnić, co oznacza pojęcie geopotencjału.

Położenie dowolnego punktu w atmosferze ziemskiej można wyznaczać przez określenie odległości danego punktu od średniego poziomu morza albo przez wyznaczenie potencjału siły ciężkości, czyli geopotencjału. W pierwszym przypadku odległość tę wyraża się w metrach, a w drugim — w jednostkach pracy na jednostkę masy.

Geopotencjał w punkcie położonym na wysokości z nad poziomem morza jest energią potencjalną jednostki masy znajdującej się w tym punkcie. Energia ta równa jest pracy, jaką należy wykonać przeciw sile ciężkości, podnosząc jednostkę masy od poziomu morza (gdzie potencjał przyjmujemy równy zeru) na wysokość z .

Jednostką geopotencjału jest potencjał jednostki masy podniesionej na jednostkę wysokości w polu o jednakowej sile ciężkości, czyli cm^2/s^2 . Wartość geopotencjału równą 10^5 jednostek potencjału cgs Bjerknes nazwał metrem dynamicznym (m dyn.). Metr dynamiczny ma zatem wymiar L^2/T^2 .

Zbiór punktów w przestrzeni, których potencjały mają tę samą wartość, nazwano powierzchnią ekwipotencjalną. Pionowa odległość między dwiema powierzchniami ekwipotencjalnymi (o jednakowym potencjale), dla których różnica geopotencjału wynosi

1 metr dynamiczny, równa się $\frac{10^5}{g}$ cm.

Gdy pominiemy zależność g od szerokości geograficznej i wysokości nad poziomem morza i założymy, że $g = 981 \text{ cm/s}^2$, wtedy szukana różnica wysokości wyniesie $10^5/981 \text{ cm} = 1,02 \text{ m}$. Tym samym więc jednemu metrowi dynamicznemu odpowiada 1,02 m geometrycznego.

Poprzednio powiedzieliśmy, że pionową energię chwiejności W można wyznaczyć za pomocą różnicy geopotencjału, wyrażonej następującym wzorem:

$$W = (\bar{\Phi} - \bar{\Phi}_0)(\Phi - \Phi_0)$$

gdzie:

$(\bar{\Phi} - \bar{\Phi}_0)$ — różnica geopotencjału w metrach dynamicznych w temperaturze średniej między dwoma dowolnymi izobarami na krzywej stanu,

$(\Phi - \Phi_0)$ — różnica geopotencjału w metrach dynamicznych w temperaturze średniej między tymi samymi izobarami na krzywej stratyfikacji.

Z podanego wzoru wynika, że do obliczenia pionowej energii chwiejności na jednostkę masy niezbędne jest dokładne wyznaczenie różnicy geopotencjału. Wymaganie to jest spełnione na diagramie P. Demiańczuka. W wyniku obliczeń otrzymuje się stosunkowo dużą wartość W . W praktyce okazało się, że rze-



czywiste prędkości prądów wstępujących stanowią jedynie $\frac{1}{4}$ wartości obliczonych. Dlatego też, aby otrzymać przybliżoną wartość prędkości prądów wstępujących, należy wielkość obliczoną pomnożyć przez 0,25. Sposób obliczania prądów pionowych przedstawiono na tablicy 12.

Przykład obliczania prędkości prądów wstępujących. Do poglądowego przedstawienia obliczania prądów wstępujących wykorzystano wzlot samolotowy z meteorogramem wykonany podczas Szybocowych Mistrzostw Polski w Lesznie w dniu 20.VI.1953 r. (przykład zaczerpnięty z pracy P. Demiańczuka pt.: „Modyfikacja diagramu Stüvego”).

Po opracowaniu meteorogramu otrzymano następujące zestawienie:

Zestawienie obliczonych wyników

TABLICA 12

Ciśnienie [mb]	Temperatura [°C]	Wilgotność względna [%]	Temperatura wirtualna [°C]
1006	10,2	94	11,4
985	13,8	58	14,8
745	-4,2	80	-3,6
728	-4,7	68	-4,3
715	-3,2	47	-2,9
643	-5,8	23	-5,7

Przystępując do obliczania prędkości prądów wstępujących nanosi się najpierw na diagram punkty: ciśnienie — temperatura wirtualna (temperatura wirtualna jest to temperatura obliczeniowa powietrza suchego, którego gęstość jest równa gęstości powietrza wilgotnego). Do prognozy stycznego wyznaczania poziomu kondensacji bierze się (w tym przypadku) górny poziom inwersji radiacyjnej i wyznacza się dla niego temperaturę punktu rosy. Temperaturę punktu rosy znajduje się w następujący sposób: dla punktu np. (p, t_w) znajduje się na diagramie wartość maksymalnej wilgotności właściwej q_{max} , odczytując ją na liniach przerywanych koloru sepia. Ponieważ rzeczywistą wilgotność właściwą q wyznacza się z iloczynu maksymalnej wilgotności właściwej i wilgot-

ności względnej, $q = q_{max} \frac{r}{100}$, a więc przecięcie krzywej o tej wartości liczbowej z poziomem ciśnienia p [mb] daje temperaturę punktu rosy (odczytaną na dolnej ramce diagramu).

W omawianym przypadku temperaturę punktu rosy wyznacza się w sposób następujący. Od temperatury na górnej granicy inwersji (14,8°C) wznosimy się pionowo ku górze po izotermie aż do przecięcia się jej z grubo zaznaczoną linią koloru sepia opisaną wartością 623 mb. Służy ona do odczytów prężności pary wodnej nasycającej przy danej temperaturze.

W omawianym przypadku w miejscu przecięcia się izotermi z grubą ciemną linią koloru sepia znajdujemy odpowiednią linię wilgotności właściwej. Jej wartość wyrażoną w g/kg stanowi maksymalną prężność pary wodnej w danej temperaturze wyrażoną w milibarach.

Na omawianym przykładzie maksymalna wartość prężności pary wodnej dla temperatury 14,8°C wynosi 18,8 mb. Iloczyn tej wartości i wartości

wilgotności względnej $\frac{r}{100}$ stanowi wartość wilgotności właściwej (16,8 × 0,58 = 9,7 mb). Od tej wartości schodzimy następnie po izotermie pionowo do dołu aż do poziomu inwersji i na skali poziomej (dolna ramka)

odczytujemy wartość temperatury punktu rosy — w rozpatrywanym przypadku wynosi ona 6,6°C. Z punktu, w którym $p = 985$ mb i $t = 6,6°C$ przesuwamy się następnie po krzywej rzeczywistej wilgotności właściwej aż do przecięcia z krzywą stratyfikacji. Tę ostatnią wyznacza nam na diagramie wykreślona gruba czarna linia łamana (ciągła). Przecięcie ma miejsce na poziomie 840 mb. Opuuszczamy się następnie z tego poziomu po adiabadzie suchej (ciągłe linie ukośne koloru zielonego) aż do poziomu pierwszego punktu ciśnienia — do temperatury wirtualnej i na dolnej skali odczytujemy temperaturę 19,1°C. Temperatura ta mówi o tym, że jeżeli w ciągu dnia osiągnięta zostanie jej wartość, to wysokość podstaw chmur będzie na poziomie 840 mb, czyli 1471 m dyn.

W dolnej warstwie powietrza, do 500 m, co odpowiada średnio grubości warstwy rzędu 60 mb, temperatura ulega dużym zmianom.

Przyjmujemy w naszym przykładzie, że warstwa dużych zmian temperatury wynosi właśnie 60 mb, czyli 1006—946 = 60 mb. Zaznaczając na krzywej stratyfikacji punkt odpowiadający ciśnieniu 940 mb i łącząc go z prognozy styczną maksymalną temperaturą 19,1°C, otrzymamy krzywą sondażu prognozy stycznej, która umożliwi określenie wartości prądów wstępujących w danym dniu. Krzywa ta pozwala na obliczenie energii chwiejności. Do punktu kondensacji na poziomie 840 mb powietrze będzie się wznosiło po adiabadzie suchej, a powyżej poziomu kondensacji — po adiabadzie wilgotnej.

Obliczanie prędkości prądów wstępujących w różnych warstwach powietrza. W warstwie 1006—1000 mb wartości geopotencjałów tak krzywej stanu, jak i krzywej stratyfikacji wynoszą 50 m dyn, a więc energia chwiejności równa się zeru. Ponieważ jest to warstwa cienka, nie powinna wywierać istotnego wpływu na rozwój prądów wstępujących.

W warstwie 1000—900 mb różnica geopotencjałów na krzywej stanu i krzywej stratyfikacji wynosi 870—866 = 4 m dyn, czyli energia chwiejności na jednostkę masy wynosi $W = 40 \text{ m}^2/\text{s}^2$. Prędkość prądów pionowych oblicza się ze wzoru:

$$\frac{1}{2} V^2 = 40$$

stąd

$$V = \sqrt{80} \approx 9 \text{ m/s}$$

Na poziomie ciśnienia 900 mb prędkość prądów wstępujących wynosi 9 m/s, a średnia ich prędkość w warstwie 1000—900 mb

$$V_s = \frac{0+9}{2} = 4,5 \text{ m/s}$$

Teraz należy obliczyć prędkość prądów wstępujących w warstwie od 900 mb do poziomu kondensacji (840 mb). W warstwie tej różnica geopotencjału na krzywej stanu i krzywej stratyfikacji dla głównych izobar 900—800 mb i średniej temperatury wirtualnej w warstwie 900—800 mb wynosi 12 m²/s², czyli energia chwiejności na jednostkę masy na jej górnej granicy wynosi $W = 40+12 = 52 \text{ m}^2/\text{s}^2$, a prędkość prądów wstępujących osiąga wartość $V = \sqrt{104} \approx 10,2 \text{ m/s}$. Średnia zaś prędkość tych prądów w warstwie 900—840 mb wynosi

$$V_s = \frac{9+10,2}{2} = 9,6 \text{ m/s}$$

Zakładając, że średnia prędkość opadania szybowców wynosi 1 m/s, to obliczona prędkość noszenia pod chmurami wyniesie:

$$V_n = 9,6 - 1 = 8,6 \text{ m/s}$$



Po konfrontacji tych danych z danymi, jakie odczytywali na wariometrach szybownicy wykonując loty na wysokości 900–1600 m (2,5–5,0 m/s), okazało się, że średnie noszenia pomierzone wynosiły 25% wartości noszeń obliczonych. Chcąc więc określić rzeczywiste średnie noszenia, należy obliczoną wartość przemnożyć przez 0,25.

W rozpatrywanym przykładzie otrzymamy więc:

$$8,6 \cdot 0,25 = 2,15 \text{ m/s}$$

a więc wartość zbliżona do tej, jaką notowali szybownicy.

3.3

TERMIKA

3.3.1

RODZAJE TERMIKI

Pojęcie „termika” zrodziło się wśród szybowników, meteorolodzy zaś nadali mu dopiero ścisłe znaczenie. Przez pojęcie to rozumieć należy „energię tkwiącą w atmosferze, związaną z rozkładem temperatury w poszczególnych jej warstwach, zdolną do wzniesienia i podtrzymywania pionowych prądów powietrza”. Pojęcia tego nie należy stosować do określania samych prądów pionowych w atmosferze, wywołanych istnieniem „termiki”. Prądy te nazwane zostały „prądami termiki”. Z powyższego wynika, że słowo „termika” odpowiada pojęciu energii zmagazynowanej w powietrzu o równowadze chwiejnej.

Jak już powiedzieliśmy, termika rozwija się wówczas, gdy spadek temperatury wraz z wysokością jest większy niż $1^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ w przypadku powietrza nienasyconego i większy niż $0,6^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ w przypadku powietrza nasyconego. Spadek temperatury z wysokością może być wywołany albo wzrostem temperatury w dolnych warstwach atmosfery, albo jej spadkiem w warstwach wyżej leżących. Zależnie od tego, co powoduje chwiejność termiczną powietrza, czyli co jest przyczyną decydującą o spadku temperatury, rozróżniamy różne rodzaje termiki.

W zasadzie wyróżniamy termikę:

- wypracowaną (słoneczną i cumulusową),
- naniesioną (mas powietrznych),
- wiatrową (szlaki cumulusów),
- frontową,
- wieczorną,
- nocną,
- wysoką (stratosferyczną).

TERMIKA WYPRACOWANA USŁONECZNIEMIEM

Prądy pionowe termik wypracowanych rozwijają się kosztem energii cieplnej dostarczonej przez słońce.

W czasie pięknej słonecznej i bezwietrznej pogody, jaka towarzyszy termice wypracowanej, prądy pionowe występują w postaci pęcherzy ciepłego powietrza nazwanych przez szybowników „kominami”. Ponieważ kominy te stanowią pewnego rodzaju „windy” wznoszące szybowce ku górze, przyjrzyjmy się im nieco dokładniej.

Mówiąc o kominach pamiętajmy, iż w powietrzu spotkać możemy dwa ich rodzaje — tzw. „kominy podłoża” i „kominy chmur”.

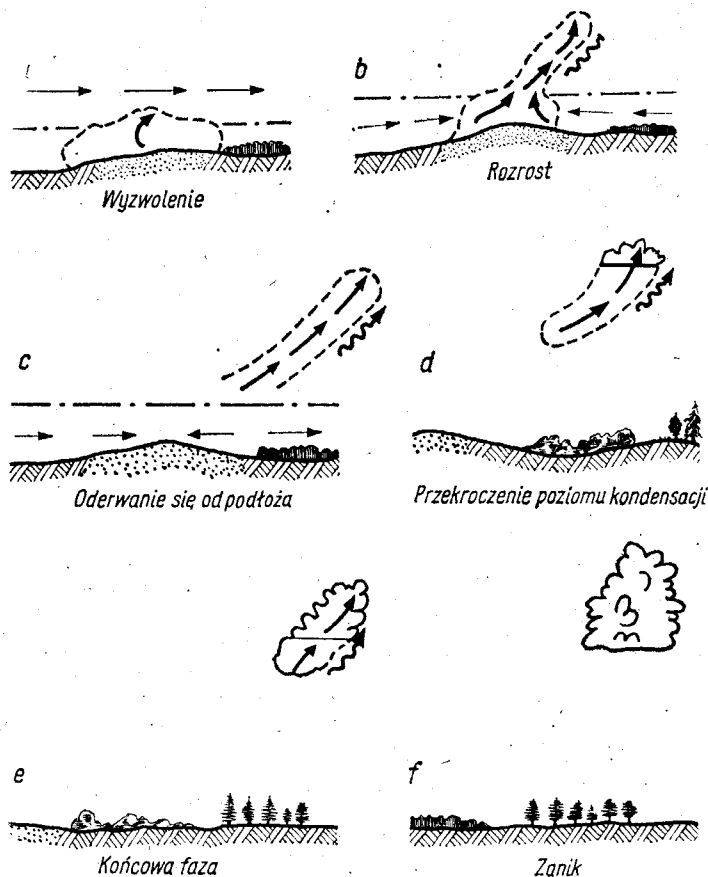
Kominy podłoża. W czasie rozwijania się prądy pionowe są słabe i bardzo chaotyczne (nieuporządkowane), toteż w dolnej swej części nie nadają się one praktycznie do wykorzystania przez szybowników. W miarę wznoszenia się, przeistaczają się one w bardziej regularne i silne, stając się już prądami użytkowymi.

Prędkość ich wznoszenia zależy głównie od różnicy temperatury powietrza wznoszącego się i otaczającego. Omawiane prądy osiągną swą maksymalną intensywność w środkowych partiach kominów. Na skrajach kominów prędkości pionowe są mniejsze, co wywołane jest tarciem, jakie występuje między powietrzem unoszącym się ku górze a powietrzem otaczającym, przemieszczającym się w innym kierunku. Wewnątrz komina wznoszące się powietrze wiruje w kierunku przeciwnym do wskazówek zegara — podobnie jak w niżu.

W miarę wznoszenia się komina ku górze — komin pochyla się w kierunku wiatru (na górze wiatry są silniejsze niż w warstwie dolnej) i zarazem staje się coraz szerszy. Jest to wywołane rozprężeniem się powietrza wstępującego (spadek ciśnienia wraz z wysokością). Po oderwaniu się komina od podłoża, jego prędkość pozioma zrównuje się stopniowo z prędkością wiatru, jaka panuje w wyższych warstwach.

Poziome wymiary prądów pionowych są bardzo zróżnicowane i wynoszą od 100 do 2000 m. Nad obszarami termicznymi (podłoża szybko nagrzewające się) odległości między poszczególnymi kominami wynoszą średnio w godzinach przedpołudniowych 2–3 km, w południe 5–8 km, wieczorem zaś, gdy termika ustaje, odległości te mogą wzrosnąć do 20 km. Czas istnienia komina nie jest długi — około 50% istnieje 8–12 min, 25% — 20 min.

Ogniska, nad którymi dochodzi do rozwoju kominów, są aktywne co 10–30 min, czyli co 10–30 min od każdego ogniska odrywa się komin termiczny. Po oderwaniu się komina zaczyna napływać na jego miejsce chłodniejsze powietrze z otoczenia. W ciągu



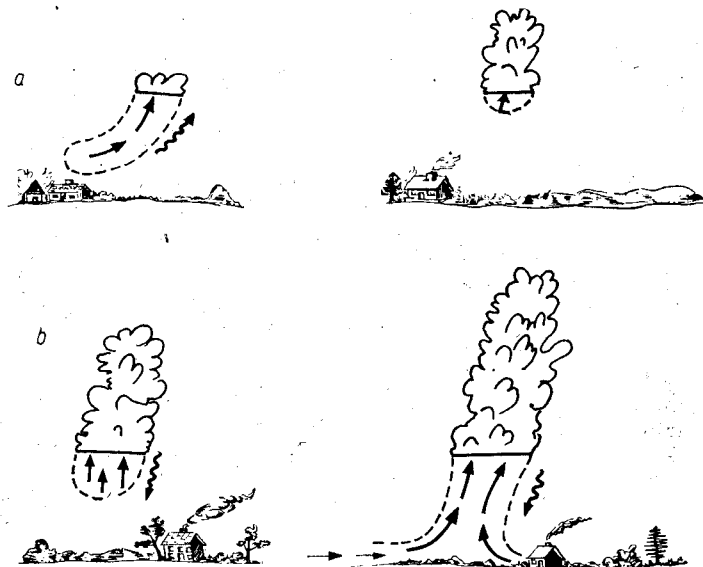
~ Kierunek rozwoju kominu podłoża

Rys. 72. Kolejne fazy rozwoju kominów termicznych podłoża

owych 10–30 min ogrzewa się ono na tyle, że jako lżejsze zaczyna wznosić się ku górze, tworząc nowy komin.

Kominy termiczne chmur. Po oderwaniu się od podłoża komin oddala się ku górze, przy czym może albo zaniknąć całkowicie, albo — po osiągnięciu poziomu kondensacji — doprowadzić do powstania chmury kłębiastej. Rozwijająca się chmura zaczyna wtedy zasysać powietrze spod swojej podstawy. Im silniej chmura będzie rozwijała się, tym szybciej obszar zasysania będzie się obniżał ku dołowi, tworząc w efekcie strugę wznoszącego się powietrza, którą nazwano kominem chmury (rys. 73). Chmura nie zasysa powietrza tylko spod podstawy, ale również z boków. Tak więc chmura „karmiona” jest parą wodną nie tylko od dołu, ale również i z boków.

Z tego co powiedzieliśmy o kominach chmury wynika, że rozwijają się one w kierunku podłoża, a prądy, które w nich występują, skierowane są ku górze. Innymi słowy, prądy w kominie chmury i ich rozwój przebiegają w kierunkach przeciwnych. W przypadku kominu podłoża oba zjawiska przebiegają w jednym kierunku.



Rys. 73. Kolejne fazy rozwoju kominu termicznego chmury

Każda chmura związana jest zawsze z kominem podłoża, jednak kominy chmury związane są tylko z tymi chmurami, które osiągnęły znaczny rozwój pionowy.

Studnie termiczne. W dniach, w których w atmosferze występuje termika wypracowana, obok prądów pionowych spotykamy zawsze prądy opadające. Prądy te nazwano „studniami termicznymi”. Prędkość ich opadania jest na ogół mniejsza od prędkości prądów wstępujących, za to przekroje prądów opadających są znacznie większe od przekrojów prądów wstępujących.

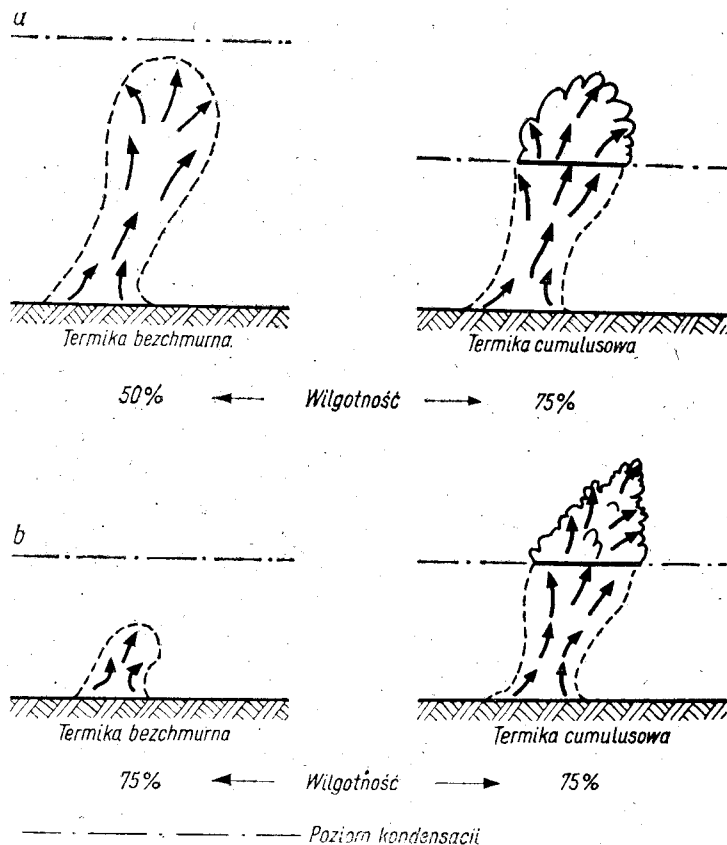
Prędkości prądów wstępujących czy opadających nie należy mylić z prędkością wznoszenia czy opadania szybowca. Załóżmy, że prędkość opadania szybowca wynosi 0,5 m/s, a na wariometrze pilot odczytał, że prędkość wznoszenia wynosi 2 m/s. Aby dowiedzieć się, jaka jest wartość prędkości prądu wstępującego, należy dodać do prędkości opadania szybowca prędkość wznoszenia — otrzymana suma 2,5 m/s będzie szukaną wartością.

Jeśli natomiast na wariometrze pilot odczyta 0 m/s, będzie to oznaczało, że prędkość prądu wstępującego wynosi 0,5 m/s.



Analogicznie, znalazłszy się w prądzie opadającym o prędkości 1,0 m/s, szybowiec będzie tracił wysokość z szybkością 1,5 m/s.

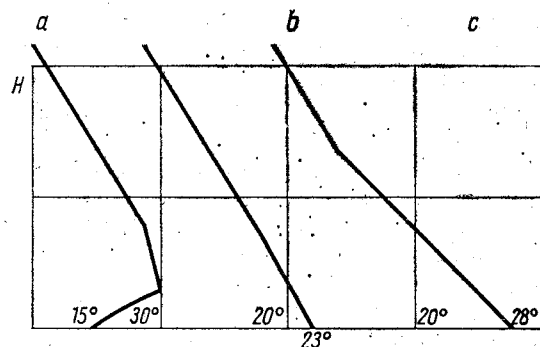
Wypracowana termika bezchmurna — termika sucha. Z tego rodzaju termiką spotykamy się w kraju bardzo często w okresie letnim, gdy obszar Polski znajduje się pod wpływem ośrodka wyżowego oraz suchych mas powietrza. Rozwijające się prądy



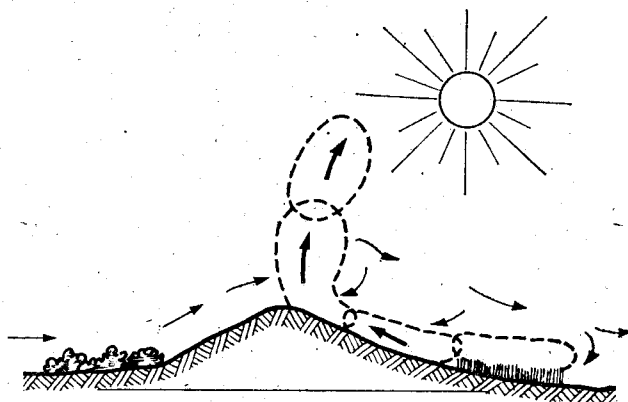
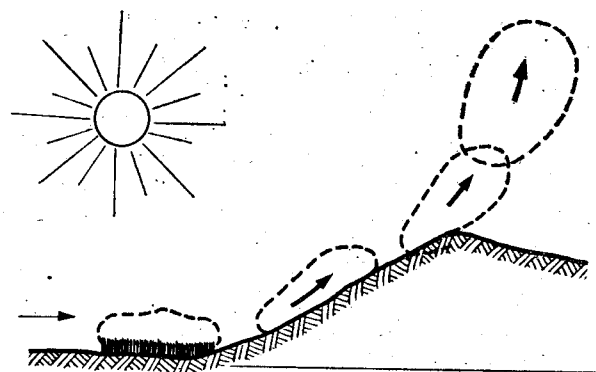
Rys. 74. Rozwój termiki bezchmurnej i cumulusowej

wstępujące nie osiągają wówczas poziomu kondensacji (rys. 74), gdyż powietrze jest zbyt suche, bądź też gaszone są przez inwersję, tak charakterystyczne w wyżach.

W dolnych warstwach powietrza na skutek nocnego wypromiowania ciepła powstaje inwersja radiacyjna. Ponad warstwą inwersyjną obserwujemy normalny spadek temperatury wraz z wysokością. Postępujące w ciągu dnia nagrzanie podłoża oraz pionowa wymiana powietrza powoduje zanik inwersji w godzinach przedpołudniowych (rys. 75) i tym samym nic już nie stoi



Rys. 75. Zmiany pionowego gradientu temperatury wywołane nagrzaniem się podłoża
a — przed wschodem słońca, b — w godzinach przedpołudniowych, c — w godzinach popołudniowych



Rys. 76. Rozwój termiki uwarunkowanej różną ekspozycją zboczy względem słońca



na przeszkodzie rozwojowi prądów wstępujących, które w postaci „pęcherzy” zaczynają odrywać się od podłoża. Na miejsce zaś unoszonego się ku górze ciepłego powietrza zaczyna napływać chłodne powietrze z otoczenia oraz powietrze opadające.

Jednak nawet nad najbardziej nagrzanymi obszarami bardzo rzadko dochodzi do wykształtowania się jednolitego prądu wstępującego (komina), który sięgałby od podłoża do większej wysokości. Zazwyczaj są one porożywane przez wiatr, którego prędkość wzrasta wraz z wysokością. Powoduje to, że ogrzane powietrze unosi się do góry w postaci większych czy mniejszych pęcherzy odrywających się od podłoża w odstępach 10–30 min. Podczas silnego wiatru pęcherze odrywają się szybciej, są one mniejsze i słabsze, lecz częstsze. Charakter lotu jest wtedy bardzo burzliwy, gdyż noszenia są bardzo „poszarpane”. Przy tego typu noszeniach można czasami uzyskać wysokość rzędu 2000 m.

W przypadku występowania słabego wiatru i silnego nagrzania w dolnej warstwie powietrza, często na dużych obszarach dochodzi do powstania lokalnych systemów wiatrów, powstających na skutek wyrównywania się ciśnienia w dolnej warstwie. Różnice ciśnienia są spowodowane przez pionowe ruchy powietrza występujące nad terenami kontrastowymi.

Jak już wspomniano poprzednio, czynnikiem sprzyjającym rozwojowi termiki może między innymi być właściwość rzeźby podłoża. Na rys. 76 widzimy, że w przypadku gdy jakieś wzniesienie rozciąga się prostopadłe do kierunku wiatru, wówczas ogrzane powietrze w postaci pojedynczego pęcherzyka jest spychane przez wiatr wzdłuż zboczy aż do kulminacji wzniesienia, gdzie następnie pęcherz odrywa się od podłoża i unosi się swobodnie ku górze. Możemy stąd wyciągnąć wniosek, że nad podłożem o urozmaiconej rzeźbie prędkość wyzwalania się prądów wstępujących jest większa niż nad podłożem monotonnym pod względem rzeźby. Jest to związane z różną ekspozycją zboczy względem słońca. Im większy bowiem jest kąt padania promieni słonecznych, tym więcej energii słonecznej przypada na jednostkę powierzchni i tym szybciej nagrzewa się od podłoża zalegające nad nim powietrze. W czasie słonecznych i bezwietrznych dni można często zaobserwować obecność wyraźnie zlokalizowanych ognisk termicznych wzdłuż zboczy.

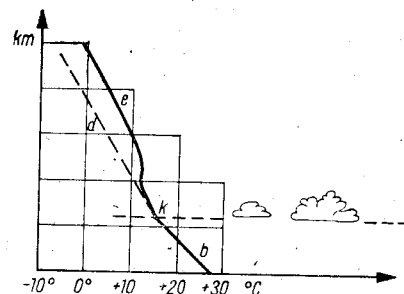
Wypracowana termika cumulusowa. Wypracowanej termice cumulusowej towarzyszą chmury kłębiaste Cu i Cb, będące podstawowymi oznakami występowania termiki w atmosferze. Chmury te są rozproszone po niebie i znajdują się w różnym stopniu rozwoju.

Większe skupiska chmur występują nad ogniskami termicznymi, czyli nad terenami szybko nagrzewającymi się. Gdy są znoszone przez wiatr, tworzą wtedy łańcuch chmur Cumulus, będących w stadium powstawania, dojrzałości i rozpady.

O wypracowanej termice cumulusowej mówimy wtedy, gdy wznoszące się, dostatecznie wilgotne powietrze osiągnie poziom kondensacji i zawarta w nim para wodna zaczyna się skraplać. Moment rozpoczęcia się procesu skraplania stanowi początek rozwoju chmury kłębiastej, nazwanej Cumulus. Od tego momentu wznoszące się powietrze ochładza się wilgotno-adiabatywnie, czyli wolniej niż przed osiągnięciem poziomu kondensacji. Dalszy rozwój chmury w kierunku pionowym będzie teraz zależał od temperatury powietrza otaczającego.

Jeżeli wznoszące się powietrze napotyka na swej drodze warstwę o gradientie wilgotno-stałym, to pionowe jego wznoszenie zostanie zahamowane. W takim bowiem przypadku okaże się

Rys. 77. Rozwój chmur Cumulus humilis przy wilgotno-stałym gradientie występującym powyżej poziomu kondensacji
b — gradient sucho-adiabatyczny
d — gradient wilgotno-adiabatyczny
e — wilgotno-stały
k — poziom kondensacji



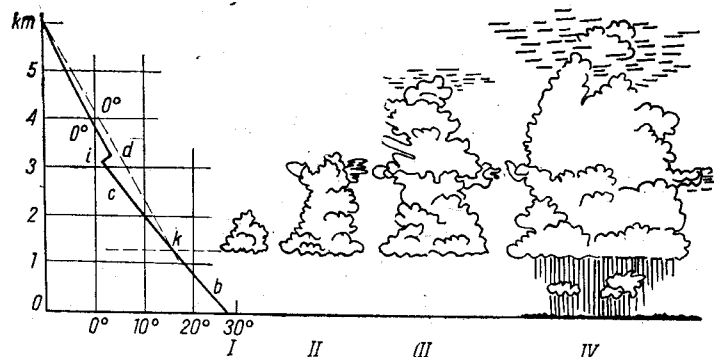
ono nawet chłodniejsze od powietrza otaczającego i przestanie się wznosić. Rozwijająca się chmura nie osiągnie znacznej wysokości (rys. 77).

Jeżeli wznoszące się powietrze dotrze do warstw z gradientem wilgotno-chwiejnym, okaże się ono cieplejsze od powietrza otaczającego. W takim przypadku prędkość wznoszenia będzie wzrastała, co spowoduje, że chmura będzie się rozwijać do coraz wyższego poziomu. Rozwój ten może być zatrzymany tylko wtedy, gdy dopływ wilgotnego powietrza okaże się zbyt mały (rys. 78). Niedobór w dopływie wilgoci pociąga za sobą niedostatek wydzielania się ciepła kondensacji, które jest motorem dalszego rozwoju chmury. Rozwój chmury może być zatrzymany również obecnością inwersji w atmosferze.

Jeżeli prądy wstępujące są dostatecznie silne, to mogą przebić warstwy inwersyjne. W takich przypadkach chmury kłębiaste rozprzyskują się na poziomie występowania inwersji.

Wraz ze stopniem nagrzania się podłoża odrywające się od niego pęcherze są coraz to większe i unoszą ze sobą coraz więcej wilgotnego powietrza, prowadząc do wzmożonego rozwoju chmury. Powoli zaczyna ona przybierać bardziej skłębiony kształt, upodabniając się do kalafiora. Chmury o takim wyglądzie nazywane zostały przez meteorologów Cumulus congestus (czyli chmury kłębiaste wypiętrzone).





Rys. 78. Rozwój silnie wypiętrzonych chmur kłębiastych przy wilgotno-chwiejnym gradientie temperatury powyżej poziomu kondensacji

b — gradient sucho-adiabatyczny
c — gradient wilgotno-chwiejny
d — gradient wilgotno-adiabatyczny
i — inwersja
k — poziom kondensacji

W początkowym stadium rozwoju chmury kłębiastej prądy wstępujące są ograniczone do jej podstawy. W przypadku pogody bezwietrznej symetrycznie wokół chmury zaczynają się pojawiać prądy opadające zwane również prądami kompensacyjnymi. Tym samym więc systemy prądów pionowych związanych z rozwijającą się chmurą możemy sobie wyobrazić jako fontannę. Strumienie wody wyrzucane przez otwory w rurze będą stanowiły w naszym schemacie prądy wstępujące, a opadające strumienie wody będą wyobrażały prądy zstępujące. Wynika stąd, że w początkowym stadium rozwoju chmura rozwija się silnie w kierunku pionowym do chwili, aż prędkość wznoszącego się powietrza osłabnie; od tego momentu poszczególne górne partie zaczynają opadać po bokach chmury w dół i wyparowują. Proces ten powtarza się z każdym pęcherzem. Górne partie chmur dzięki swej stosunkowo zwartej budowie (duża koncentracja kropelek wody) stanowią dla wiatru przeszkodę, którą musi on ominąć. Wiatr zmuszony jest do opłynięcia chmury po jej bokach oraz ponad jej szczytami. Po stronie zewnętrznej dochodzi często do zafalowania powietrza i pojawiania się słabych prądów falowych.

Termika burz ciepłych. Nad silnie nagrzanym podłożem wzmożona termika prowadzi do powstania chmur kłębiastych, które stają się stopniowo coraz potężniejsze i rozleglejsze, wyrzeliwując ku górze coraz to nowymi wieżycami. Świadczą one o intensywnej konwekcji wewnątrz samej chmury. Jeżeli w atmosferze występuje gradient wilgotno-chwiejny, do wyższych jej warstw transportowane są prądami konwekcyjnymi odpowiednie ilości wilgoci. Wówczas proces rozwojowy chmury Cumulus con-

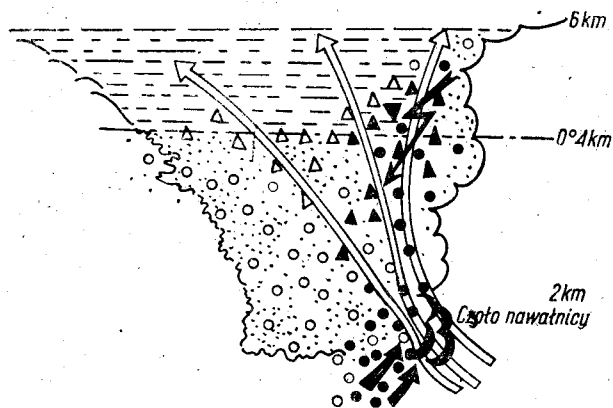
gestus (Cu cong) przybiera na sile, a sama chmura przekształca się w chmurę burzową, nazywaną Cumulonimbus (Cb). W czasie swego rozwoju chmura ta przekracza poziom izotermi 0°. W pobliżu izotermi 0° chmura jest zbudowana z przechłodzonych kropelek wody. W wyższych swych partiach chmura Cb zbudowana jest z kryształków lodowych. Chmury te charakteryzują się silnymi prądami pionowymi oraz bardzo silną turbulencją.

Fakt, że chmura Cb przekracza w swoim rozwoju izotermę 0° i że zbudowana jest również z kropelek przechłodzonej wody i drobnych kryształków lodu, ma duże znaczenie w procesie powstawania opadu. Opadem nazywamy każdą postać wody, jaka wypada z chmur. Powstawanie opadu jest związane z występowaniem kryształków lodowych w chmurze. Na powierzchni dochodzi do przymarzania drobnych kropelek wody lub kryształków lodu bądź do sublimacji zawartej w chmurze pary wodnej. Proces ten prowadzi w efekcie do zwiększenia się objętości i ciężaru tych kryształków. Jako zbyt ciężkie nie mogą one być już dłużej utrzymywane przez prądy wstępujące w chmurze i zaczynają opadać. Opodając dostają się one do coraz cieplejszych części chmur i zaczynają tajać tworząc krople deszczu.

Im większy jest gradient wilgotnoadiabatyczny powietrza i im bardziej intensywny jest dopływ wilgotnego powietrza, które wciągnięte zostaje w proces cyrkulacji, tym silniejsze są prądy wstępujące w Cb; osiągają niekiedy wartość 50—60 m/s, co powoduje z kolei coraz większy wzrost pionowego zasięgu chmury. Szczytami chmura ta sięga często aż do tropopauzy.

Prądy wstępujące znajdują się u czoła chmury burzowej. Po stronie tej bowiem ogrzane powietrze zostaje zassane przez chmurę i wciągnięte w jej układ cyrkulacyjny. Podczas przechodzenia burzy wiatr dolny wieje „do chmury”. Wywołuje to często złudzenie, że chmura przemieszcza się „pod wiatr”, w rzeczywistości jednak chmura burzowa przemieszcza się razem z wiatrem górnym odchylając się od niego w prawo, średnio o 30°. Pierwszym zwiastunem świadczącym o nadciąganiu chmury burzowej jest zasłona chmur Cirrus (pierzaste), stanowiąca tzw. kowadło Cb. Po pewnym czasie nadciąga pionowa ściana właściwej chmury. U jej czoła na dole, występuje często tzw. kołnierz burzowy. Omawianej chmurze towarzyszą silne opady ulewne oraz wyładowania elektryczne.

Chcąc wykorzystać prądy wstępujące termiki burzowej, najlepiej jest wchodzić w młode chmury Cb, poniżej których nie występują opady. W czasie zbliżania się do chmury Cb dającej już opad w celu uniknięcia znalezienia się w strefie prądów opadających, najlepiej dolatywać do niej od „czoła” pamiętając, że silne prądy opadające występują po stronie przeciwnej chmury. Ponieważ jak wiemy, prądy pionowe termiki wypracowanej rozwijają się kosztem energii cieplnej, dostarczanej przez słońce, każdy jej ubytek musi się odbić ujemnie na ich rozwoju. Wy-



- 1 —
- 2 △
- 3 ▲
- 4 ○

- 5 ○
- 6 ●
- 7 ↗
- 8 ↘

Rys. 79.
Budowa chmury burzowej
1 — kryształki lodu, 2 — śnieg,
3 — krupa, 4 — grad, 5 — krople
wody, 6 — przechłodzone krople
wody, 7 — powietrze ciepłe,
8 — powietrze chłodne

stępowanie zachmurzenia, szczególnie warstwowego, hamując bezpośredni dopływ energii słonecznej do podłoża, hamuje rozwój prądów pionowych. Mówimy więc, że duże zachmurzenie gasi konwekcję.

3.3.3

TERMIKA NANIESIONA — ADWEKCYJNA

Do rozwoju termiki naniesionej dochodzi podczas napływu chłodnych mas powietrza nad cieplejsze podłoże.

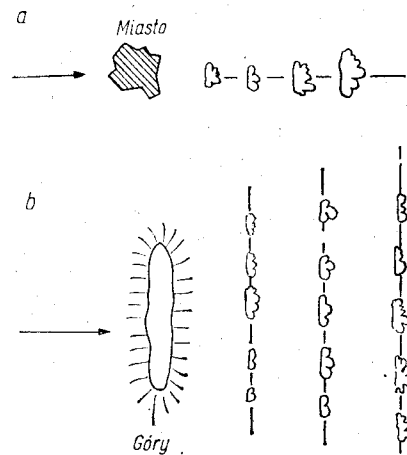
Prądy pionowe termik naniesionych powstają przy wietrze o średniej prędkości przekraczającej 5–6 m/s. W najniższych warstwach prądy pionowe występują w postaci licznych chaotycznych ruchów turbulencyjnych. Wraz ze wzrostem wysokości stają się one uporządkowane, przechodząc stopniowo w strugi prądów wstępujących.

Począwszy od wysokości 200 m stają się one już możliwe do wykorzystania. Silna turbulencja, zwłaszcza w dolnych warstwach, nie pozwala na dłuższe utrzymywanie się poszczególnych kominów. Powoduje to, że prądy wstępujące tych termik rozwijają się w postaci rozległych obszarów noszeń, a nie w postaci wąskich pionowych kominów termicznych. Przechodzenie owych rozległych obszarów noszeń zaznacza się silniejszymi porywami

wiatru, wywołanymi zassaniem przyziemnego powietrza przez przemieszczanie się noszeń.

Chmury termik naniesionych. Cechą zachmurzenia związanego z omawianą termiką jest łączenie się chmur w większe skupiska. Z termiką naniesioną spotykamy się w Polsce wówczas, gdy nad obszar naszego kraju napływać zaczynają świeże masy powietrza polarne. Rozwija się wówczas typ pogody znany pod nazwą „pogoda o zachmurzeniu zmiennym”. W ciągu dnia obserwujemy duże skoki w zachmurzeniu, a opad ma charakter przelotny.

W czasie występowania termiki naniesionej obserwujemy często kilka typowych zbiorowisk chmur. Najbardziej znane to „rzędy chmur” (rys. 80) i „szlaki chmur”.



Rys. 80. Powstawanie
rzędów chmur Cu
wywołanych:
a — obecnością miasta,
b — obecnością łańcucha
górskiego

Rzędy chmur występują podczas tak zwanej termiki wiatrowej i od góry są ograniczone często inwersją. Poszczególne chmury mogą występować obok siebie w niezbyt dużych odległościach. Pionowa ich miąższość nie przekracza 500 m. Przyczyną ich powstawania mogą być dwójakiego rodzaju: termiczne, uwarunkowane różnicami w ukształtowaniu podłoża, oraz swobodne rzędy chmur, które powstają podczas zafalowania wzdłuż inwersji w swobodnej atmosferze. Rzędy chmur Cumulus termiki naniesionej w odróżnieniu od podobnych rzędów termiki wypracowanej nie utrzymują się przez dłuższy czas nad macierzystymi ogniskami, gdyż znoszone są przez wiatr.

Szlaki chmur występują wówczas, gdy nad obszar Polski napłyną chłodne, chwiejne masy powietrza, a prędkość wiatru jest duża. Wówczas dochodzi do intensywnego rozwoju chmur kłębiastych, układających się w regularne szlaki. Szlaki chmur kłębiastych mogą powstawać również w przypadku napływu chłodnych mas powietrza za frontem zimnym. W tym przypadku



chłodne masy powietrza w zetknięciu się z cieplejszym podłożem ogrzewają się od niego i stają się w porze letniej masami chwiejnymi.

Rodzaje termik naniesionych. Rozróżniamy trzy rodzaje termiki naniesionej: termikę cumulusową, termikę bezchmurną oraz termikę wiatrową.

Termika cumulusowa rozwija się wtedy, gdy oderwane od podłoża przez wiatr pęcherze ciepłego powietrza unosząc się do góry osiągają poziom kondensacji. Jak już wiemy, dochodzi wtedy do skraplania się pary wodnej i powstawania chmur, w tym przypadku chmur kłębiastych. Temu rodzajowi termiki towarzyszy duże zachmurzenie przez chmury Cu, Cb i Sc. Mogą również występować opady przelotne lub większe przejaśnienia. W porównaniu z termiką wypracowaną, termika naniesiona charakteryzuje się wzmożeniem turbulencyjności. W dolnej warstwie powietrza ruchy powietrza są bardzo chaotyczne, dopiero na wysokości 200–300 m stają się one bardziej regularne i tym samym podatne do wykorzystania przez szybowników.

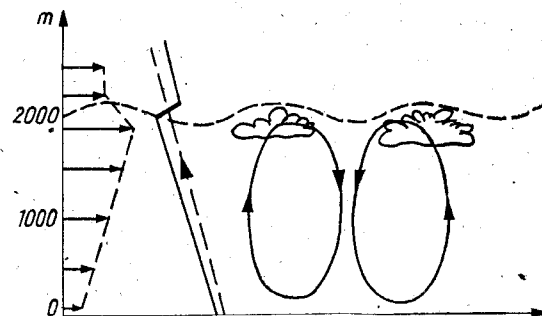
Mechanizm powstawania termiki bezchmurnej jest podobny jak w przypadku naniesionej termiki cumulusowej, z tą tylko różnicą, że prądy wstępujące nie dochodzą do poziomu kondensacji. Nie osiągając tego poziomu wznoszą się razem z powietrzem para wodna nie podlega skropleniu, a więc nie obserwuje się rozwoju chmur. Tym niemniej ten rodzaj termiki nadaje się zupełnie dobrze na dokonywanie nawet odległych przelotów. Jak już wspomniano, w czasie występowania termiki naniesionej prądy wstępujące tworzą całe „obszary nośne” w odróżnieniu od termiki wypracowanej, w której prądy te ograniczone są do wysokich „kominów”.

Termika wiatrowa stanowi szczególny przypadek dwóch poprzednich termik. Rozwija się ona w następujących przypadkach:

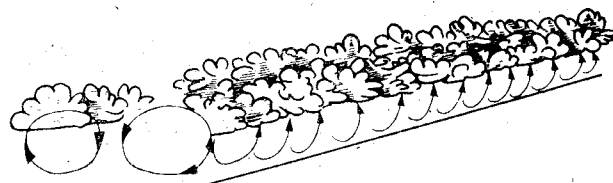
- 1) gdy nad obszar Polski napływają chłodne masy powietrza przy stosunkowo silnych wiatrach,
- 2) gdy górna granica tej masy ograniczona jest inwersją,
- 3) gdy poniżej inwersji obserwuje się wzrost prędkości wiatru z wysokością.

W tych warunkach utrzymuje się duży gradient temperatury (silne nagrzanie podłoża — napływ chłodnych mas). Duże wartości przyrostu prędkości wiatru z wysokością powodują zassanie powietrza, co prowadzi z kolei do wytworzenia ruchów falowych na inwersji. Ruchy te są czynnikiem, który porządkuje prądy wstępujące (rys. 81).

W czasie występowania tej termiki chmury kłębiaste układają się w długie, równoległe szeregi, zwane szlakami chmur Cu-mulus, które niekiedy mogą się ciągnąć na przestrzeni setek kilometrów. Wysokości poszczególnych chmur są mniej więcej



Rys. 81. Schemat rozwoju termiki wiatrowej



Rys. 82. Szlaki chmur Cu z rotorowym układem prądów pionowych

jednakowe, gdyż ich rozwój pionowy jest ograniczony inwersją.

Podczas termiki wiatrowej poniżej i wewnątrz chmur dochodzi do powstania wirów o osi poziomej (rys. 82). Prądy wstępujące tego wiru są bardzo silne i regularne, co sprzyja dokonywaniu dalekich przelotów bez konieczności szukania „kominów”. W takich warunkach przelot dokonywany może być po prostu po linii prostej i to z dużą prędkością przelotową.

Rozdział 4

PRZEWIDYWANIE POGODY

4.1

SŁUŻBA PROGNOZ, SIEĆ STACJI METEOROLOGICZNYCH

Zadaniem służby prognoz jest przede wszystkim dostarczanie niezbędnych informacji meteorologicznych lotnictwu, żegludze, komunikacji lądowej oraz innym gałęziom gospodarki narodo-



wej (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 są podane 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. Pomiaru są wykonywane według 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 są nanoszone symbole synoptyczne.

4.2

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 informację, zależnie od umowy lub potrzeby. W depeszy powinny być wykorzystane te wszystkie grupy, które są potrzebne do całkowitego scharakteryzowania zaobserwowanego stanu pogody.

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

Ogólna postać klucza synoptycznego:

0	1	2	3	4	5
Synop	YYGG	JJ iii	Ndd fmfmm	VVwwW	PPPTT N _h C _L hC _M Ch
	6	7			
	TaTaapp	(7RRTeTe)			

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,
- fmfmm — 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_H — chmury rodzajów Ci, Cc, Cs,
- T_dT_a — 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_eT_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 stacji meteorologicznej (rys. 83). Symbole, jakie nanosi się na mapę, podano



$T_e T_e$	C_H	
$T T$	C_M	PPP
$W W$	(N)	ppa
$V V$	$C_L N_h$	W
$T_d T_d$	h	RR

Rys. 83. Schemat rozmieszczenia symboli meteorologicznych

w tablicy symboli synoptycznych (rys. 84 oraz wkładka). Symbole ujęte w podwójne ramki nanosi się kolorem czerwonym. Na początku depeszy podaje się numer rejonu i numer stacji — numery te ułatwiają zorientowanie się, z jakiego kraju i z jakiej stacji pochodzą przekazywane dane. W tym celu wszystkie kontynenty zostały podzielone na rejon (tabl. 13 oraz 14).

Numery rejonów niektórych krajów europejskich

TABLICA 13

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

Numery niektórych polskich stacji meteorologicznych

TABLICA 14

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

W kluczu synoptycznym dla danych o temperaturze zarezerwowane są dwa miejsca, gdy tymczasem obserwator dokonuje odczytu temperatury z dokładnością do $0,1^\circ$ (np. $15,3^\circ$), a temperatura może być ujemna (np. $-15,3^\circ$). Dlatego wartości tem-

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
a										
c										
CH										
CM										
CL										
N										
W										
9										
8										
7										
6										
5										
4										
3										
2										
1										
0										
WW										

Rys. 84 Tablice symboli meteorologicznych (patrz wkładka)



peratury zaokrągla się do pełnych stopni (np. $10,0^{\circ} = 10^{\circ}$, $10,5^{\circ} = 10^{\circ}$, $10,6^{\circ} = 11^{\circ}$), a w przypadku temperatur ujemnych do zaokrąglonej bezwzględnej wartości liczby stopni dodaje się liczbę 50 (np. $-15^{\circ} = 15 + 50 = 65^{\circ}$, $-22,3^{\circ} = 22 + 50 = 72^{\circ}$, co odczyta się jako -22°).

Dla ciśnienia zarezerwowano w kluczu trzy miejsca, dlatego podaje się trzy ostatnie cyfry odczytanego ciśnienia (np. 1013,3 mb = 133; 1028,6 mb = 286; 1000,0 mb = 000; 990,4 mb = 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 (W), ciśnienie wynosiło 1002,6 mb, 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 tyłu słów można przedstawić obrazowo (tak jak na mapie synoptycznej) w sposób pokazany na rys. 115. 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 zjawiska 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 wysokość chmur,
- 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.

4.3

ANALIZA MAPY POGODY (WIADOMOŚCI OGÓLNE)

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.

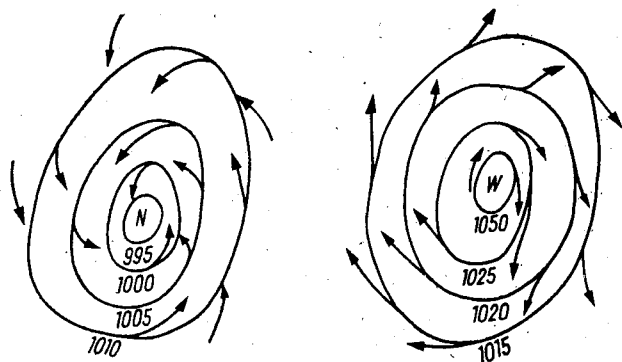
Na podstawie mapy z danymi synoptycznymi synoptyk stara się zorientować w warunkach pogodowych panujących na obszarze przedstawionym na mapie. Po ogólnym zapoznaniu się z warunkami pogodowymi, wyszukuje obszary, na których ciśnienie jest najniższe i najwyższe i łączy linią miejsca o jednakowym ciśnieniu. 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 w przeważającym kierunku wiatru. Każda synoptyczna zmiana kierunku wiatru jest związana 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 izobar — choć nie tak regularnych jak w niżu, z tą różnicą, że w środku tego układu panuje ciśnienie najwyższe. Jak wynika z rys. 26, do środka niżu zbiegają się wiatry ze wszystkich stron — dlatego obszary te nazwano również obszarami zbieżności wiatrów. Z ośrodków wyżowych zaś wiatry rozbiegają się we wszystkich kierunkach i dlatego powiada się, że wyżej 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, bruzdą, wałem czy siodłem.



Obszary niżu, zatok i bruzd oraz oś rozciągania w siodło są obszarami zbieżności wiatrów, przyczyniają się więc do zbliżania się względem siebie różnych mas powietrza o różnych właściwościach fizycznych (temperatura, wilgotność itp.), przy czym powietrze cieplejsze wznosi się ponad chłodniejsze. W cza-



Rys. 85. Cyrkulacja w niżu i wyżu

się 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 ściskania 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 zaniku 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.

Masą powietrza nazywa się pewną objętość powietrza, wypełniającą określoną przestrzeń i zalegającą nad jakimś obszarem ziemi, o charakterystycznych, mniej więcej jednakowych właściwościach fizycznych (temperatura, wilgotność itp.). Masa powietrza zalegając dłużej nad jakimś obszarem, 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 przemieszcza się ono 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 wyziębnymi kontynentami. 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 niezmiennicze. 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 został nazwany 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 wchłoniąć w siebie duże ilości pary wodnej dostarczanej od podłoża (w wyniku parowania), co z kolei



prowadził 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 przetransportowanej pary wodnej może wydzielić się w postaci opadów, co powoduje zmniejszenie zawartości pary w powietrzu.

Oprócz temperatury i wilgotności zmieniają się również własności optyczne danej masy powietrza. Zmiany te są wywołane 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 drobnutkich cząsteczek piasku.

Nad obszarem Polski w ciągu całego roku notuje się najczęściej stare masy powietrza polarno-morskiego (tabl. 15, 16, 17). Szczególnie często napływają one do Polski w okresie lata (40—42%). Mniej więcej z podobną częstością występują nad

Srednia częstość występowania mas powietrza w Mikotajkach w latach 1951—1965 (w procentach)

TABLICA 15

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
Srednio 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
Srednio 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
Srednio 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
Srednio w jesieni	4,6	33,0	36,5	24,2	1,3	0,4	100
Srednio w roku	9,1	30,3	34,1	25,0	1,2	0,3	100

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

TABLICA 16

Masa Miesiąc	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
Srednio w okresie zimy	10,2	28,6	33,5	26,3	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
Srednio 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
Srednio 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
Srednio w jesieni	3,9	31,4	38,8	23,9	1,6	0,4	100
Srednio w roku	8,1	29,3	36,0	24,7	1,6	0,3	100

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 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.



Miesiąc	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
Srednio 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
Srednio w okresie wiosny	13,9	27,0	29,9	26,1	2,7	0,4	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
Srednio 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
Srednio w okresie jesieni	3,1	37,5	38,1	19,6	1,4	0,3	100
Srednio w roku	6,9	35,3	34,9	20,7	1,9	0,3	100

4.5

FRONTY ATMOSFERYCZNE

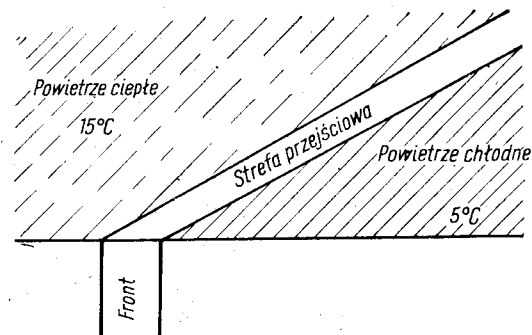
Nierównomierne nagrzewanie się mórz i lądów jest przyczyną powstania poziomych gradientów temperatury i ciśnienia, od których z kolei zależy ruch powietrza. Wskutek przemieszczania się mas powietrza o różnych właściwościach fizycznych może dojść do zetknięcia się ze sobą różnych mas powietrza lub do ich rozsunienia. W przypadku zbliżania się do siebie mas powietrza o różnych właściwościach 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 znad podłoża cieplejszego nad podłoże 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 gęstością. Z tego względu układają się one względem siebie nie pionowo, lecz pod pewnym kątem, przy czym chłodne powietrze jako cięższe wklina 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 są nachylone zawsze w stronę powietrza chłodnego, które zalega w postaci wąskiego klina pod powietrzem ciepłym (rys. 86). Stopień nachylenia powierzchni frontowych w naszych



Rys. 86.
Powierzchnia frontowa

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 właściwościach 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.

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

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

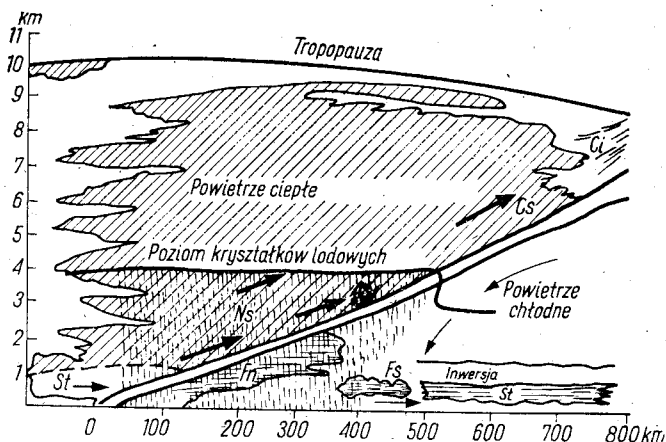
Front ciągnący się równolegle do izobar nie przemieszcza się i nazywa się frontem stacjonarnym.



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. 87).

Przemieszczający się front ciepły przynosi ocieplenie, 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,



Rys. 87. Front ciepły

nazwany układem chmur frontowych. Z chmur tych wypadają długotrwałe opady ciągłe. Dolna granica chmur jest wyznaczona 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 wyso-

kości 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 kropeł 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, nazywanych 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 obliczenie prędkości w ruchu jednostajnym, jak długo będzie trwał opad:

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

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.

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

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

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,

znajdź więcej na

nakolannik.pl

baza wiedzy pilota



czas, po upływie którego zacznie padać deszcz, wyniesie (są to oczywiście obliczenia przybliżone):

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

Opady towarzyszące frontowi ciepłemu wypadają zawsze przed linią frontu (rys. 87).

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 wyraźna zmiana pogody, uwarunkowana zmianą poszczególnych elementów meteorologicznych. Przebieg zmian elementów meteorologicznych przed nadejściem, w czasie przechodzenia i po przejściu frontu przedstawiono w tablicy 18.

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

Zmiany elementów meteorologicznych podczas przemieszczania się frontu ciepłego

TABLICA 18

Element meteorologiczny	Przed frontem	Podczas 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 wzmacnia 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 fra	St lub Sc
Widoczność	poza strefą deszczu widoczność dobra	siłaba, częste mgły	zazwyczaj zła, mogą występować mgły
Pogoda	(deszcz lub śnieg) opad ciągły	opad ustaje	silne zachmurzenie, mżawka lub słabe deszcze

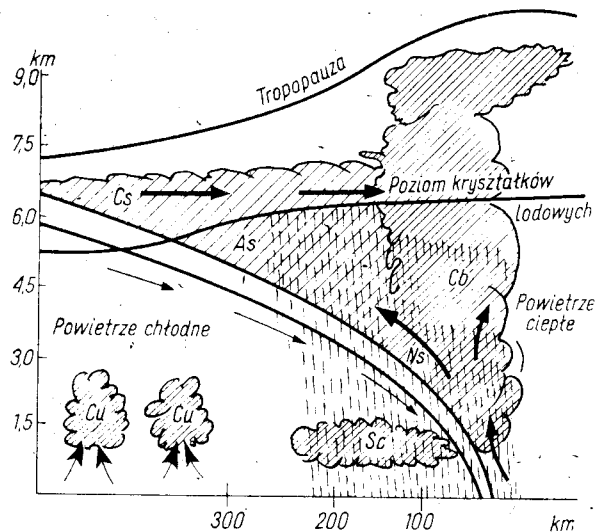
Dotychczasowe rozważania dotyczyły opadów ciągłych, towarzyszących dżdżystej i pochmurnej pogodzie, utrzymującej się przez długi czas. Często jednak zdarza się, że piękna bezchmurna pogoda nagle, w sposób bardzo gwałtowny zmienia się w pogodę, w której obserwuje się rozwój silnie wypiętrzonych chmur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

4.5.2

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 wklina się pod powietrze ciepłe i wypycha je do góry.

Znaczna stromość powierzchni frontowej, zwłaszcza jej przedniej części, wywołana jest tarcie 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.



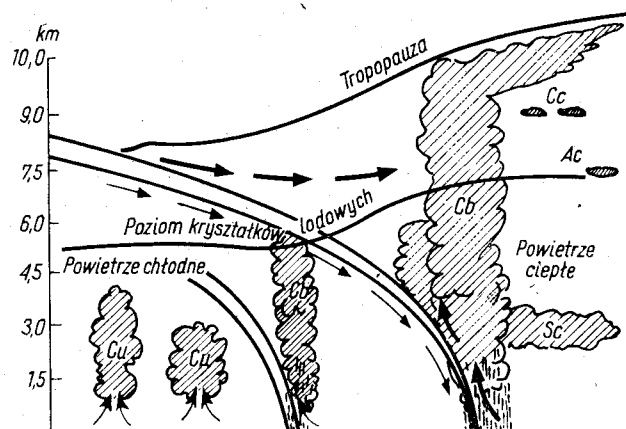
Rys. 88. Front chłodny I rodzaju



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

Front chłodny I rodzaju (wolno przemieszczający się, rys. 88). 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 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, 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. 89). Wskutek szybkiego przemieszczania się tego frontu dochodzi do gwałtownego wypychania powietrza ciepłego ku górze, co prowadzi do nadzwyczaj silnego rozwoju chmur kłębiastych Cb,



Rys. 89. Front chłodny II rodzaju

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 załadowania.

Przejściu takiego frontu nad miejscem obserwacji towarzyszą silne ulewne, 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 rozpozgodzenie 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.

Zmiany elementów meteorologicznych podczas przechodzenia frontu chłodnego

TABLICA 19

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 skręca w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara; często może się wzmacniać
Temperatura	obniża się w strefie występowania deszczu	gwałtownie się obniża	stopniowo obniża się; bardzo zmienna w strefie deszczu
Zachmurzenie	Ac lub As oraz Cb	Cb z chmurami „złej pogody” (St fr), sunącymi 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



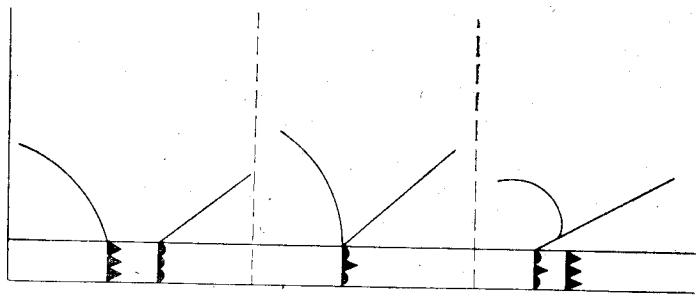
Przebieg zmian poszczególnych elementów meteorologicznych w czasie przechodzenia frontu chłodnego przedstawiono w tablicy 19.

4.5.3

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. 90). 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. 90b). 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 temperaturach, wówczas nie powstaje między nimi



Rys. 90. Powstawanie frontu zokludowanego (okluzji)

front, czyli powierzchnia rozgraniczająca te masy. Powietrze ciepłe zalegające nad masami powietrza chłodnego jest odgraniczone od mas powietrza chłodnego powierzchnią frontową (rys. 90c).

Jeżeli jednak, jak to zwykle bywa, jedna z chłodnych mas jest zimniejsza w porównaniu z drugą masą powietrza, to w dole powstaje 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

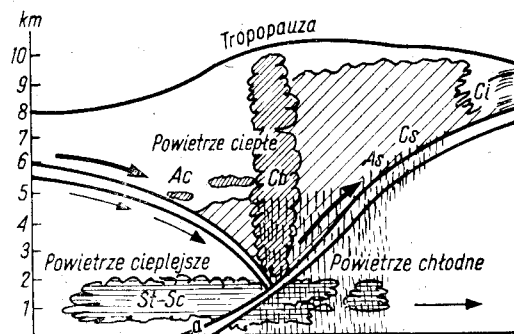
miał cechy frontu chłodnego. Stąd nazwy: okluzja ciepła lub okluzja chłodna.

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. 90).

Okluzja nie 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 powietrza 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 91 oraz 92. Przedstawiają one pionowy przekrój przez obie okluzje.

Okluzja ciepła (rys. 91). Pojęcie „okluzja ciepła” jest tylko skrótem pełnej nazwy tego frontu, który brzmi — front zokludowany o charakterze frontu ciepłego. Front ten powstaje wówczas,



Rys. 91. Okluzja ciepła

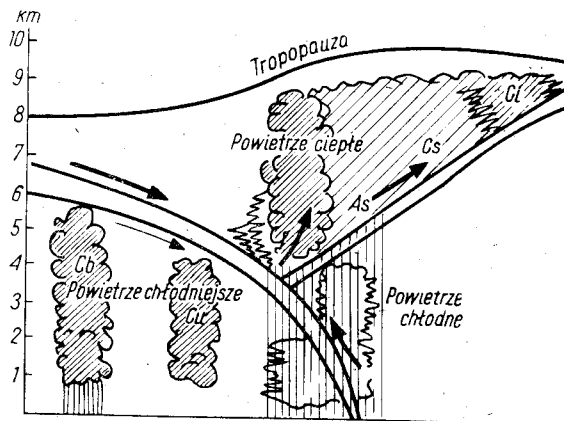
gdy powietrze chłodne występujące przed frontem ciepłym jest zimniejsze od powietrza napływającego za frontem chłodnym. To ostatnie jako lżejsze wślizguje się na powietrze zimniejsze. W czasie wślizgiwania się frontu chłodnego po powierzchni frontu ciepłego powietrze ciepłe, jakie poprzednio zalegało 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 są związane 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. 92). Pełna nazwa tego frontu brzmi — front zokludowany o charakterze frontu chłodnego. Powstaje on w przypadku kiedy chłodne powietrze zalegające przed frontem



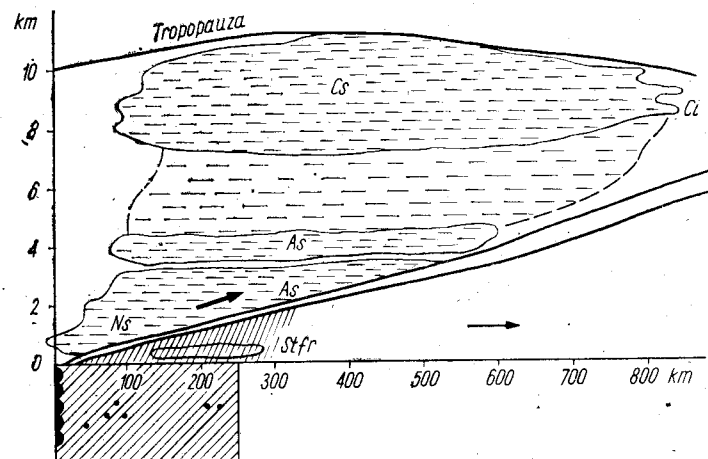
Rys. 92. Okluzja chłodna

ciepłym ma wyższe temperatury niż powietrze napływające za frontem chłodnym. To ostatnie jako cięższe podpyływa (wklina- wuje się) pod powietrze ciepłe i podnosi je do góry; do góry zostaje podniesiona także powierzchnia frontu ciepłego. Tworzy się wówczas front dolny chłodny i górny front ciepły.

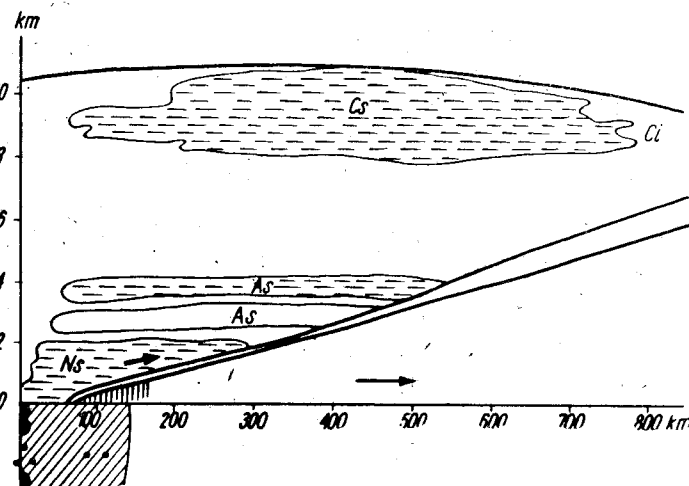
Układ chmur frontu ciepłego ulega stopniowemu zanikowi. Za- nikanie tych chmur postępuje od dołu, to znaczy, że najpierw giną chmury *Ns*. W miarę tego jak powierzchnia frontu ciepłego zostaje coraz bardziej podnoszona ku górze, na czołe nasuwają- cego się powietrza rozwija się zachmurzenie kłębiasto-deszczo- we, któremu towarzyszy opad przelotny.

Wobec różnorodnej budowy i ruchu szczegółowe określenie wa- runków pogodowych w obu typach okluzji jest dosyć trudne. W obu typach okluzji obserwuje się bardzo wyraźną zmianę kierunków wiatrów z południowych na bardzo wyraźną zmianę albo północne na tyle okluzji. Największe nasilenie i gwał- towność przebiegu zjawisk pogodowych w obu typach okluzji obserwuje się wzdłuż powierzchni frontu górnego w początko- wym stadium tworzenia się okluzji. W przypadku okluzji ciepłej szerokość obszaru niepogody jest większa niż w przypadku oklu- zji chłodnej.

Zasadnicza jednak różnica między obu okluzjami istnieje w po- łożeniu frontu dolnego i jego stosunku do frontu górnego.

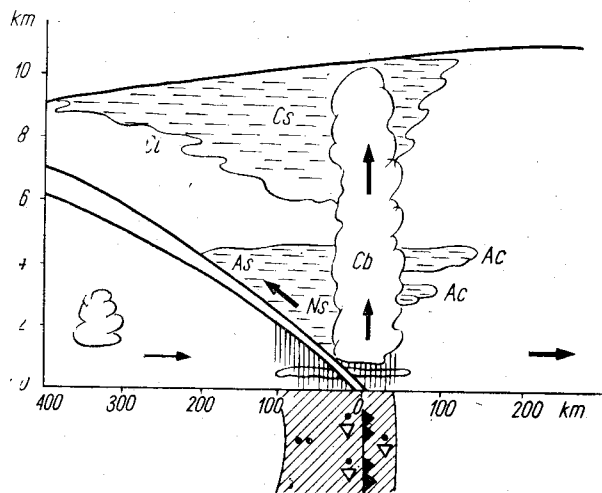


Rys. 93. Front ciepły latem w centralnej części niżu

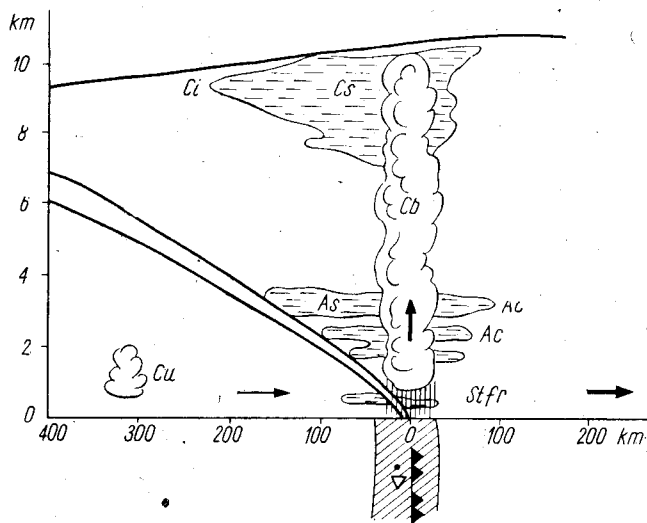


Rys. 94. Front ciepły latem na peryferiach niżu

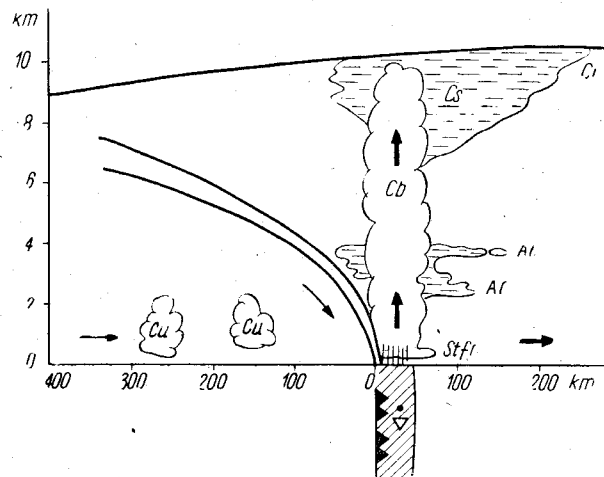




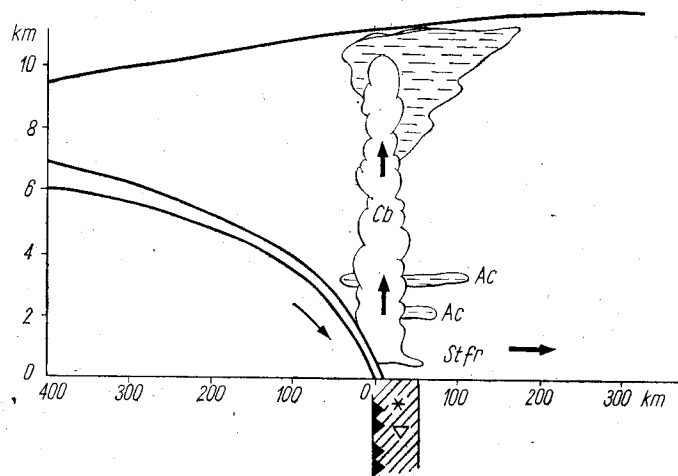
Rys. 95. Front chłodny I rodzaj. latem w centralnej części niżu



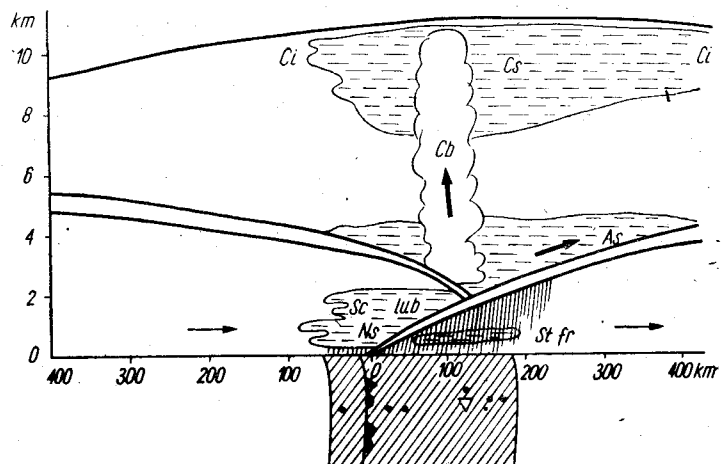
Rys. 96. Front chłodny II rodzaj. latem na peryferiach niżu



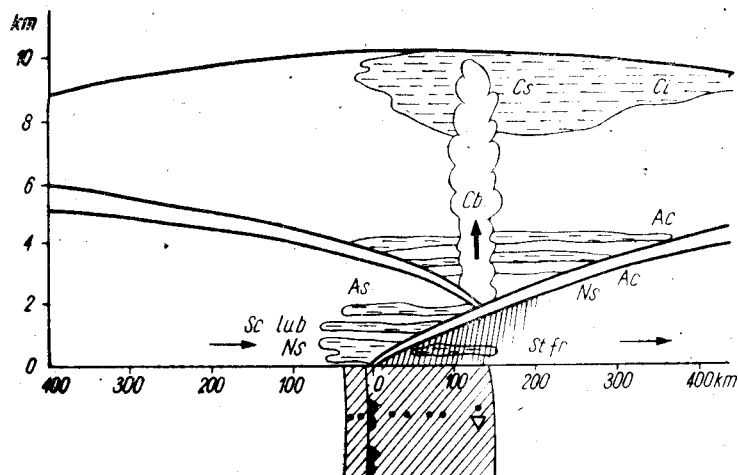
Rys. 97. Front chłodny II rodzaj. latem w centralnej części niżu



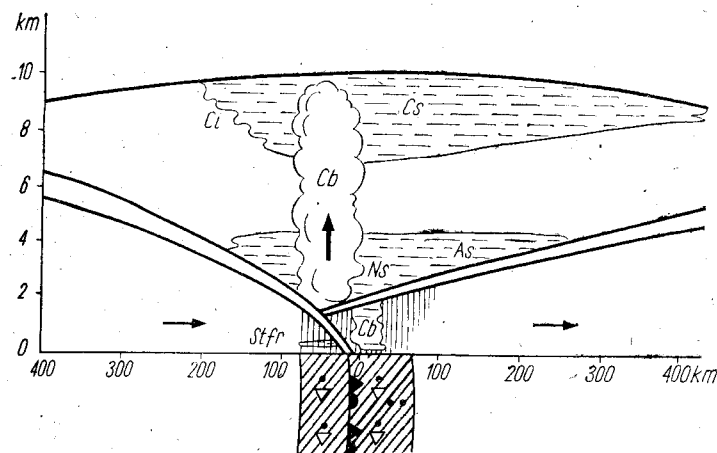
Rys. 98. Front chłodny II rodzaj. latem na peryferiach niżu



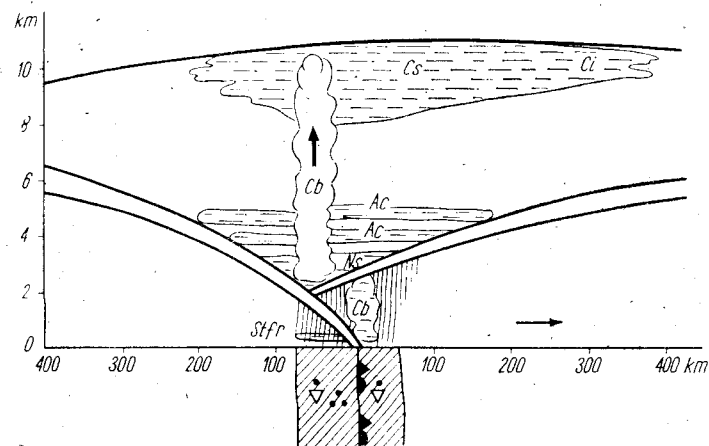
Rys. 99. Okluzja ciepła latem w centralnej części niżu



Rys. 100. Okluzja ciepła latem na peryferiach niżu



Rys. 101. Okluzja chłodna latem w centralnej części niżu



Rys. 102. Okluzja chłodna latem na peryferiach niżu

W przypadku okluzji cieplej front górny wyprzedza front dolny o 200–300 km, a w przypadku okluzji chłodnej front górny postępuje za frontem dolnym o 40–60 km.

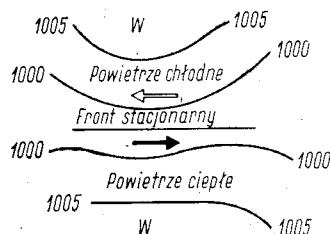
Na zakończenie rozważań nad frontami należy dodać, że warunki pogodowe na jednym froncie mogą być bardzo różne, zależnie od pory roku oraz odległości od centrum niżu (przez pojęcie „centrum niżu” rozumie się wewnętrzny obszar niżu o promieniu 500 km).

Warunki na frontach zależnie od pory roku i odległości od centrum niżu przedstawiono schematycznie na rysunkach 93–102.

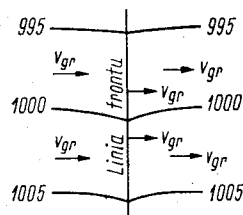
REGUŁY PRZEMIESZCZANIA SIĘ FRONTÓW

Gdy front leży równolegle do izobar (rys. 103), wówczas nie wykazuje większych tendencji do przemieszczania się (front quasi-stacjonarny).

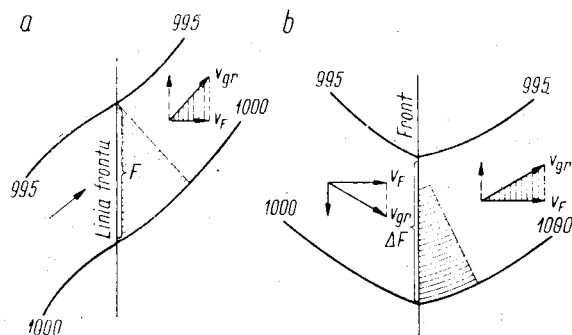
Gdy front przecina izobary prostopadle (rys. 104), wówczas przemieszcza się szybko, gdyż masy powietrza w takim przypadku płyną równolegle do izobar i przyczyniają się do przemieszczania się samego frontu z prędkością wiatru gradientowego.



Rys. 103. Front równoległy do izobar



Rys. 104. Front prostopadły do izobar



Rys. 105. Front przecina izobary pod kątem ostrym

Jeżeli front przecina izobary pod kątem ostrym (rys. 105), to masy powietrza również będą przemieszczały się względem frontu pod pewnym kątem (V_{gr}). Ruch ten można rozłożyć na dwa ruchy składowe:

- równoległy do linii frontu (rys. 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, prostopadłe 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:

$$V_{gr} = \frac{533}{\sin \varphi} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta n} \quad [\text{m/s}]$$

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 zmniejsza 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.

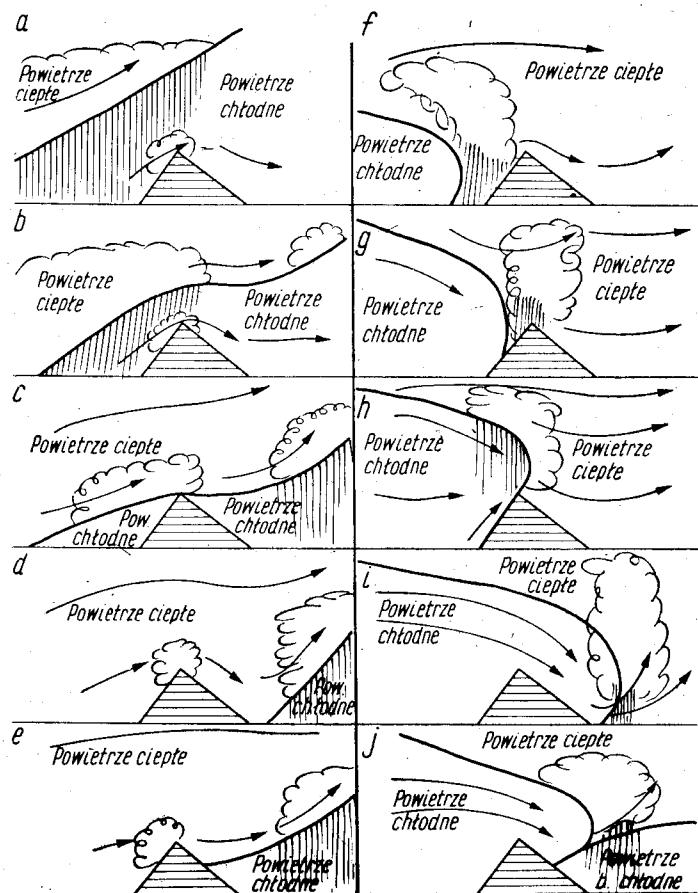
Istotny wpływ na przemieszczanie się frontów wywierają góry. Powietrze w zasadzie stara się opłynąć przeszkody górskie w kierunku poziomym, dzięki czemu prędkość przemieszczania się frontów będzie malała, a sama linia frontu wyróżnia się zakrzywionym, pofalowanym przebiegiem. Zmianie ulega także sam profil pionowy frontu oraz ruchy pionowe po obu stronach łańcucha górskiego. Na rysunku 100 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 pętlę, a potem dopiero przechodzi na drugą ich stronę. Proces taki nazwano okluzją orograficzną. Podczas tego procesu powstają fronty wtórne oraz nowe ośrodki niżowe.

Wzmocnienie 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 za-





a - e Przechodzenie frontu ciepłego

f - j Przechodzenie frontu chłodnego

Rys. 106. Przechodzenie frontu przez łańcuch górski

nikania 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 łańcucha górskiego. Dochodzi wówczas do powstawania frontu górnego, który w odległości kilkuset kilometrów od gór może obniżyć się do powierzchni ziemi.

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 tabelicy 20. Z badań przeprowadzonych przez Wł. Parczewskiego wynika także, iż wśród frontów z burzami 54% przy-

Średnia liczba dni z frontami atmosferycznymi

TABLICA 20

Mie- siąc	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	W cią- gu ro- ku
Front													
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

pada na fronty chłodne, 26% to 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.

Z tabelicy 20 wynika, że w Polsce najczęściej występują fronty chłodne — 125 dni, w następnej kolejności idą okluzje (ciepłe i chłodne łącznie) — 85 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.

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

Średnie wysokości powierzchni izobarycznych

TABLICA 21

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

wtórne maksimum w październiku, czyli wiosną oraz na przełomie ciepłej i chłodnej pory roku. Średnią liczbę dni bezfrontowych (wg Wł. Parczewskiego) przedstawiono w tablicy 21. Długość okresów bezfrontowych waha się od jednego dnia do trzech tygodni.

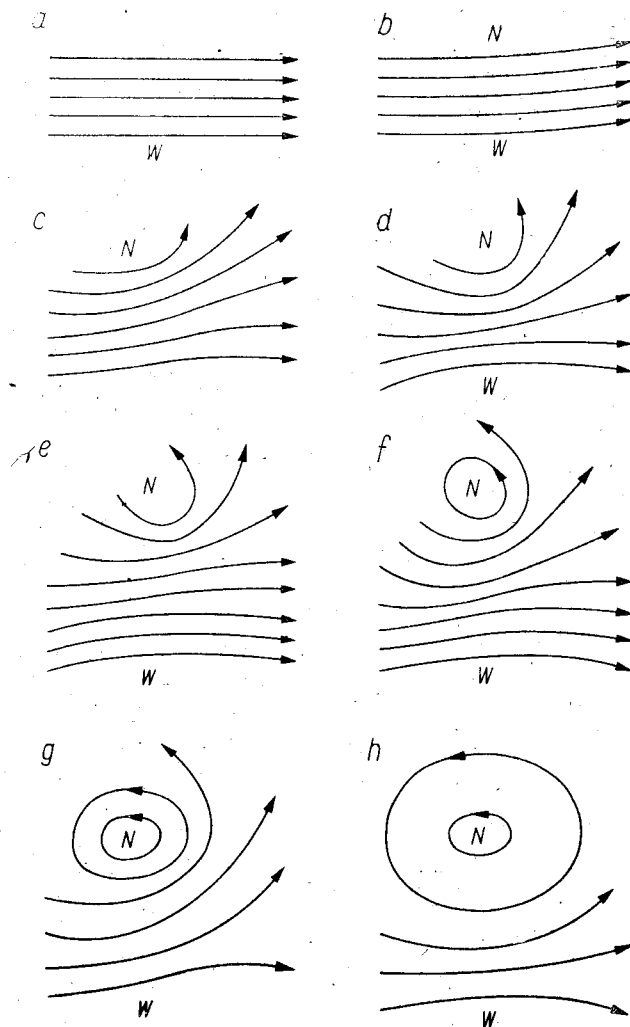
4.6

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 — pompa 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 sphywa ze wszystkich stron ku środkowi niżu, przyczyniając się tym do zetknięcia się mas powietrza o różnych własnościach fizycznych. Tworzą się więc sprzy-

jające 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.

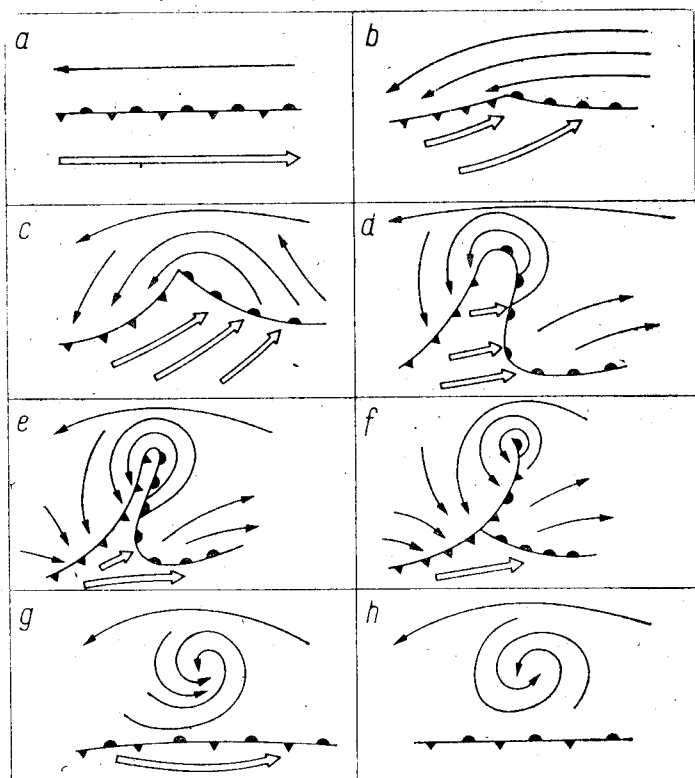


Rys. 107. Rozwój niżu widzialny na mapie topografii bezwzględnej 500 mb



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 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 po-



- ▲— Front quasistacjonarny
- ▲— Front chłodny
- Front ciepły
- Powietrze ciepłe
- Powietrze chłodne

Rys. 108. Rozwój niżu wg teorii falowej Bjerknesa

wietrza ciepłego) nanosi się małe trójkąciiki, 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 zachowanie się. Analizując następną mapę pogody (mapy kreśli się co najmniej 4 razy na dobę), synoptyk często stwierdza, że front stacjonarny zmienił swój kształt — że wygiął się w postaci łagodnej fali, której grzbiet skierowany jest w kierunku powietrza chłodnego. To wygięcie się frontu stacjonarnego nazwano zafalowaniem; jest ono pierwszym stadium rozwoju niżu (rys. 108).

Wykreślając izobary można stwierdzić, że w grzbiecie fali ciśnienie jest niższe niż w obszarze otaczającym i że można tam wykreślić dodatkową izobarę o wartości, jakiej na poprzedniej mapie w tym obszarze nie notowano. Oznacza to, że tworzy się nowy niż.

Wykreślając dalsze mapy pogody można prześledzić dalszy jego rozwój — poprzez stadium młodości, dojrzałości, aż po jego zanikanie.

Powstałe zafalowanie razem z niżem przemieszcza się następnie wzdłuż frontu i pogłębia się (tzn. że ciśnienie w nim nadal spada). Coraz wyraźniej zaczynają zarysowywać się fronty ciepły i chłodny, na których rozwijają się już znane nam procesy, jak powstawanie chmur i wypadanie opadu. Wspomniane fronty łączą się ze sobą na szczycie fali, stanowiąc dwa fragmenty falowo zagiętego frontu stacjonarnego. Obszar niżu znajdujący się między obu frontami nazwany został wycinkiem ciepłym niżu, ponieważ masa powietrza, która w nim zalega, jest masą ciepłą.

Gdy na kolejnej mapie synoptyk zauważył, że wycinek ciepły jest wyraźnie zaznaczony, to powiada, że niż osiągnął stadium „młodości” albo pełnego rozwoju (rys. 108c). W tym stadium zróżnicowanie frontów postępuje nadal. Wślizg powietrza po klinie powietrza chłodnego jest stosunkowo powolny i dlatego położenie jego względem niżu zmienia się niewiele. Inaczej dzieje się na froncie chłodnym, na którym spotykają się prądy powietrza chłodnego wiejące od zachodu z powietrzem ciepłym przemieszczającym się powoli ku wschodowi. Masy powietrza chłodnego zaczynają od tej chwili „pchać” przed sobą masy powietrza ciepłego, wypychając go zarazem ku górze. Wreszcie front chłodny dogania front ciepły i łączy się z nim, zapoczątkowując tzw. stadium okludowania się niżu. W wyniku tego procesu wycinek ciepły staje się coraz węższy, a coraz większe masy powietrza ciepłego wypychane są ku górze.



Osiągnięcie stadium okludowania stanowi pewien punkt zwrotny w cyklu rozwojowym niżu — od tego bowiem momentu zaczyna się szybki proces „starzenia się”, w końcu niż się wypełnia, co objawia się podwyższaniem się ciśnienia. Proces wypełnienia się niżu jest oznaczony na mapie, jako zanikanie izobar o najmniejszych wartościach (rys. 108g).

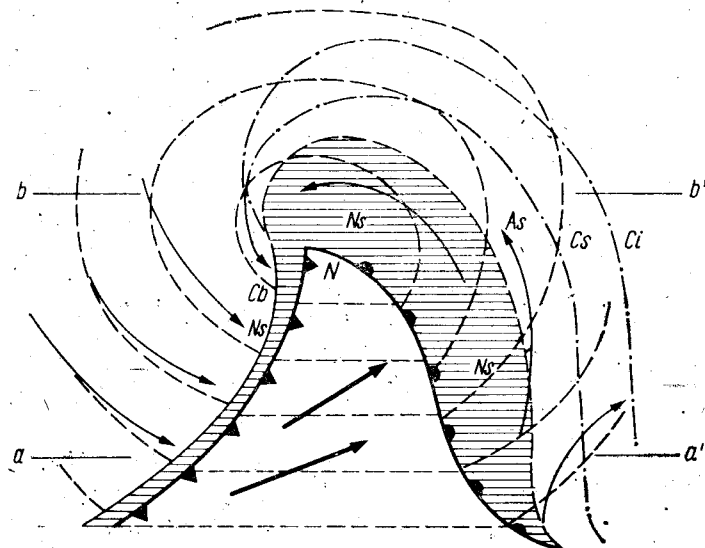
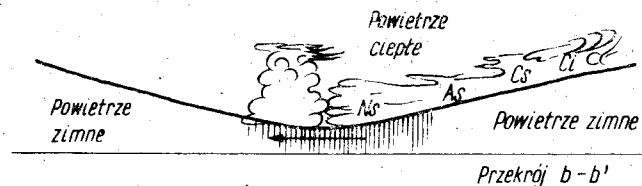
Podczas przechodzenia okludującego się niżu strefy złej pogody, związane z frontem ciepłym i chłodnym, znajdują się w bliskiej od siebie odległości, a często łączą się w jedną rozległą strefę. Taka połączona strefa jest bardzo szeroka, a przemieszczanie się jej może trwać 2—3 dni. Takie niże przemieszczają się powoli i często przed swoją „śmiercią” zatrzymują się w miejscu, dzięki czemu zła pogoda utrzymuje się przez kilka dni.

Jednocześnie z pogłębianiem się niżu obserwuje się rozwój i osłabienie sąsiednich wyżów. Gdy niż się pogłębia, czyli gdy następuje w nim spadek ciśnienia, oznacza to, że zmniejsza się ciężar atmosfery nad obszarem niżu, czyli górą powietrze odpływa do innych miejsc. Powietrze znad niżu odpływa w kierunku sąsiadujących wyżów, które zaczynają się wówczas wzmacniać, to znaczy, że ciśnienie w ich centralnych częściach zaczyna wzrastać. Istnieje i odwrotny proces — gdy niż się wypełnia; wówczas obserwuje się słabnięcie wyżu. Jednak związek między rozwojem niżu i rozbudowaniem wyżu jest bardzo złożony i dlatego nie należy go upraszczać zakładając, że po to, aby mógł się rozwijać niż, w sąsiedztwie musi się znajdować odpowiadający mu wyż.

— Warunki pogodowe w młodym niżu

Na rysunku 109 ośrodek niżowy przemieszcza się nad obserwatorem wzdłuż linii $a-a'$. Z uwagi na to, że nachylenie powierzchni frontowej jest bardzo małe, 1:100—1:300, pierwsze chmury zwiastujące zbliżanie się frontu występują już kilkaset kilometrów przed linią frontu. Obserwator może zauważyć je z odległości 300 km tuż na linii horyzontu, pozostałe chmury są dla niego niewidoczne, gdyż znajdują się poniżej horyzontu (rys. 109). Z upływem czasu ponad horyzont zaczynają się wyłaniać coraz to inne chmury związane z frontem ciepłym (p. przekrój $a-a''$).

Pierwszymi chmurami są zazwyczaj Ci unc (Cirrusy o haczykowatym wyglądzie). Charakterystyczne zagięcie tych chmur świadczy o tym, że w wyższych warstwach wieje silny wiatr. Po nich pojawiają się (choć nie zawsze) chmury pierzasto-kłębiaste — Cc, tzw. „drobne baranki”. Za nimi niebo zaczyna zaciągać się jednolitą białą zasłoną chmur pierzasto-warstwowych (Cs), przez które prześwieca słońce i księżyc, dające często zjawisko halo. Chmury te stopniowo gęstnieją i przechodzą w chmury Altostratus, przez które słońce prześwieca niby przez



- | | |
|--------------------|--------------------|
| ▼ Front chłodny | — Strefy chmur |
| — Front ciepły | --- Izobary |
| ▬ Opad i chmury Ns | → Powietrze ciepłe |
| | → Powietrze zimne |



Rys. 109. Schemat niżu wg Bjesknesa

matową szybę. Gęstniejąc coraz bardziej, przechodzą one w chmury Nimbostratus, którym towarzyszą już opady ciągłe deszczu lub śniegu.

— Pogoda w chwili przechodzenia frontu ciepłego

W strefie frontowej chmury w wyniku intensywnego procesu mieszania — głównie zimną i w porach przejściowych — obniżają się, sięgając podłoża, tworząc tzw. mgły frontowe. Nie za-



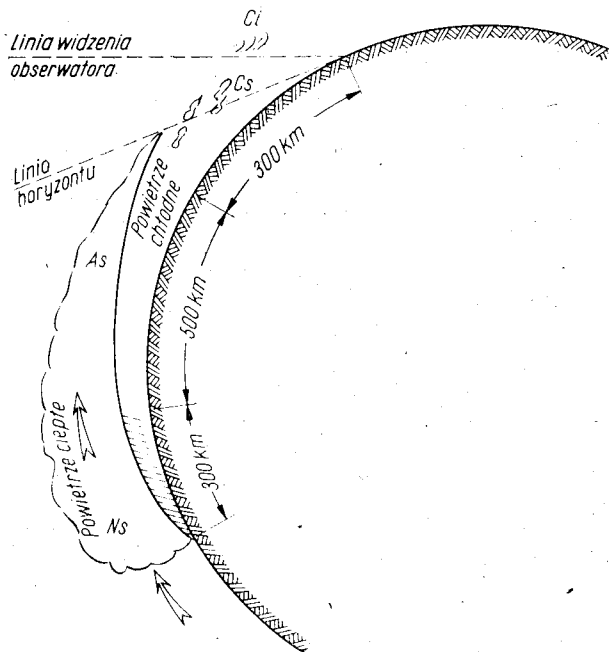
chodzi to nagle, wcześniej bowiem pojawiają się zamglenia pogarszające widoczność poziomą. Podczas wślizgiwania się ciepłego powietrza po klinie powietrza chłodnego, który może trwać zależnie od nachylenia powierzchni frontowej i prędkości frontu od kilku godzin do kilku dni, obserwuje się wzmaganie 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 wślizgujące się powietrze ma równowagę wilgotnochowiejną, 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

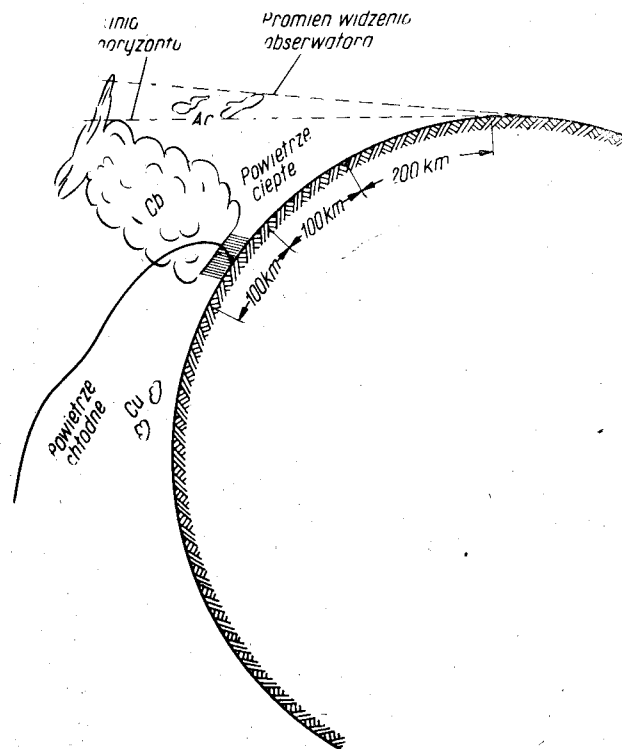
Zbliżanie się frontu chłodnego zdradzane jest obecnością chmur Cs, a nieraz Ac lent.



Rys. 110. Pojawienie się chmur frontu ciepłego nad horyzontem

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 jeszcze bardziej jego chwiejność, co przejawia się w postaci silnie wypiętrzonych chmur Cb, którym towarzyszą silne opady przelotne, szkwały, burze itp.



Rys. 111. Pojawienie się chmur frontu chłodnego nad horyzontem



W czasie przechodzenia frontu, obserwuje się nagłą zmianę wiatru, skręt w prawo, silny wzrost ciśnienia, wystąpienie 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

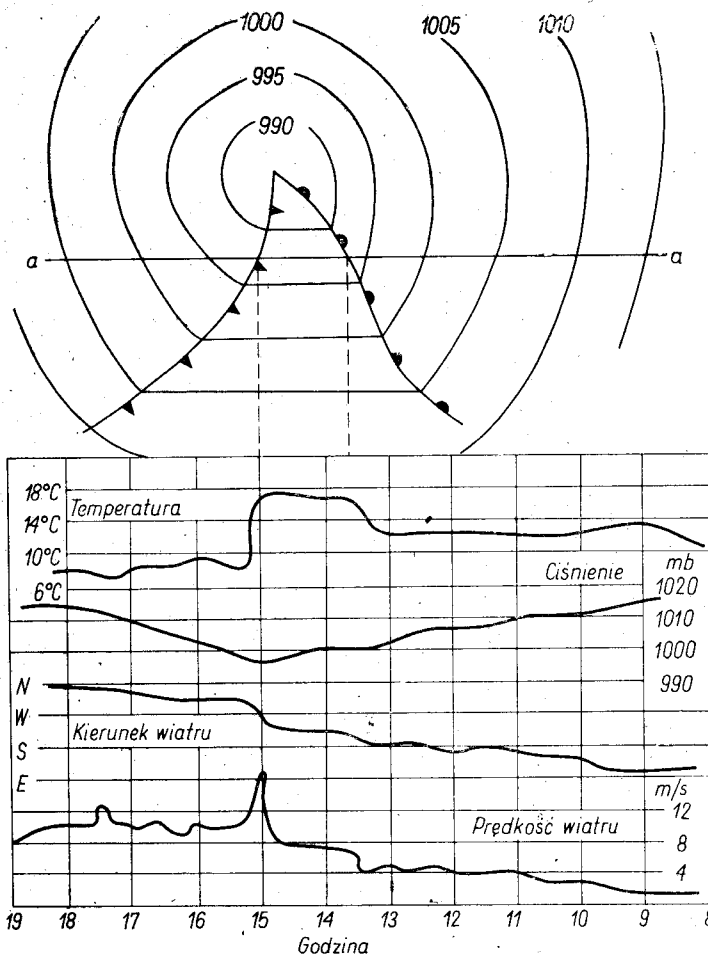
Polepszenie się warunków pogodowych po przejściu frontu chłodnego jest krótkotrwałe. W powietrzu chłodnym charakteryzującym się równowagą chwiejną gwałtownie rozwija się konwekcja, prowadząca do wypiętrzenia się chmur Cb, z których wypadają przelotne opady i którym towarzyszą wyładowania elektryczne. Po ich przejściu następują roz pogodzenia, 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. 103) 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 chłodnych 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. 112.

Ośrodki niżowe tworzą się zwykle seriami — na jednym froncie tworzy się przeważnie 4—5 ośrodków niżowych. Taka seria niżów nazywa się rodziną niżów (rys. 113). 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 samym 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. 115). 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 możliwość przemieszczania się daleko na południe, szczególnie głęboko schodzi ono do niższych sze-

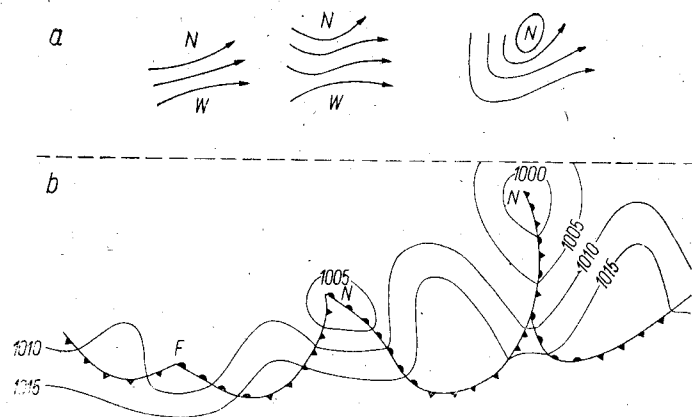


Rys. 112. Przebieg elementów meteorologicznych podczas przemieszczania się niżu

rokości geograficznych — na tyle najmłodszego członka rodziny niżowej.

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.



Rys. 113. Rodzina niżów

a — widziana na mapie górnej, b — widziana na mapie dolnej
(N — niż; W — wyż; F — fala)

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, 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 (wyży) uważa się zwykle za obszary 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 wyży 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 niż, w przypadku gdy występują na granicy między ciepłym i chłodnym podłożem (np. na wybrzeżu), mogą istnieć przez bardzo długi czas.

— Reguły rozwoju ośrodków barycznych

Niż 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. 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.

4.7

PROGNOZA POGODY

4.7.1

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.

Pewnie 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 niż 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 jest zaznaczona 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.

4.7.2

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.

do biura prognoz, treść depeszy zostaje naniesiona na mapę, którą następnie analizuje synoptyk (rys. 115 oraz 116). którą następnie analizuje synoptyk (rys. 115 oraz 116).



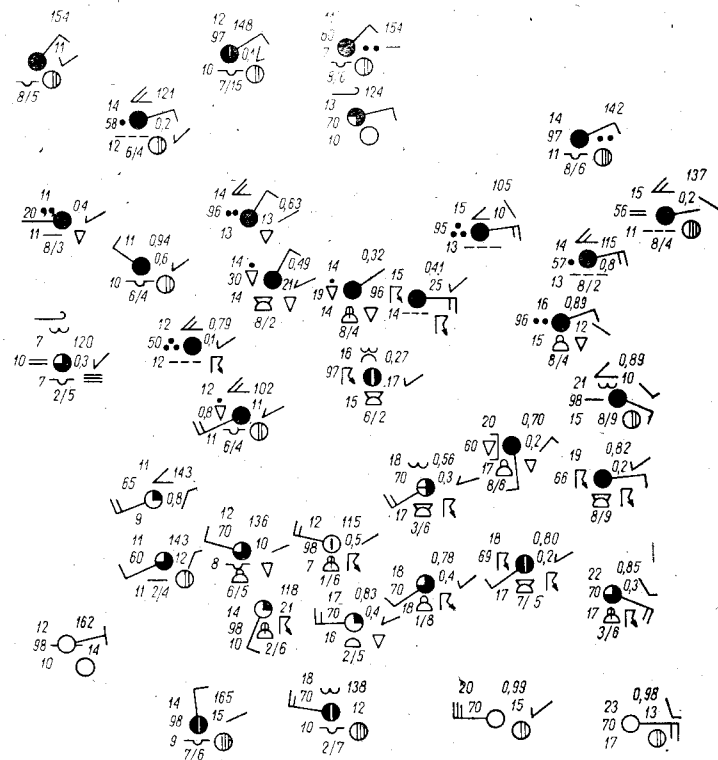
Przebieg analizy mapy synoptycznej można podzielić na trzy etapy.

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 zmia-

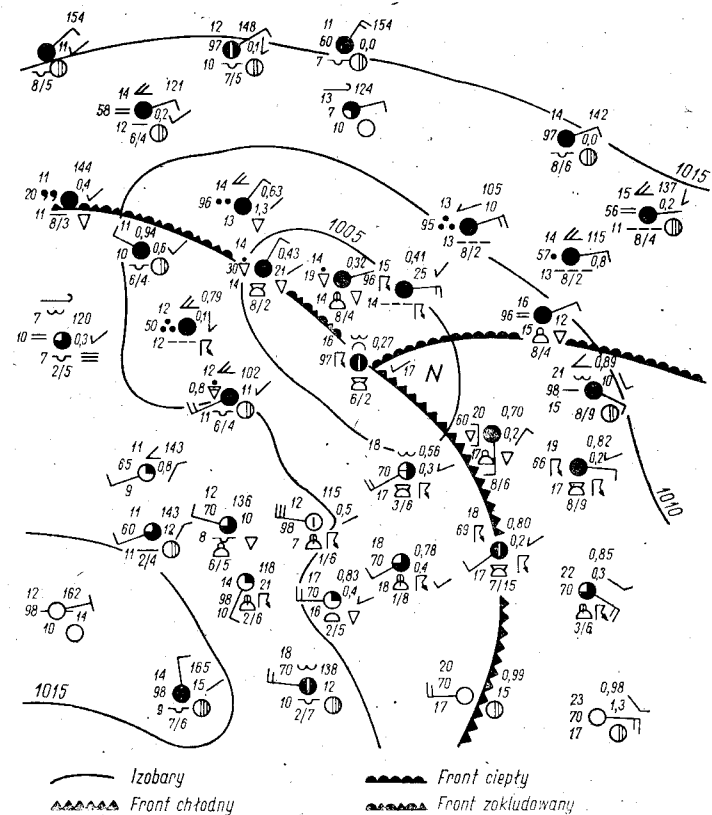
-27		
-19		Q26
*		22
96		*
-20	300	0,1

Rys. 114. Naniesiona depesza meteorologiczna



Rys. 115. Wycinek naniesionej mapy synoptycznej

nie 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 kreśli się płynnie, nie mogą one wykazywać załamań



Rys. 116. Wycinek przeanalizowanej mapy synoptycznej

nie spowodowanych rozkładem ciśnienia. Pewne zaburzenia w przebiegu izobary mogą występować nad górami. Dlatego nad obszarami górskimi izobary kreśli się w postaci linii wężykowatej.

Podczas kreślenia izobary synoptyk ma wgląd w rozkład ośrodków barycznych (wyżów i niżów) na analizowanym przez siebie obszarze. Po wykreśleniu izobary 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.

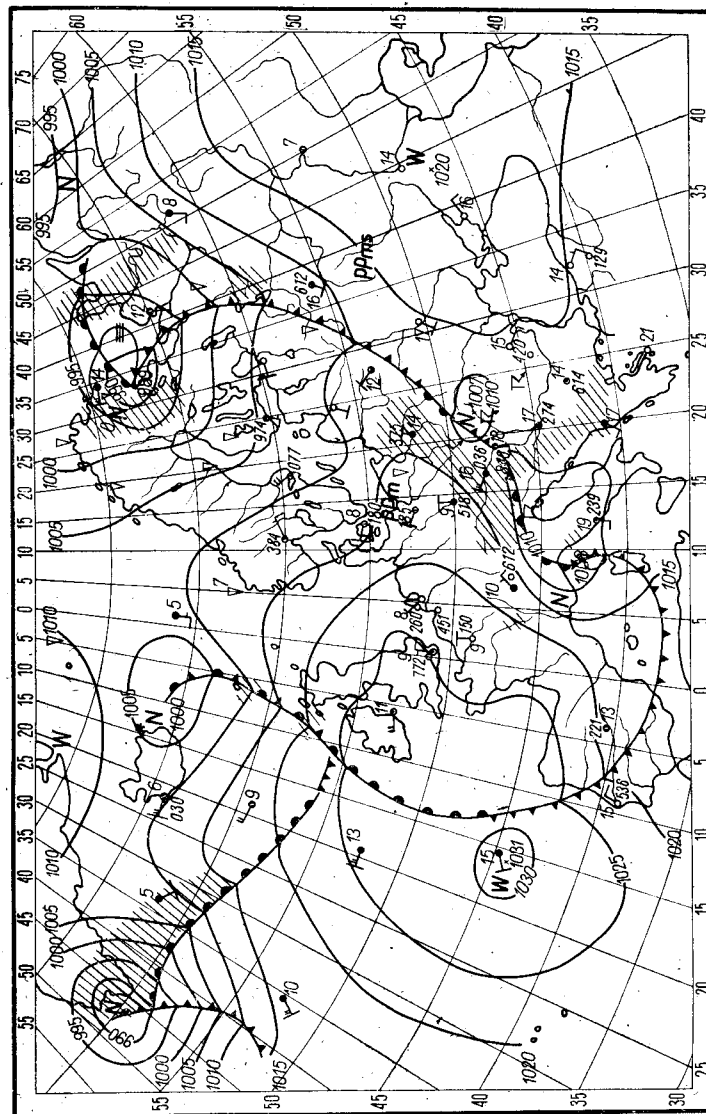
Pogląd na rozwój sytuacji synoptycznej dają mapki z dnia 9 i 10 czerwca 1967 r. z godziny 00 i 12 GMT (rys. 117 do 120). Sytuacja meteorologiczna przedstawiona na mapie z 9 czerwca (rys. 117, 118): obszar Polski znajduje się w siodle barycznym. Zachodnie obszary kraju znajdują się w zasięgu klina wyżowego związanego z wyżem, którego centrum znajduje się między Wyspami Azorskimi i 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 ten 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 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.

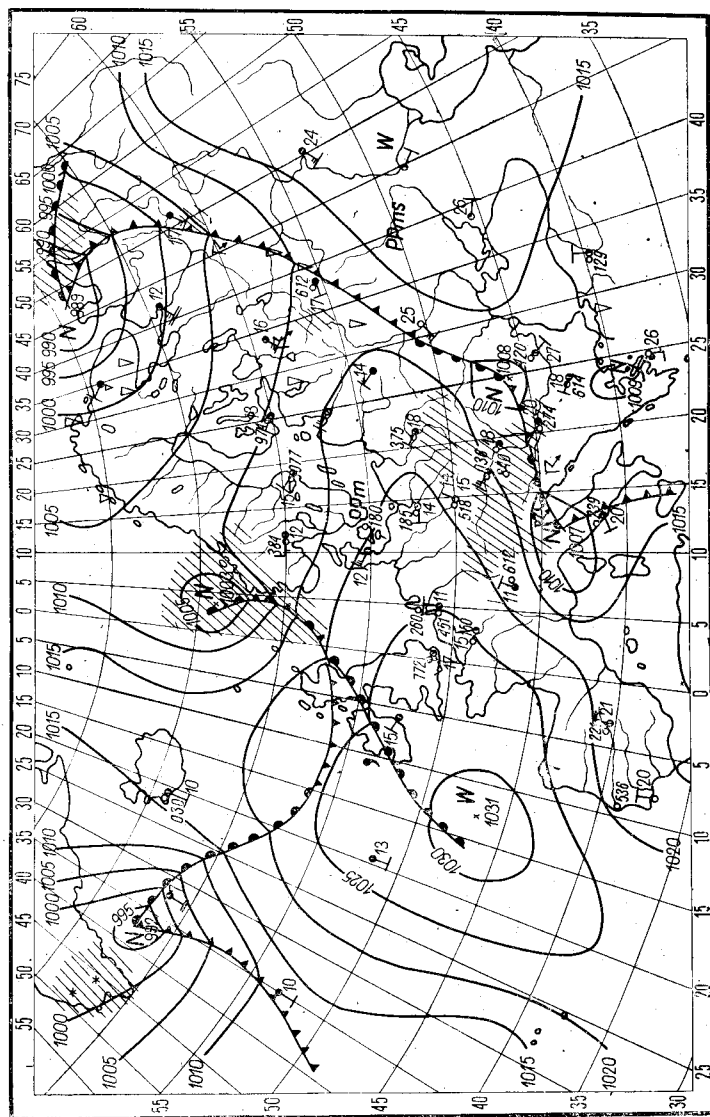
Przebieg pogody w Polsce w dniu 9 czerwca 1967: zachmurzenie było umiarkowane, w południowo-wschodniej części kraju duże i miejscami występowały opady. Temperatura minimalna wahała się od 5°C w Chojnicach i Bydgoszczy do 14°C w Lesku, a maksymalna od 12°C w Aleksandrowicach do 20°C w Ostrołęce, Białymstoku i Płocku. Wiatry były umiarkowane z kierunków północnych i północno-zachodnich.

Sytuacje synoptyczne na mapach z 10 czerwca 1967 r. (rys. 119, 120). 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

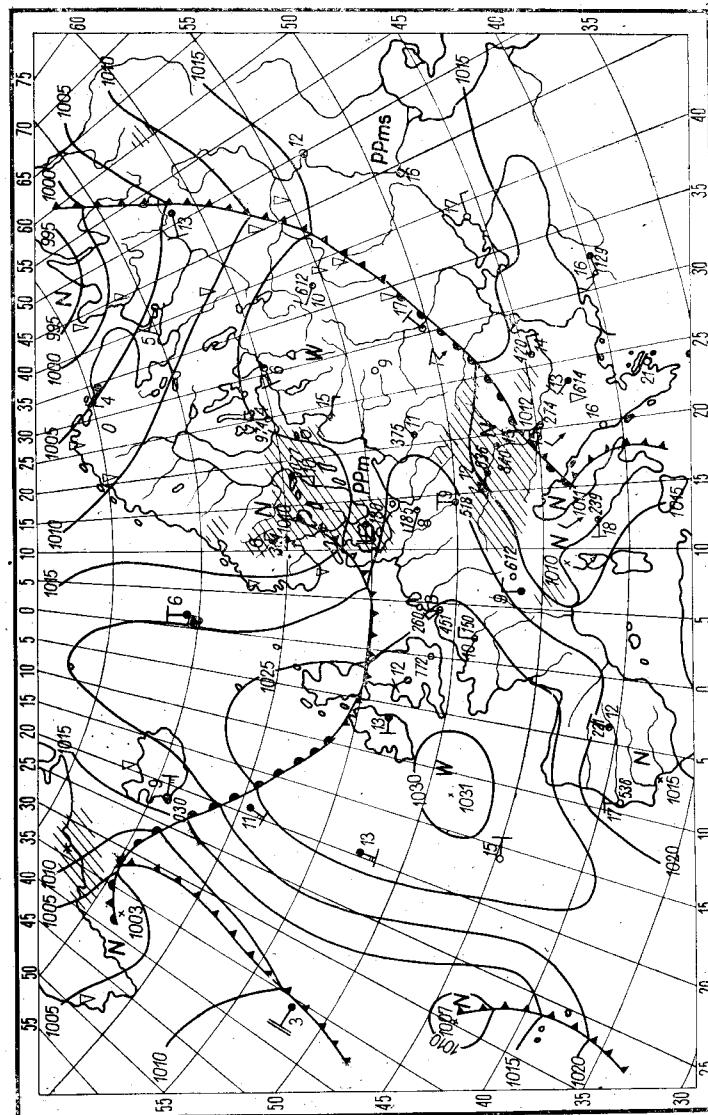


Rys. 117. Mapa synoptyczna z dnia 9.06.1967, 00 GMT

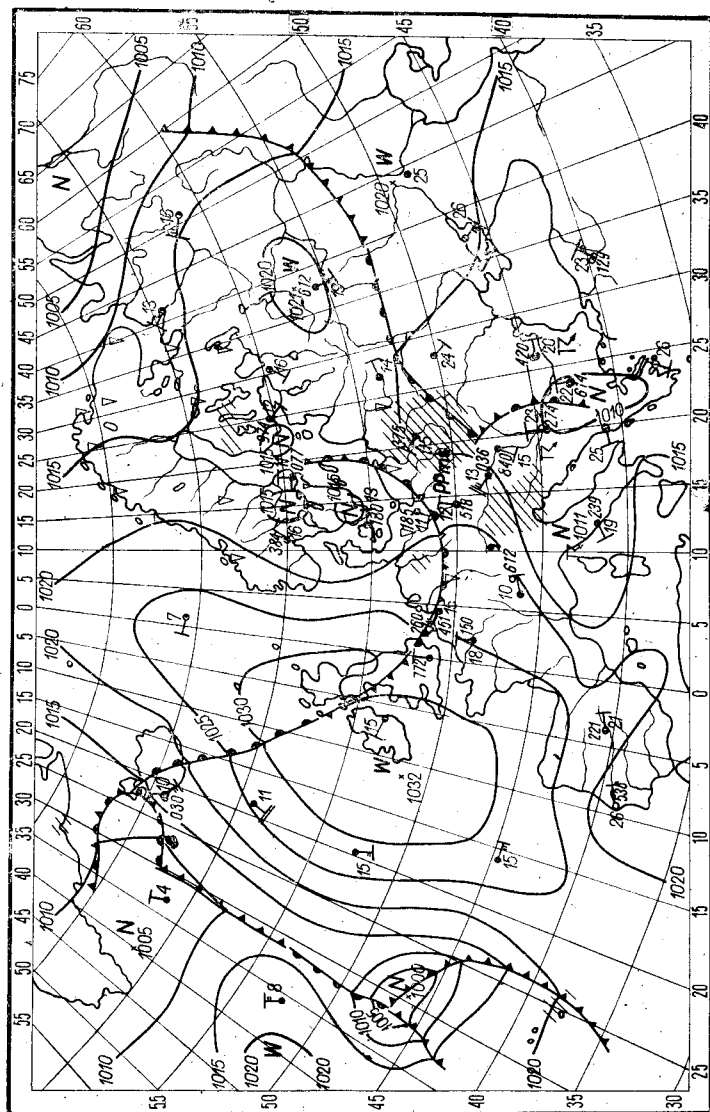




Rys. 118. Mapa synoptyczna z dnia 9.06.1967, 12 GMT



Rys. 119. Mapa synoptyczna z dnia 10.06.1967, 00 GMT



Rys. 120. Mapa synoptyczna z dnia 10.06.1967, 12 GMT

centrum wyżu, z którym związany jest klin, przesunęło 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 Skandynawię 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. 120) sytuacja meteorologiczna ulega dość istotnej zmianie. Omawiany wyż przemieszczał się 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 Skandynawię, 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 gdzieś rozpogodzenia. 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 Przemyśle. 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 w ostatnich trzech godzinach 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 izalobarycz-

ny jest prostopadły do izalobary i odwrotnie proporcjonalny do odległości między sąsiednimi izalobarami.

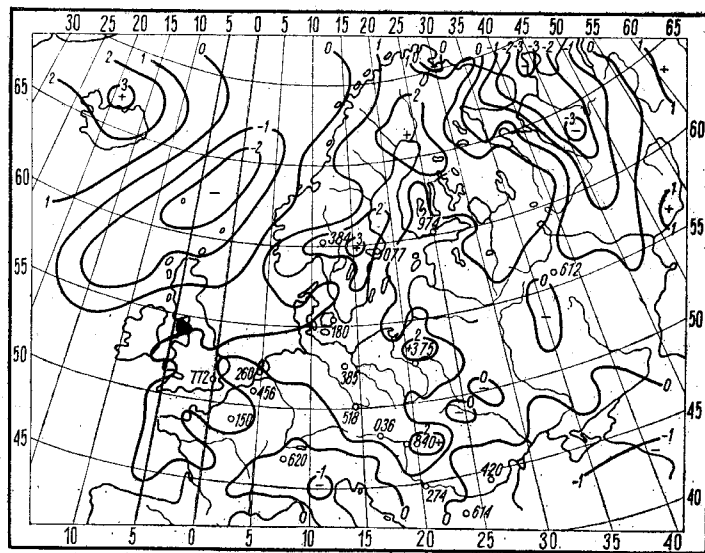
Zmiany ciśnienia można określać dla różnych odstępów czasu, dla 3, 6, 12, 24 godzin. Jednak najszersze zastosowanie w praktyce meteorologicznej mają zmiany 3-godzinne. Zmiany ciśnienia, analizowane przez synoptyka dotyczą zmian 3-godzinnych. Wykreśla się je na mapie w postaci izalobar. Mapę taką nazywa się 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. 121 do 124.

Na podstawie rozkładu izotendencji można wyciągnąć pewne wnioski na temat przemieszczania się ośrodków barycznych. Można to przeanalizować na podstawie map izotendencji (rys. 121): większa część Europy ma dodatnie izotendencje — znaczy to, że na obszarze tym w ciągu ostatnich 3 godzin ciśnienie wzrastało o 2 mb. Z porównania map z rys. 117 oraz 121 można wyciągnąć wniosek, że wyż znad O. Atlantyckiego będzie rozbudowywał się w kierunku wschodnim. Tak też istotnie jest — świadczy o tym mapa pogody z 9 czerwca 1967 r. z godziny 12 GMT.

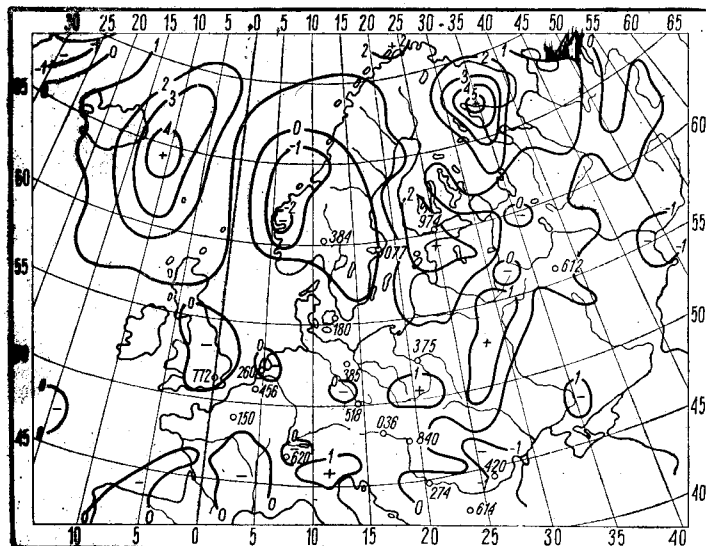
Ku wschodowi istotnie rozbudował się klin wysokiego ciśnienia. Po upływie dalszych 12 godzin (mapa tendencji z 9 czerwca 1967 r. z godziny 12, rys. 122) ciśnienie nad obszarem Europy środkowej uległo niewielkim zmianom — izotendencje mają małe wartości — słabe spadki przeplatają się z obszarami słabych wzrostów. Oznacza to, że nie powinny wystąpić na obszarze większe zmiany w rozkładzie ciśnienia (rys. 119). Ogólny obraz rzeczywiście nie uległ większym zmianom. Analiza kolejnych dwóch map izotendencji (rys. 123 i 124) wykazuje, że na omawianym obszarze przeważają ujemne tendencje, co świadczyłoby o tym, że ciśnienie będzie na tym obszarze spadać. Potwierdza to rysunek 120 — 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 ruch niżu, jaki występował w dniu 10 czerwca 1976 r. w okolicach Islandii. W dniu tym o godzinie 00 (rys. 121) 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 silniejsze spadki.

Przeglądając się mapom z dnia 9 czerwca 1967 r. z godziny 00 i 12 GMT stwierdziliśmy, że niż znad Islandii przemieścił się w kierunku Skandynawii, a więc w kierunku najsilniejszego obniżenia się ciśnienia. Następnego dnia niż przemieścił się dalej



Rys. 121. Mapa izotendencji z dnia 9.06.1967, 00 GMT

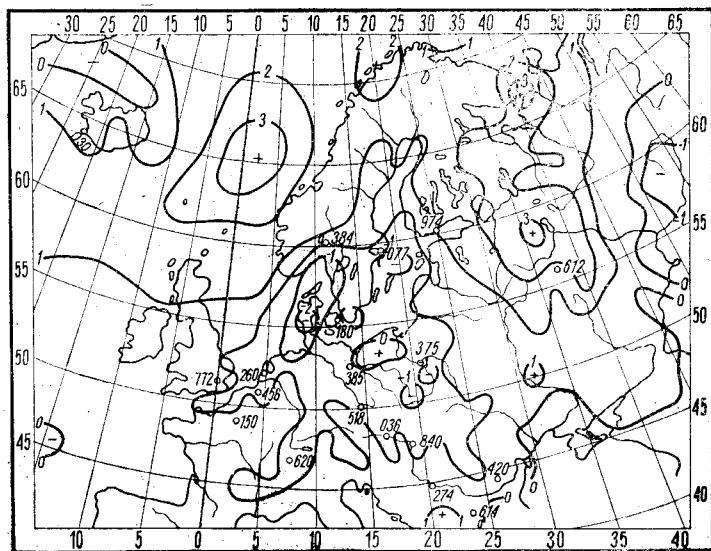


Rys. 122. Mapa izotendencji z dnia 9.06.1967, 12 GMT

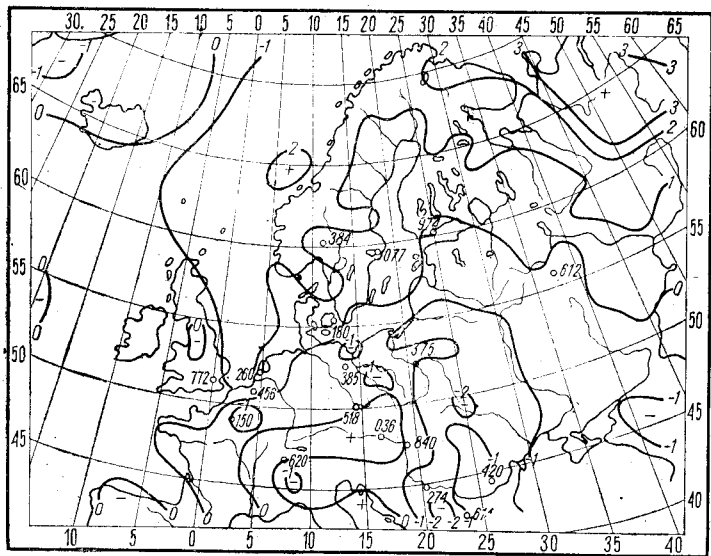
w kierunku wschodnim docierając nad południową Szwecję, gdzie poprzednio notowano ujemne tendencje ciśnienia.

W ten sposób poprzez analizę obszarów izotendencji można określić przyszły kierunek przemieszczania się ośrodków barycznych. Należy jednak pamiętać, że omówiona została tu tylko





Rys. 123. Mapa izotendencji z dnia 10.06.1967, 00 GMT



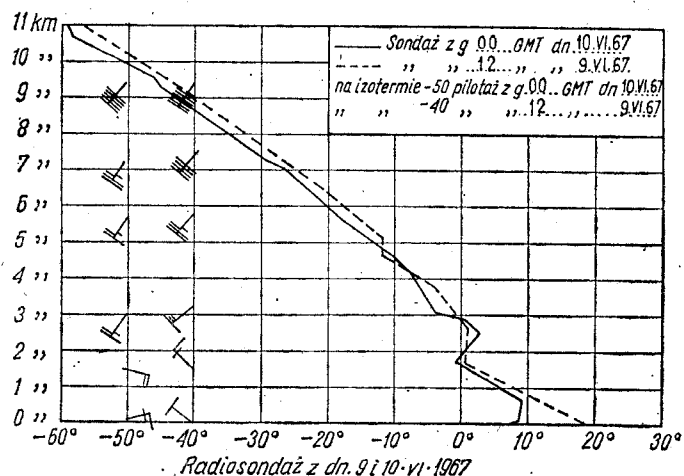
Rys. 124. Mapa izotendencji z dnia 10.06.1967, 12 GMT

jedną z licznych metod określania przyszłego położenia ośrodków barycznych.

Znajomość procesów meteorologicznych przebiegających przy powierzchni ziemi nie wystarcza jeszcze synoptykowi do prognozowania pogody. Musi on jeszcze wiedzieć, co dzieje się w

wyższych warstwach atmosfery. Dane o temperaturze, ciśnieniu, wilgotności i wietrze w wyższych warstwach atmosfery, dostarczają wloty 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. 125).



Rys. 125. Sondaż pionowy z dnia 9 i 10.06.1967

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 3 czerwca 1967 r. wiatr w warstwie do 3 km wieje z NW, a następnego dnia z NE, skracając 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 powierzchnie 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.

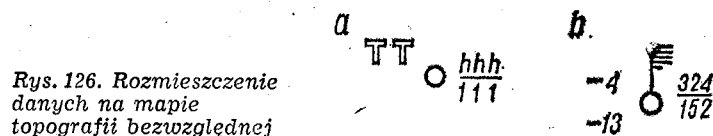
Mapy topografii bezwzględnej wykreśla się zwykle dla głównych powierzchni izobarycznych, to jest dla 1000, 850, 700, 500, 300, 250, 200, 100 mb.

Ponieważ ciśnienie atmosferyczne zmienia się w czasie, dlatego też bez przerwy zmienia się w atmosferze również rozkład powierzchni izobarycznych. W celu śledzenia zmian pola ciśnienia (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 rys. 126 pokazano sposób nanoszenia danych na mapę; na rys. 126a schemat rozmieszczenia danych, a na rys. 126b — 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 —

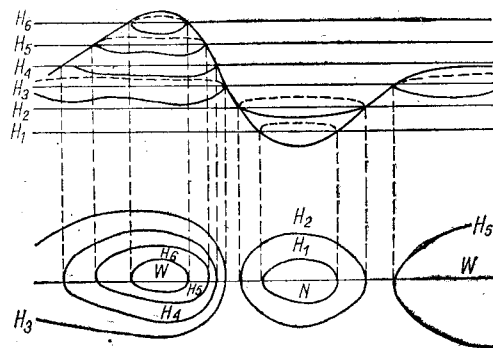
grubość warstwy powietrza (także gp dkm) między daną warstwą izobaryczną a niżej leżącą warstwą izobaryczną. W naszym przypadku mamy do czynienia z powierzchniami izobarycznymi 500 mb i 700 mb. TT — temperatura powietrza na poziomie danej powierzchni izobarycznej, TdTd — temperatura punktu rosy na poziomie powierzchni izobarycznej (od 1968 r. zamiast TdTd nonosi się różnicę między temperaturą a temperaturą punktu rosy, tzw. deficyt punktu rosy: $\Delta Td = TT - TdTd$). 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



Rys. 127. Izohipsy w niżu i wyżu



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 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. 127.

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:

$$\Phi = g \cdot z$$

gdzie:

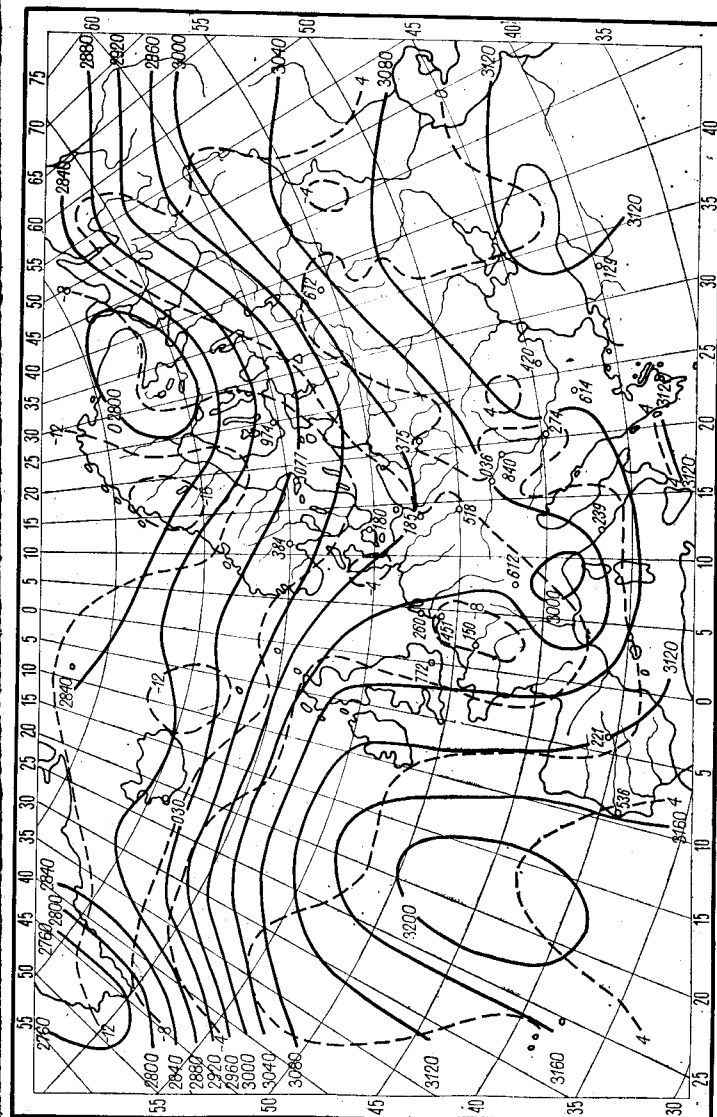
- g — przyspieszenie ziemskie,
- z — wysokość danego punktu nad poziom morza.

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 $g = 980,62 \text{ cm/s}^2$.

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 warstwy 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.

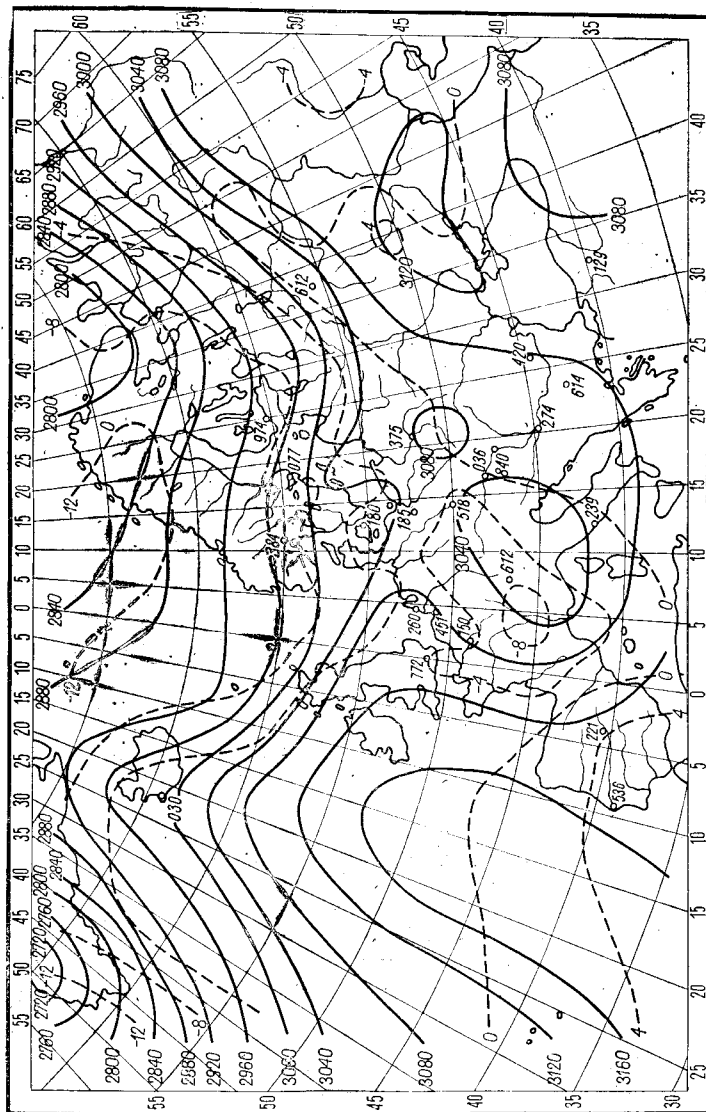
Mapy topografii bezwzględnej powierzchni 700 mb (TB 700) pokazane są na rys. 128—131.

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 wyży — na mapie górnej izohipsy mają najwyższą wartość, a tam gdzie występują ośrodki niskiego ciśnienia na mapie dolnej — izohipsy na mapie górnej mają najniższe wartości.

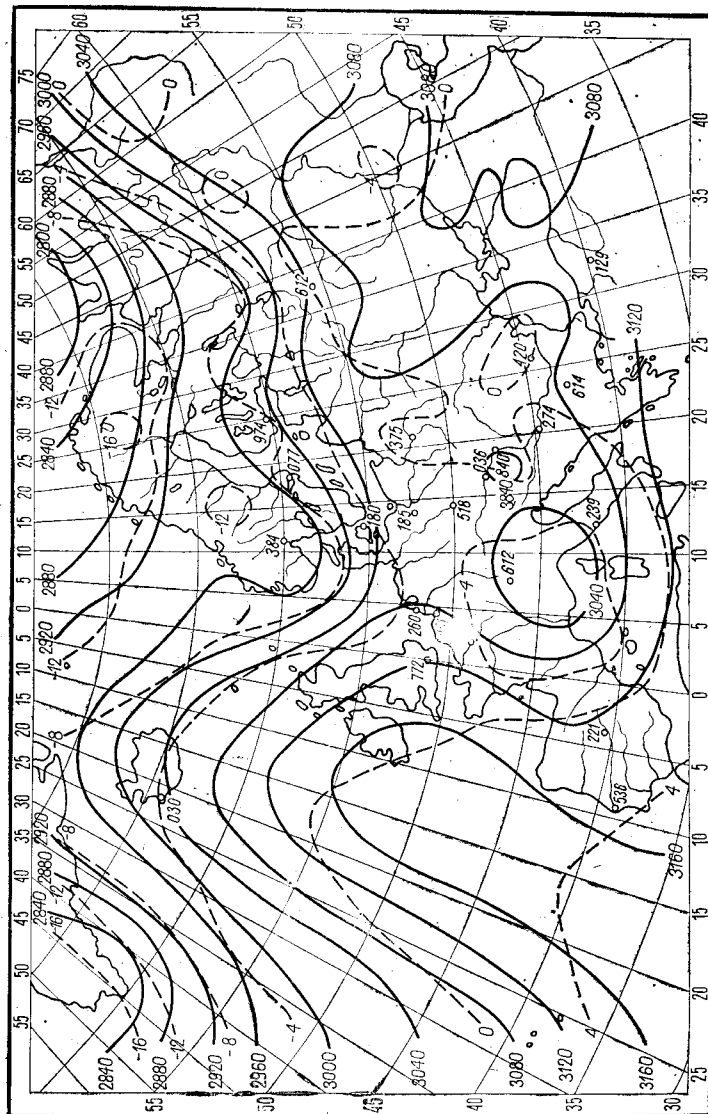


Rys. 128. Mapa topografii bezwzględnej powierzchni 700 mb z dnia 9.06.1967, 00 GMT

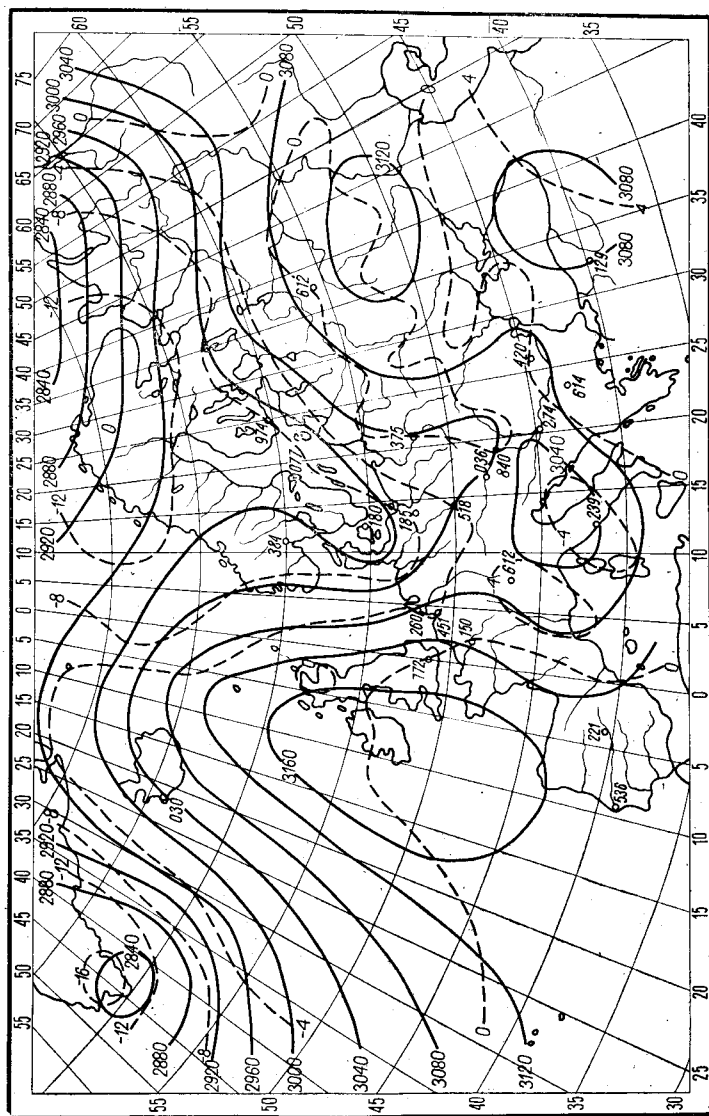




Rys. 129. Mapa topografii bezwzględnej powierzchni 700 mb z dnia 9.06.1967, 12 GMT



Rys. 133. Mapa topografii bezwzględnej nowierszchni 700 m² - dnia 10.06.1967, 00 GMT



Rys. 131. Mapa topografii bezwzględnej powierzchni 700 mb z dnia 10.06.1967, 12 GMT

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. 132. Najwyższe wartości izohipsy 700 mb przypadają na długość geograficzną 10°, a najniższe — na 17°E. Po porównaniu rysunku 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 zrutowaniu 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 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, prędkość wiatru jest mniejsza. Wiatr na określonej powierzchni izobarycznej wieje równolegle do izohips. Oprócz map topografii bezwzględnej synoptyk korzysta jeszcze z map topografii względnej (TW).

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 100 mb. Mapę taką opisuje się: TW $\frac{500}{1000}$ 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.

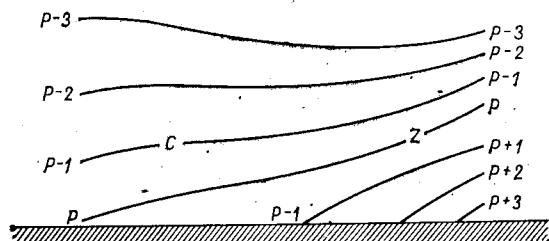
Względna wysokość jednej powierzchni nad drugą zależy od średniej temperatury danej warstwy między obu powierzchniami izobarycznymi. Względna wysokość będzie zawsze tym większa, im wyższa będzie temperatura i odwrotnie — im niższa temperatura, tym mniejsza względna wysokość. Przebieg powierzchni izobarycznych na obszarach ciepłych (C) i chłodnych (Z) w przekroju pionowym pokazano na rys. 132.

Mapy topografii względnej zawierają dane o rozkładzie temperatury w atmosferze. Mapy kreśli się co 12 lub 24 godziny 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 $\frac{500}{1000}$ charakteryzują średnie pole temperatury w 5-kilometrowej warstwie powietrza.

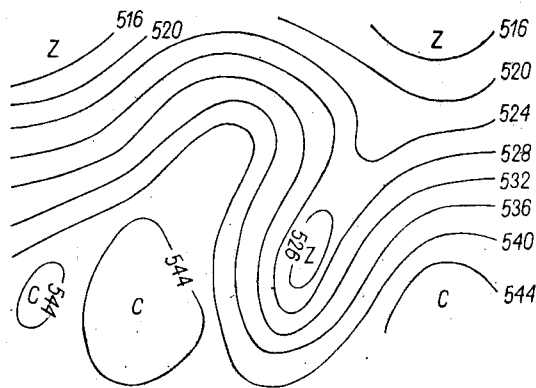


Dla dokładnej analizy korzysta się często z map TB, gdzie oprócz izohips bezwzględnych wykreśla się jeszcze izotermy na danej powierzchni. Często korzysta się także z map topografii względnej TW $\frac{500}{1000}$, na których wykreśla się izotermy z powierzchni 700 mb (temperatury te charakteryzują średnią temperaturę



Rys. 132. Przebieg powierzchni izobarycznych na obszarach ciepłych i zimnych

warstwy między powierzchnią izobaryczną 500 i 1000 mb). Mapy takie nazywa się mapami termobarycznymi. Mapę termobaryczną przedstawiono na rys. 133. Liniami ciągłymi wykreślono na niej izohipsy względne TW $\frac{500}{1000}$, a liniami przerywanymi izotermy z powierzchni izobarycznej 700 mb.

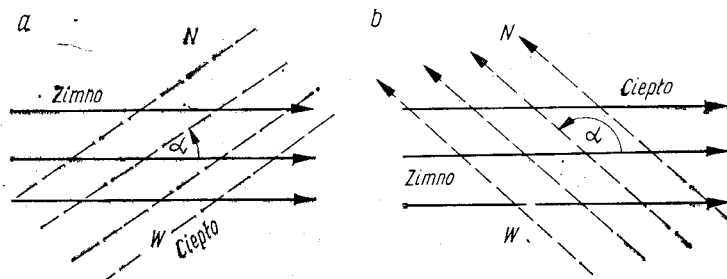


Rys. 133. Mapa topografii względnej 500/1000 mb

Z pewnym przybliżeniem można powiedzieć, że taka mapa odaje 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. Do określania adwekcji nieodzowne są właśnie mapy topografii barycznej, a zwłaszcza mapy termobaryczne $TB_{700} + TW_{1000}^{500}$.

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

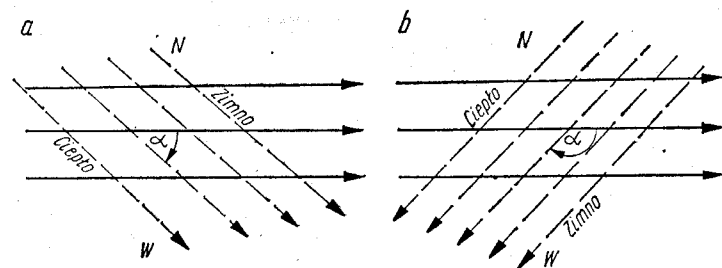


Rys. 134. Adwekcja chłodu

rys. 134. W przypadku zaś gdy izotermy odchylają się w prawo od izohips, w atmosferze ma miejsce adwekcja ciepła.

Schematycznie proces adwekcji ciepła, uwidaczniający się na mapie termobarycznej, przedstawiono na rys. 135.

Na podstawie analizy mapy termobarycznej można stwierdzić, że w przypadku gdy izohipsy i izotermy są zgodne co do kierunku (przebiegają równolegle względem siebie, $\alpha = 0^\circ$, i ruch zachodzi wzdłuż izoterm), to adwekcyjne zmiany temperatury są równe



Rys. 135. Adwekcja ciepła

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.

Adwekcja będzie zawsze tym intensywniejsza, im większe wartości będzie miał gradient temperatury i gradient baryczny (pontencjalny).

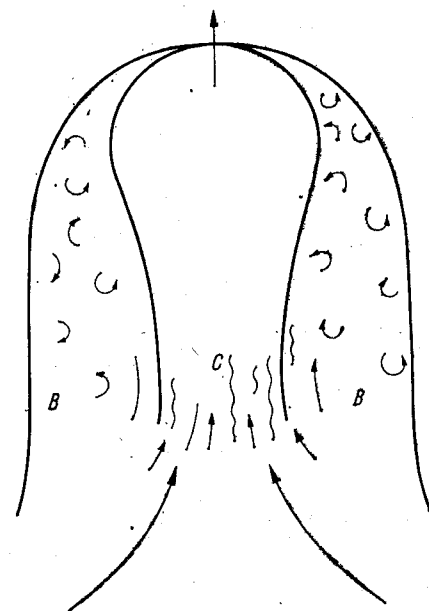
PRĄDY I CHMURY KONWEKCYJNE

5.1

UWAGI OGÓLNE

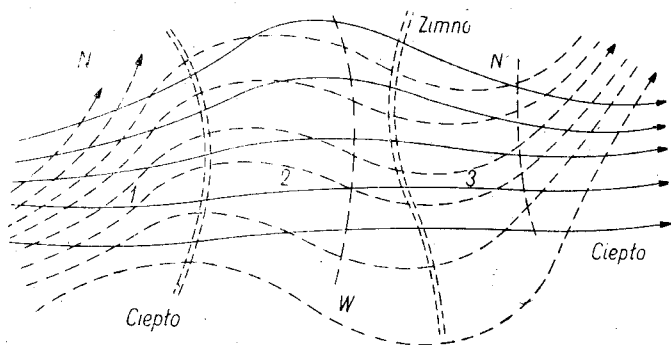
Ciepło od podłoża przekazywane jest do atmosfery przy powierzchni ziemi, w tzw. warstwie przygruntowej (mierzonej w cm), drogą molekularnego przewodnictwa. Ponieważ powietrze jest złym przewodnikiem ciepła, wyżej położone warstwy powietrza powinny ogrzewać się bardzo powoli. Następowalby wówczas bardzo silny spadek temperatury wraz z wysokością, czego praktycznie się nie stwierdza. Wynika stąd, że działa jakiś inny, bardzo istotny czynnik wpływający na przenoszenie się ciepła do wyższych warstw atmosfery i tym samym powodujący ich ogrzanie. Czynnikiem tym jest tzw. wymiana pionowa prowadząca do wymieszania się powietrza.

Mowa tu o prądach wstępujących i opadających, jakie rozwijają się w atmosferze w wyniku nierównomiernego nagrzewania się powietrza nad różnymi obszarami podłoża o różnych właściwościach fizycznych. Powietrze bardziej nagrzane staje się lżejsze



Rys. 138. Schemat pęcherza termicznego
A — przemieszczająca się masa powietrza, B — ślad albo „ogon” pęcherza, C — warstwa „erozji”

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. Linie tę nazwano linią zerowej adwekcji. Położenie linii zerowej adwekcji w polu termobarycznym atmosfery przedstawiono na rys. 136.

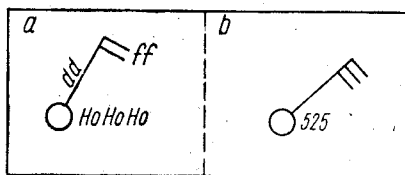


--- Linia zerowej adwekcji

- 1 Obszar o silnej adwekcji chłodu
- 2 Obszar słabej adwekcji ciepła
- 3 Obszar o silnej adwekcji ciepła

Rys. 136. 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. 137, gdzie: HoHoHo — gru-



Rys. 137. Rozmieszczenie danych na mapie topografii względnej

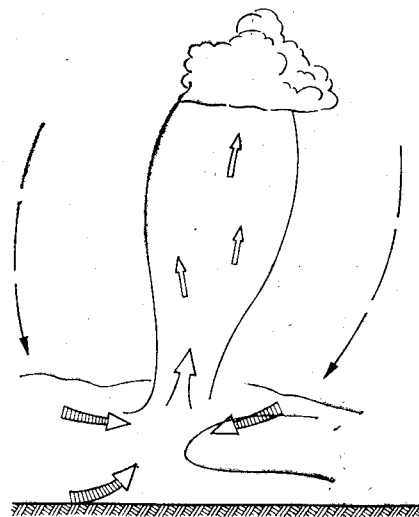
bość warstwy (TW_{1000}^{500}) w dekametrach geopotencjalnych, dd — kierunek wiatru termicznego (to jest przyrost wektorowy, geometryczny wiatru geostroficznego, liczony od jednej warstwy do drugiej, zależny od średniego poziomego gradientu temperatury w warstwie ograniczonej dwoma poziomami).



sze i zaczyna się unosić do góry. Na miejsce unoszącego się powietrza napływa dołem powietrze otaczające, którego miejsce z kolei zajmuje powietrze z wyższych warstw (rys. 138). O tym, że takie prądy występują w atmosferze, świadczy pojawianie się chmur kłębiastych typu Cumulus. Obecność tych prądów zdradzają także drgania powietrza; drgania te można zaobserwować szczególnie wyraźnie patrząc wzdłuż torów kolejowych: wydaje się, że tory przybierają kształt linii falistej.

Prądy te nazwane zostały konwekcją termiczną. Dzięki tym prądom dochodzi do przenoszenia ciepła do wyższych warstw atmosfery. Oczywiście, razem z wznoszącym się ciepłym powietrzem unosi się ku górze także i zawarta w nim para wodna. Jak już wiemy, z chwilą gdy wznoszące się powietrze osiągnie wysokość na jakiej temperatura osiągnie wartość temperatury punktu rosy wówczas dochodzi do kondensacji pary wodnej i do powstania chmur kłębiastych (konwekcyjnych).

W dni z zachmurzeniem konwekcyjnym w warstwie powietrza poniżej podstawy chmury na wszystkich poziomach od powierzchni ziemi do podstawy chmury występują oddzielne „pęcherze” przegrzanego powietrza, które unoszą się ku górze z prędkością rzędu 1–2 m/s (rys. 139). W najniższej zaś war-

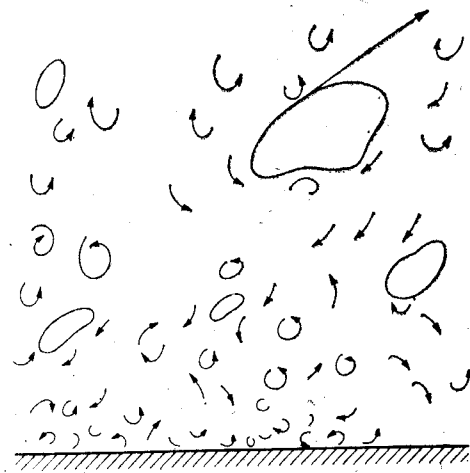


Rys. 139. Dopływ powietrza do obszaru, nad którym rozwijają się prądy wstępujące

stwie obserwuje się drobne zawirowania, przemieszczające się bardzo chaotycznie — coraz to któreś z nich zanika, to znów powstają nowe (rys. 140), co powoduje, że ruch powietrza przy powierzchni ziemi jest wybitnie turbulentny. Pamiętać jednak trzeba o tym, że właśnie te małe chaotyczne zawirowania dają początek prądom wstępującym. Prądy te można porównać z kominami fabrycznymi; różnią się tylko tym, że podstawy kominów

termicznych są węższe na dole i stopniowo rozszerzają się wraz ze wzrostem wysokości.

Wzrost rozmiarów kominów spowodowany jest rozprężaniem się powietrza wznoszącego się ku górze (niższe ciśnienie). Z procesem tym związany jest i spadek temperatury, w wyniku czego różnica temperatury między powietrzem wznoszącym się i opa-



Rys. 140. Schemat rozwoju prądu konwekcyjnego z elementów turbulencji atmosferycznej

dającym maleje. W przypadku, gdy na poziomie 100–200 m nad powierzchnią ziemi różnica ta wynosi 0,8–1,5°C, to na wysokości 1200 m nie przekracza ona 0,2–0,3°C.

Liczba kominów w warstwie poniżej podstawy chmur, szybkość ich powstawania i ich rozmiary zależą od: intensywności promieniowania słonecznego, charakteru podłoża oraz stanu równowagi atmosfery. Powstawanie kominów jest najintensywniejsze nad terenem o urozmaiconej rzeźbie i o różnorodnych właściwościach fizycznych (np. różnorodne albedo, wilgotność podłoża itp.). W związku z tym właśnie obserwuje się w piękne letnie dni tworzenie się całych szeregów Cumulusów wzdłuż wybrzeży morskich czy nad brzegami jezior i rzek.

Na podstawie licznych obserwacji stwierdzono, że na jednej i tej samej wysokości bezwzględnej rozmiary prądów termicznych nad zboczami i grzbietami są większe niż nad doliną. Intensywność konwekcji nad doliną na poziomie, na którym prądy wznoszące już zanikają, jest tego samego rzędu, jak intensywność ich w powietrzu przylegającym do powierzchni zboczy górskich na poziomie 50–100 m. Stwierdza się również, że liczba tych prądów, jak i wielkość wznoszącego się nad górami powietrza jest znacznie większa niż nad doliną.

Podobną zależność obserwuje się nad doliną i zboczami górskimi. Nad górami tak rozmiary kominów, jak i różnice temperatur między powietrzem wznoszącym się i otaczającym są znacznie

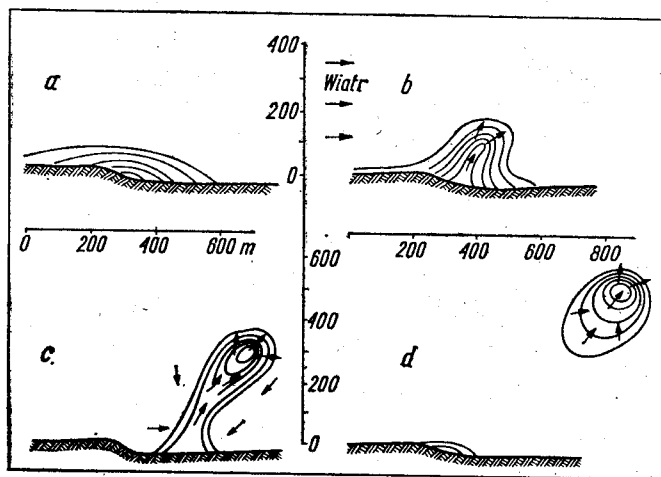


większe niż nad doliną. Oprócz tego silny rozwój chmur kłębiastych w górach jest związany, jak się okazało, z większą przepornością pary (średnio o 1 mb), co uwarunkowane jest silniejszym parowaniem. Można stąd wyciągnąć wniosek, że w górach podłoże wywiera bardzo istotny wpływ na rozwój konwekcji.

Wspomnieliśmy już, że wraz ze wzrostem wysokości wzrasta także poprzeczny przekrój komina termicznego. Wytlumaczyć to można między innymi łączeniem się kilku mniejszych kominów w jeden o większych rozmiarach. Stwierdzono, że najchętniej do powstania silnych prądów dochodzi w dolnej części „ogona” unoszącego się ku górze „pęcherza”; w części tej panuje zwykle wyższa temperatura niż w powietrzu otaczającym. Oprócz różnic temperatury stwierdza się również i pewne, choć bardzo niewielkie, różnice ciśnienia, rzędu 0,3 mb. Różnica ta, obserwowana poniżej wznoszącego się pęcherza, powoduje, że inne strugi zostają jakby zassane do obszaru o niższym ciśnieniu ciągnącym się w ślad za wcześniej powstałym kominem.

Nie należy jednak sobie wyobrażać, że ten pierwszy wznoszący się pęcherz (nazywany często „macierzystym”) prowadzi jakby do „uporządkowania” dawniejszych strug wznoszącego się powietrza. Bardzo często bowiem znacznie mniejszy pęcherz ciepłego wznoszącego się powietrza przyczynia się do łączenia ze sobą znacznie większych podobnych pęcherzy.

Na rysunku 141 przedstawiono poglądowo powstawanie i ruch (wędrówkę) komina termicznego. Linie ciągłe przedstawiają izotermy powietrza. W przypadku przedstawionym na rysunku wiatr wieje z lewej strony z prędkością 1—2 m/s na odległości 0—600 m. Na przedstawionym na rysunku krajobrazie podłożem jest pole uprawne, do którego przylega las. Pole uprawne nie



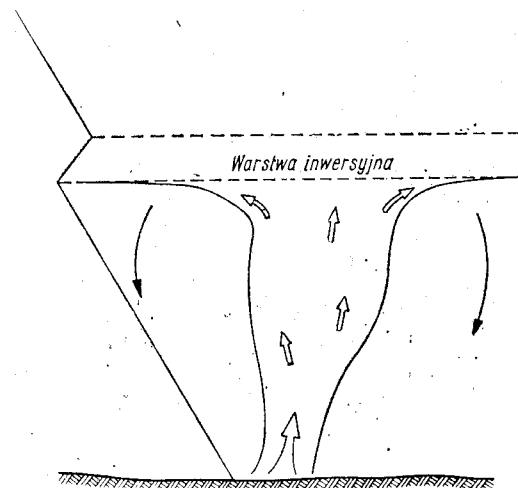
Rys. 141. Powstawanie komina przy słabym wietrze

stanowi powierzchni idealnie równej — występuje na nim bowiem wyraźny, chociaż łagodny stok, którego zbocze ciągnie się na przestrzeni 200 m (na rysunku na odległości 200—400 m). Ponieważ zbocze to zwrócone jest do słońca i osłonięte przed wiatrem, zalegające nad nim powietrze ogrzewa się bardzo szybko. Nad zboczem tym dojdzie dzięki temu do rozwoju komina termicznego (rys. 141b).

Po pewnym czasie komin ten odrywa się od podłoża (stąd też nazywany bywa często „kominem podłoża”) i dalej przemieszcza się ku górze niczym balon w postaci izolowanego „pęcherza” ciepłego powietrza (rys. 141c i 141d). W międzyczasie nad skłon napływa powietrze z otoczenia i zalegając nad nim podlega również szybkiemu nagrzaniu, dzięki czemu historia się powtarza — tworzy się nowy komin, który odrywa się od podłoża i przemieszcza się dalej już w postaci „pęcherza” ciepłego powietrza. Kominy odrywają się od podłoża co 10—30 minut. Częstota ich tworzenia się zależy przy tym od wiatru, poziomego gradientu temperatury i od właściwości fizycznych samego podłoża. Pionowe rozmiary kominów i prędkość prądów wstępujących zwiększają się w miarę upływu czasu.

Jednak promień komina termicznego we wczesnym stadium rozwoju w miarę wzrostu wysokości maleje.

W dalszym rozwoju sytuacji przedstawionej na rysunku 141d ruch wznoszącego się komina stopniowo maleje, lecz sam komin zwiększa swoje rozmiary i przyjmuje kształt stożka. Kształt ten utrzymuje on aż do chwili osiągnięcia poziomu kondensacji bądź warstwy o równowadze stałej (np. inwersji). Z chwilą osiągnięcia inwersji prąd wstępujący zostaje zahamowany (rys. 142)



Rys. 142. Rozpływanie się prądu wstępującego pod inwersję



i następnie zanika. Zwykle zanikanie prądu wstępnego przebiega stosunkowo szybko (nagle). Na przykład podczas krążenia w takim kominie o prędkości 2–3 m/s na określonej wysokości strzałka wariometru zaczyna nagle spadać do 0 m/s, a następnie zaczyna wskazywać prędkości ujemne, tzn. opadanie.

Z uwagi na to, że w większości przypadków loty szybowcowe odbywają się poniżej podstaw chmur, poświęcimy nieco więcej uwagi prądom wstępującym jakie występują poniżej poziomu kondensacji. W rozważaniach tych szeroko wykorzystane zostaną wyniki badań eksperymentalnych, jakie wykonane zostały w Związku Radzieckim przez Wulfsona. Badania te wykonane zostały przy użyciu specjalnych samolotów wyposażonych w przyrządy meteorologiczne oraz oscylografy. Te ostatnie służyły do rejestracji prądów pionowych (rzucania).

5.2

TURBULENCJA KONWEKCYJNA I KOMINY TERMICZNE

Kominy termiczne odgrywają bardzo istotną rolę w rozwoju turbulencji atmosferycznej. Gdy ruch powietrza rozpoczyna się samorzutnie, siłą jaka powstaje w wyniku różnicy w nagrzaniu się powietrza, a tym samym w wyniku różnicy w gęstości powietrza, nazwano konwekcją swobodną. Jeśli zaś prądy pionowe wywołane są jakimiś czynnikami zewnętrznymi, np. wznoszeniem się powietrza po zboczach gór, to taką konwekcję nazywano konwekcją wymuszoną.

Przy konwekcji wymuszonej siła nośna w ogóle nie wpływa na pionowe przemieszczanie się powietrza — tę rolę przyjmują na siebie czynniki dynamiczne. W związku z tym konwekcja wymuszona może mieć miejsce nawet w tym przypadku, gdy w atmosferze panuje równowaga stała, w odróżnieniu od konwekcji swobodnej, która rozwija się tylko wtedy, gdy w atmosferze występuje równowaga chwiejna.

Konwekcja swobodna powoduje powstawanie dwóch rodzajów prądów pionowych: turbulencji termicznej i konwekcji uporządkowanej, do której zalicza się także kominy termiczne.

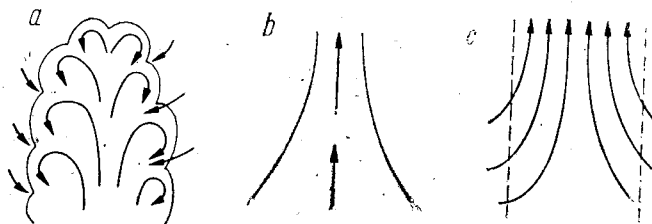
Do turbulencji termicznej zalicza się wszystkie ruchy pionowe o strukturze nieuporządkowanej, chaotycznej. Do kominów termicznych zalicza się uporządkowane pionowe ruchy konwekcyjne, często w postaci dobrze rozwiniętych prądów wstępujących. Konwekcyjne ruchy w atmosferze warunkują takie zjawisko jak np. transport różnego rodzaju zawieszin w powietrzu, wzmagają turbulencję, prowadzą także do rozwoju chmur kłębiastych (konwekcyjnych). Pionowe ruchy konwekcyjne są wywołane, jak wiadomo albo silnym nagrzaniem się podłoża przez promienie słoneczne (i dlatego mają tak dobowy, jak i roczny

bieg), albo są wynikiem kondensacji pary wodnej w atmosferze, podczas której wydzielą się duża ilość ciepła kondensacji. Ten drugi proces ma miejsce w chmurach kłębiastych.

Rozwój ruchów konwekcyjnych w dolnych warstwach prowadzi do zmniejszenia stopnia chwiejności, nawet w przypadku dalszego nagrzewania podłoża przez promieniowanie słoneczne. Z tego też powodu często nie obserwuje się ruchów konwekcji uporządkowanej. Stwierdzono, że większość procesów atmosferycznych związanych z konwekcją wywołana jest bądź też związana z ruchami nieuporządkowanymi.

Każdy komin termiczny charakteryzują następujące wielkości: prędkość prądów wstępujących, poziom formowania się, zanikania, kształt i przekrój oraz ich zmiany zależne od wysokości i czasu. Ostatnio otrzymano również ciekawe wyniki obserwacji koncentracji ruchów pionowych na jednostkę powierzchni lub objętości.

Do chwili obecnej nie ma właściwie jednolitej teorii formy prądów wstępujących. Z badań teoretycznych wynika, że może istnieć kilka postaci prądów wstępujących. Przedstawiono je schematycznie na rysunku 143. Na rysunku 143a przedstawiono prawdopodobny wygląd tych prądów w chmurze kłębiastej. W tym przypadku wznoszeniu się powietrza ku górze w środku chmury towarzyszą prądy opadające w postaci wirów o osi poziomej, występujące w peryferyjnych partiach chmury. Drugi schemat (rys. 143b) przedstawia wznoszenie się powietrza ku górze bez wymieszania i dopływu powietrza z boku. W takim przypadku przekrój poprzeczny komina powinien maleć wraz



Rys. 143. Schematy teoretyczne kształtów komina
a — cyrkulacje w chmurze kłębiastej, b — struga — przy dopływie powietrza z dołu, c — struga — przy dopływie powietrza z boku (zassanie)

z wysokością. Na rysunku 143c przedstawiono prądy komina termicznego, którym towarzyszy dopływ powietrza z boku, wywołany zassaniem przez prądy wstępujące; wskutek mieszania się powietrza wznoszącego z otaczającym prędkość prądów wstępujących maleje.

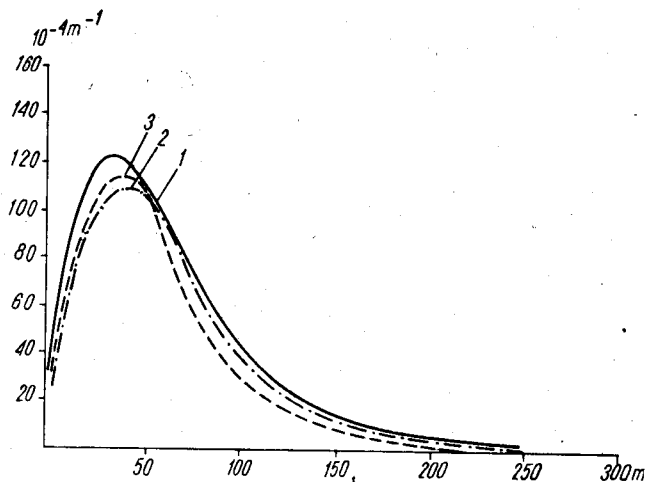
Różne są także określenia poziomu, od którego wznoszące się powietrze można uważać już za komin. Większość meteorologów uważa, że dobrze uformowane kominy powstają na poziomie



200—300 m. Zakładają oni przy tym, że uporządkowane prądy konwekcyjne nie mogą istnieć w pobliżu powierzchni ziemi wskutek silnej turbulencji, jaka istnieje w dolnych warstwach atmosfery. Jak wykazały badania, prądy termiczne rozwijają się w atmosferze w postaci drobnych strug, które zwążają się nieco w miarę wzrostu wysokości. Na pewnym poziomie taka struga wznoszącego się powietrza zaczyna przekształcać się w wir o osi pionowej.

Według Wulfsona poziome rozmiary prądów konwekcyjnych zwiększają się nieco z wysokością, lecz począwszy od 300 m zmieniają się one niewiele i powoli. Rozmiary tych prądów mogą być bardzo różnorodne; maksymalne rozmiary przekraczać mogą w skrajnych przypadkach 1000 m, oczywiście prawdopodobieństwo znalezienia tak ogromnego kominu jest znikomą małe.

Najczęściej spotykane przekroje prądów wstępujących są rzędu 70 m, przekroje zaś wznoszących się izolowanych pęcherzy (bąbli ciepłego powietrza) wynoszą najczęściej 60 m. Rozmiary prądów wstępujących zależą od wysokości oraz od pory dnia.

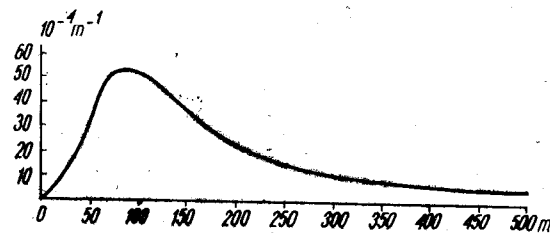


Rys. 144. Rozkład częstości prądów konwekcyjnych wg ich rozmiarów

1 — na wysokości 50 m, 2 — na wysokości 300 m, 3 — na wysokości 1000 m

Częstość występowania różnych przekrojów prądów pionowych na wybranych poziomach pokazano na rysunku 144. Przedstawiono na nim rozkład częstości przekrojów kominów na poziomach 50 m, 300 m i 1000 m.

Pomimo dużej częstości występowania małych prądów konwekcyjnych, ich wkład do pionowego transportu powietrza jest niewielki. Wyraźnie uwidocznione jest to na rysunku 145. Wynika



Rys. 145. Masy powietrza przenoszone prądami wstępującymi o charakterze strug

z niego, że największe ilości powietrza przenoszą prądy o rozmiarach 100 m.

Jak już poprzednio wspomniano, rozmiary prądów pionowych zmieniają się wraz z wysokością (tabl. 22).

Z tablicy 22 wynika, że koncentracja prądów pionowych spada szybko w miarę wzrostu wysokości. Spadek ten uwarunkowany jest zwiększaniem się rozmiarów tych prądów na wyższych po-

Zależność średnich rozmiarów prądów konwekcyjnych od wysokości (wg Wulfsona)

TABLICA 22

Wysokość lotu [m]	Liczba pomiarów	Średnie rozmiary prądów konwekcyjnych [m]		Koncentracja prądów pionowych	
		strugi	pęcherze	strug/km ²	$\frac{1}{m}$ pęcherzy/km
10	761	42	31	306	11200
30	2480	49	37	217	6180
50	7611	55	43	138	3180
100	8728	61	46	87	1910
300	4748	68	58	52	809
500	4007	70	61	40	620
1000	2656	72	64	29	334
2000	1409	74	65	24	298
3000	523	81	74	20	203

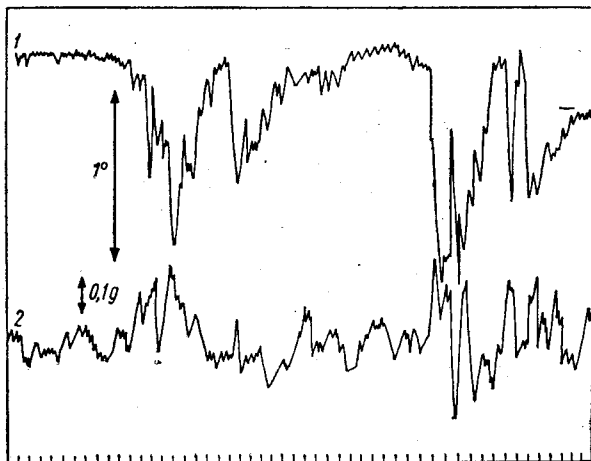
m — stosunek rozmiarów poziomej elipsy (pęcherza) do osi pionowej; przy $m = 1$ pęcherz ma kształt kuli.

ziomach, a poza tym zlewaniem się ich w większe prądy. Dlatego też podane w tablicy średnie rozmiary wydają się jakby zaniżone. Znany jest bowiem z praktyki szybowcowej fakt, że średnice tych prądów są większe. Ale w tablicy nie mówi się o prądach w sensie kominów, lecz o strugach wznoszącego się powietrza. Nie należy bowiem identyfikować kominu z jakimś monolitem wznoszącego się powietrza (słupa). Tym samym więc we właściwym „kominie” termicznym mogą istnieć obok siebie strugi wstępujące i słabe strugi opadające.



Obrazowo przedstawiono to na rysunku 146 (wg Wulfsona). Na rysunku podany jest zapis temperatury — linia 1 i zapis akcelerografu — linia 2, przedstawiający „rzucanie”. Małe kreseczki u podstawy rysunku przedstawiają odstęp czasu co 0,5 sekundy. Skala zapisu temperatury jest tak dobrana, że w przypadku wzrostu temperatury krzywa opada ku dołowi, a w przypadku spadku temperatury krzywa załamuje się ku górze. Z rysunku tego wynika, że każdemu dodatniemu impulsowi temperatury (wzrostowi) odpowiada „rzucanie” ku górze.

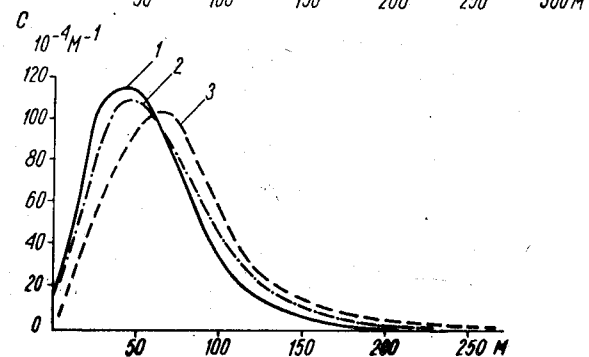
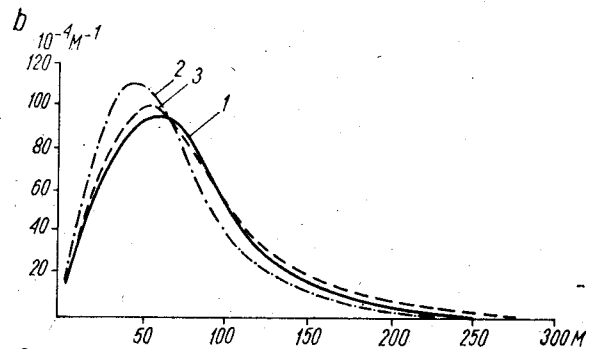
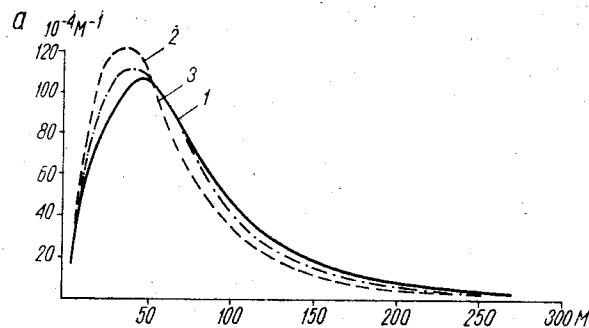
Rozpatrzmy jeszcze zależność parametrów prądów wstępujących od pory dnia. Zasadniczy wpływ na te zmiany wywiera wyso-



Rys. 146. Jednoczesny zapis temperatury (1) i akcelerografu (2); kreski na poziomej skali przedstawiają odstępy czasu co 0,5 s

kość słońca nad horyzontem oraz charakter podłoża. Przeanalizujemy tu koncentrację strug i różnice temperatur między powietrzem otaczającym a powietrzem wznoszącym się w środkowych partiach strug oraz zmiany rozmiarów tych prądów.

Rozmiary prądów konwekcyjnych do wysokości 500–100 m (rys. 147a, b, c) są w ciągu dnia mniejsze niż w godzinach przedpołudniowych lub wieczornych. Tylko na poziomach 1000–1500 m rozmiary ich są nieco mniejsze od rozmiarów prądów konwekcyjnych rozwijających się w godzinach południowych. Należy tu jeszcze dodać, że chociaż w ciągu dnia obserwuje się dużą liczbę drobnych prądów, to jednak ich maksymalne ilości występują w godzinach przed- i popołudniowych. Potwierdza to fakt, że rano i wieczorem istnieją mniej sprzyjające warunki dla rozwoju prądów wstępujących, wieczorem zaś istnieją warunki do ich zanikania.



Rys. 147. Częstość występowania strug o różnych rozmiarach

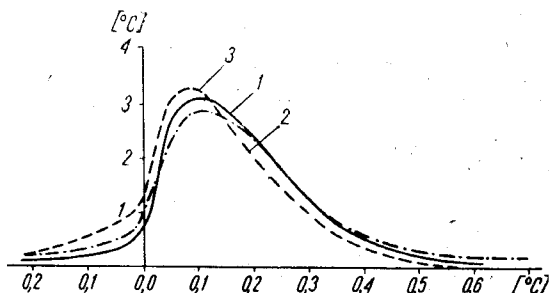
a — na wysokości 50 m; b — na wysokości 500 m, c — na wysokości 1500 m
1 — rano, 2 — w południe, 3 — wieczorem

Prądy wstępujące, zależne od pory ich występowania, różnią się między sobą także i pod względem temperatur. Najbardziej ciepłymi prądami są te, które rozwijają się w porze południowej. Wyraźnie widać to na rysunku 148. Tłumaczy się to tym, że prądy wstępujące rozwijające się w godzinach popołudniowych występują w czasie, gdy podłoże jest już chłodniejsze. Pociąga to za sobą słabsze nagrzanie się powietrza zalegającego nad nim,



tym samym więc i stopień chwiejności atmosfery będzie mniejszy. Z rysunku 148 widać również, że średnie temperatury prądów wstępujących rozwijających się w godzinach popołudniowych są znacznie niższe niż temperatury w prądach powstających przed południem. Te ostatnie zaś mają niższe temperatury niż prądy z godzin południowych.

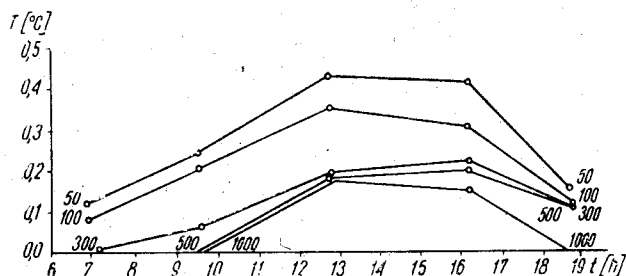
W przebiegu dobowym różnice między powietrzem otaczającym a wznoszącym uwidaczniają się bardzo wyraźnie. Gra-



Rys. 148. Rozkład prądów konwekcyjnych w zależności od temperatury

1 — rano, 2 — w południe, 3 — w wieczorem;
oś pozioma — różnice temperatur pomiędzy powietrzem otaczającym a średnią temperaturą komina, oś pionowa — temperatura rdzenia komina

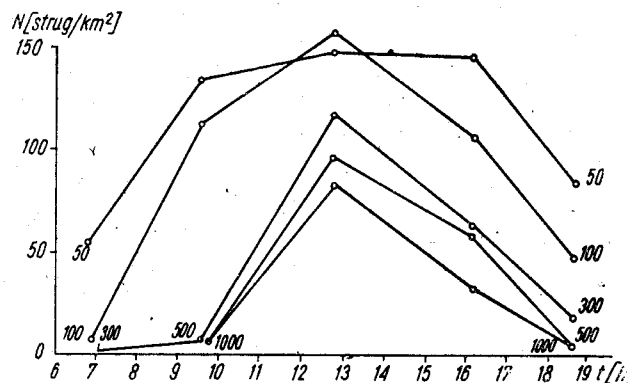
ficznie przedstawiono je na rysunku 149 (wg Wulfsona). Wynika z niego, że największe różnice między powietrzem otaczającym a wznoszącym się występują w najniższych warstwach. Średnio na poziomie 50 m różnice te w godzinach porannych osiągają wartość 0,1°, przed południem wzrastają one do 0,2° z maksimum przypadającym na godziny południowe 0,4°. W miarę wzrostu wysokości różnice temperatur maleją, a ich przebieg dobowy staje się łagodniejszy.



Rys. 149. Dobowy bieg różnic temperatury między powietrzem otaczającym a rdzeniem strugi wznoszącego się powietrza na różnych poziomach

Dobowy przebieg charakteryzuje także koncentrację strug powietrza wznoszącego się. Wzrasta ona od godzin porannych i maksimum osiąga w południe niezależnie od wysokości.

Na rysunku 150 widać, że w miarę wzrostu wysokości liczba strug maleje, co jak już poprzednio wspomniano uwarunkowane jest łączeniem się ich w większe prądy wstępujące. Na



Rys. 150. Dobowy bieg koncentracji strug wznoszącego się powietrza na różnych poziomach

przykład na wysokości 100 m koncentracja wynosiła 150 strug/km², a na wysokości 1000 m spadła ona do 75 strug/km². W związku z tym na wyższych poziomach prądy wstępujące są bardziej uporządkowane, a same noszenia bardziej spokojne — jednorodne. Oczywiście, nie należy przypuszczać, że prędkość wznoszenia się ciepłego powietrza ku górze jest jednakowa w uporządkowanym prądzie wstępującym (kominie). Każdy szybownik wie, że największe wznoszenia znajdują się w środkowej części każdego komina, w miarę zaś oddalania się od środka (rdzenia) prędkości te zaczynają stopniowo maleć. Spadek ten uwarunkowany jest między innymi tarciem powietrza wznoszącego się i otaczającego, w którym występują bardzo często prądy opadające (zstępujące).

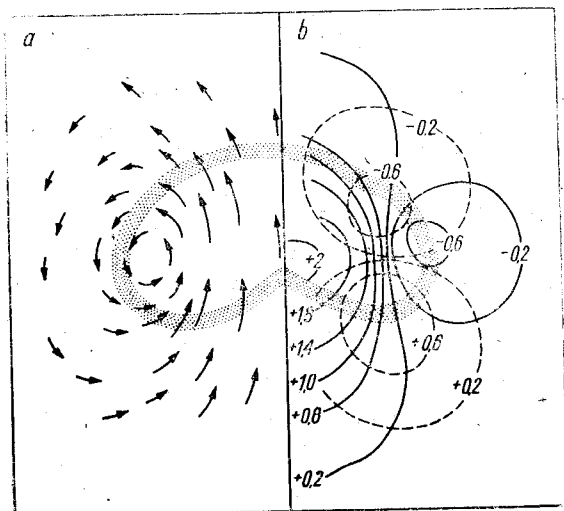
Znany jest także fakt, że w dni konwekcyjne występują obok siebie prądy pionowe o przeciwnych sobie kierunkach (wstępujące i opadające). Według Wulfsona powierzchnia zajęta przez prądy wstępujące stanowi 21% określonej powierzchni (km²). Nie należy sobie wyobrażać, że w atmosferze istnieje jakby jakiś nieprzerwany, na przemian zmieniający się układ prądów wstępujących i opadających o jednakowych rozmiarach i prędkościach. Zakładając, że kompensacyjne prądy zajmują całą powierzchnię nie zajęta przez kominy, prędkość ich powinna być średnio 3,5—4 razy mniejsza od prędkości w prądach wstępujących. Można przyjąć, że prądy opadające między



chmurami kłębiastymi są zwykle słabsze niż pod podstawami chmur. Należy przy tym zawsze pamiętać, że oba rodzaje prądów (wstępujące i opadające) rozwijają się przy równowadze chwiejnej i w miarę wysokości stopień chwiejności maleje.

Rozwój konwekcji termicznej, a tym samym i kominów związany jest z rozwojem chmur kłębiastych. Przyjęto mówić, że komin „żywi” chmurę kłębiastą dostarczając jej nieprzerwanie potrzebną ilość ciepła i wilgoci. Według poglądów B. Woodward pęcherz ciepłego powietrza (nazywany często odizolowanym kominem) można wyobrazić sobie jako stożek o kącie wierzchołkowym równym 30° .

Ruch w takim pęcherzu (rys. 151a) przypomina koło wirujące symetrycznie względem osi pionowej. Prędkości w środku pę-



Rys. 151. Schemat odizolowanego pęcherza ciepłego powietrza

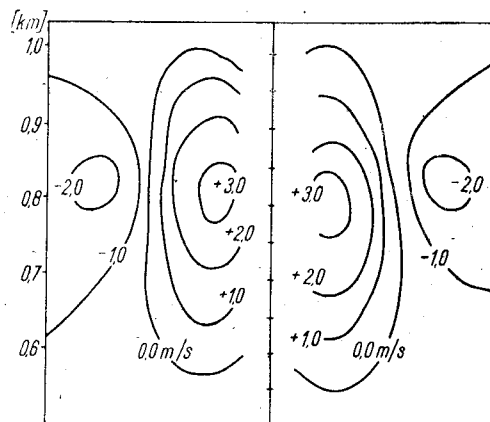
— prędkości poziome,
- - - - - izotachy prądów wstępujących

cherza są większe niż prędkości wznoszenia się. Poziome prędkości wykazują również duże wartości i w pewnych, niezbyt dużych obszarach mogą być one równe prędkości wznoszenia się całego pęcherza. Na jego wierzchołku obserwuje się prądy opadające.

Przekrój przez prawą połowę takiego pęcherza (bąbla) przedstawiono na rysunku 151b. Jeżeli przyjmujemy, że otoczka pęcherza ma żadaną prędkość względną wynoszącą 1,0, to prędkość pionowa w środku powinna być 2,2 razy większa od prędkości owej otoczki, wokół zaś całego pęcherza powinny występować ruchy opadające o prędkości nieco mniejszej niż połowa prędkości, z jaką unosi się otoczka pęcherza. Linie przerywane

na rysunku przedstawiają prędkości poziome — w górnej części rysunku charakteryzują one odpływ powietrza (odsysanie), a w dolnej części rysunku zasysanie (dopływ powietrza).

Obecność pęcherzy wywiera duży wpływ na otaczające powietrze. Powietrze zalegające nad pęcherzami wyciskane jest ku górze, z boków pęcherza obserwuje się prądy opadające, a część powietrza płynie za takim odizolowanym pęcherzem i dostaje



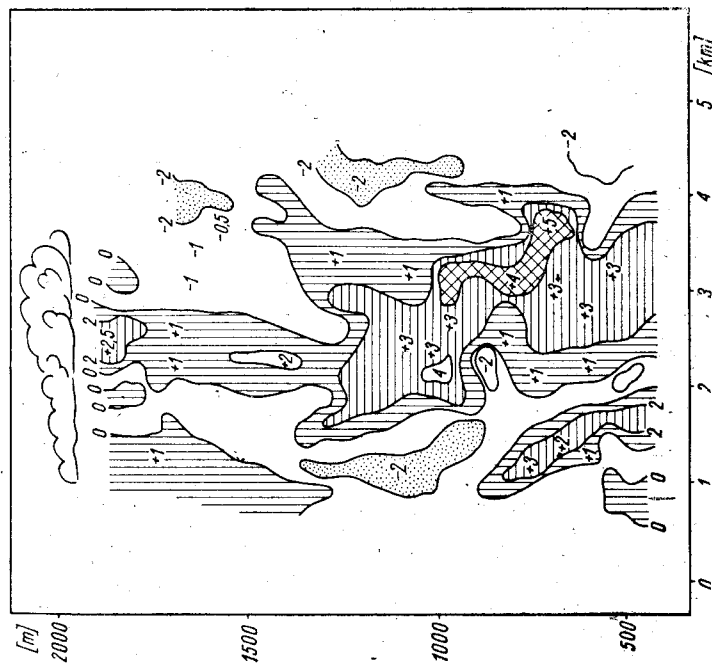
Rys. 152. Schemat rozkładu prądów pionowych w chmurze

się do jego środka. Na rysunku 152 przedstawiono rozkład prędkości pionowych w kominie do poziomu 1000 m. Prędkość wznoszenia wynosi 2 m/s, a promień — 250 m.

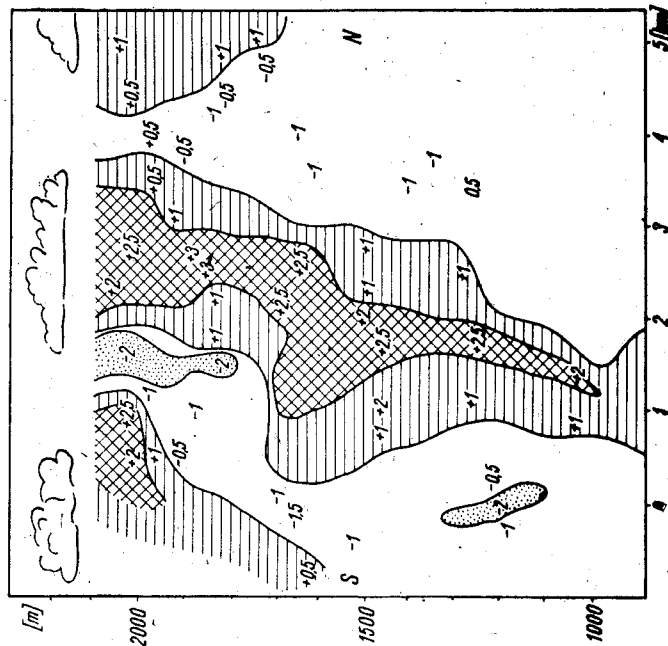
Kształt komina termicznego może być bardzo różnorodny zależnie od prędkości wiatru. W przypadku porywistego wiatru komin może zmieniać swoją orientację względem podłoża. Może on być raz bardziej, raz mniej nachylony do powierzchni ziemi. W przypadku zaś bardzo słabych wiatrów może się wznosić pionowo ku górze. Przy silnych wiatrach mogą się utrzymywać tylko bardzo silne prądy wstępujące, słabsze zaś są rozrywane na poszczególne drobne pęcherze. Stąd wniosek, że struktura prądów termicznych może być bardzo złożona.

W celu zobrazowania, jak bardzo prądy termiczne mogą być skomplikowane, na rysunkach 153 i 154 pokazano dwa przekroje przez kominy termiczne, podane przez Georgiego. Oba te schematy oparte są na pomiarach robionych w czasie lotu szybowca na odcinku trasy o długości 5 km. Z rysunków można zorientować się, jak bardzo skomplikowany jest pionowy profil prądów wstępujących poniżej podstawy chmur. Na peryferiach komina obserwowano występowanie kompensacyjnych prądów opadających, których prędkość przekraczała miejscami 2 m/s. Przekroje kominów termicznych zmieniały się tak w





Rys. 153. Pionowy przekrój przez komin termiczny



Rys. 154. Pionowy przekrój przez komin termiczny

czasie, jak i w przestrzeni i wahały się od kilkuset metrów do 2 km. Prędkość prądów pionowych nie przekraczała 5 m/s. Pod podstawą chmury kłębiastej obserwuje się rozszerzenie kolumny i pewien wzrost prędkości prądów wstępujących.

Oba rysunki przedstawiają rozwój kominów w przypadku słabych wiatrów. Wzrost prędkości wiatru znacznie komplikuje rozkład prądów wstępujących w kominie. Stan atmosfery w dni z dobrze rozwiniętą konwekcją termiczną, przedstawiony na rysunkach, wydaje się charakterystyczny.

Praktycznie nie spotyka się w atmosferze dwóch identycznych co do budowy prądów wstępujących; zawsze istnieje jakiś element, który różni dwa sąsiednie komin. Mogą się one różnić między sobą prędkościami, nachyleniem względem powierzchni ziemi, temperaturą bądź też rozmiarami.

Ciekawe pod tym względem badania wykonano w latach 1961—1963 w okolicach Wilna. Do badań wykorzystano szybowce. Przebadane komin podzieleno na trzy grupy (tabl. 23):

Charakterystyka kominów termicznych

TABLICA 23

Rodzaj kolumny	Przedziały prądów wstępujących [m/s]	Średni przekrój L [m]	Udział procentowy [%]
Silny	$> 6,0$	350	2,6
Umiarkowany	$6,0-4,5$	600	33,4
Słaby	$3,0$	150	64,0

Pole prędkości pionowych w kominie wykazuje dużą zależność od przekroju poziomego (patrz rys. 153 i 154); maksymalne prędkości wstępujące osiągają w środku kolumny, a w kierunku jego peryferii prędkości ruchów wstępujących maleją.

W środku kolumny maksymalne prędkości prądów wstępujących w większości przeanalizowanych przypadków (79%) pozostawały niezmiennicze na odległości od 20 do 650 m, co potwierdziło istnienie wyraźnego rdzenia kolumny, w którym powietrze wznosi się ze stałą prędkością równą prędkości maksymalnej. Szerokość rdzenia kolumny zależy od rozmiarów całego kolumny termicznego (tabl. 24).

Zależność szerokości rdzenia kolumny od rodzaju kolumny

TABLICA 24

Rodzaj kolumny	$\frac{L_{max}}{V_{max}}$	Udział procentowy %	Wielkość rdzenia %
Wąski	100	10,5	10 L_{max}
Średni	100—500	75,5	17 L_{max}
Szeroki	500	14,0	32 L_{max}



Z tablicy 24 wynika, że rdzeń komina zajmuje 10—32% powierzchni komina termicznego (w przekroju poprzecznym). Analizując tablicę widzimy, że najszybszy spadek prędkości prądów wstępujących w miarę oddalania się od rdzenia komina, obserwowany jest w przypadku silnych prądów termicznych.

Badania wykazały, że w większości przypadków rdzeń komina termicznego charakteryzuje ruch laminarny. Często na jego periferiach występuje dość silna turbulencja.

Zanim przejdziemy do omówienia prądów opadających, zatrzymajmy się jeszcze na chwilę nad pionowym rozkładem prądów wstępujących, tak nad ich wartościami średnimi, jak i maksymalnymi.

Rozkład tych wartości przedstawiono w tablicy 26 (dane pochodzą z badań przeprowadzonych na obszarze Związku Radzieckiego).

W tablicy 25 widać, że profil pionowy średnich i maksymalnych wartości prądów pionowych jest prawie identyczny. Po-

Zmiany prędkości prądów pionowych V w miarę wzrostu odległości od rdzenia *)

TABLICA 25

Rodzaj komina	Odległość [m]						
	0	20	40	60	80	100	120
	prędkość [m/s]						
Silny	6,0	5,7	5,3	3,3	1,5	0,8	0,4
Umiarkowany	4,5	4,3	4,1	3,8	3,3	2,8	2,2
Słaby	3,0	2,6	2,3	1,5	1,0	0,5	0,2

*) Dane te, podobnie jak i poprzednio cytowane, pochodzą z badań przeprowadzonych w okolicach Wilna.

Pionowy rozkład średnich V_{sr} i maksymalnych V_{max} prędkości prądów wstępujących

TABLICA 26

Prędkość [m/s]	Wysokość [km]							Liczba przypadków
	0,2—0,4	0,4—0,8	0,8—1,2	1,2—1,6	1,6—2,0	2,0—2,4	2,4—2,6	
V_{sr}	1,13	1,35	1,44	1,21	1,60	1,92	2,15	65
V_{max}	2,23	1,96	2,15	1,85	2,40	2,48	2,48	65

cząwszy od wysokości 200 m wartości prądów wstępujących wzrastają i na poziomie 800—1200 m osiągają pewne maksimum, co wiązać należy z procesem wydzielania się ciepła kondensacji podczas skraplania się pary wodnej i powstawania chmur konwekcyjnej. Dalszy wzrost tych prędkości należy tłumaczyć dalszym intensywnym wydzielaniem się ciepła podczas kondensacji.

Jak już poprzednio wspominaliśmy, w atmosferze obok prądów wstępujących występują także prądy opadające. Bardzo ciekawe badania nad obu tymi prądami prowadzono w okresie 15. VI—15. VII. 1964 r. w Orle (ZSRR). Wyniki tych badań przedstawiono w tablicy 27.

Średnie prędkości prądów opadających (V_o) i ich stosunek do prądów wstępujących (V_w)

TABLICA 27

Prędkość [m/s]	Wysokość [km]						
	0,25—0,50	0,51—0,75	0,76—1,00	1,01—1,25	1,26—1,50	1,51—1,75	1,76—2,00
V_o	0,24	0,39	0,84	0,96	0,89	1,40	1,10
V_w/V_o	0,38	0,48	0,87	0,75	0,59	0,84	0,57

Z zestawienia tego widać, że bezwzględne wartości prądów opadających wzrastają wraz z wysokością i osiągają na poziomie 1500—1700 m swe maksymalne wartości. Poziom ten odpowiada najczęściej poziomowi podstaw chmur kłębiastych.

Prądy wstępujące w warunkach pogody konwekcyjnej miały zawsze większą prędkość niż prądy opadające. Średnio biorąc, w okresie objętych badaniami stosunek prądów opadających do wstępujących wynosił 0,6—0,7. Siegnijmy tu raz jeszcze do wyników osiągniętych w Orle (tabl. 28).

Częstość (w %) średnich prędkości prądów wstępujących i opadających

TABLICA 28

Prędkości prądów pionowych [m/s]	0,0—0,5	0,51—1,00	1,01—1,50	1,51—2,00	2,01—2,50	2,51—3,00	3,01—3,51	3,51—4,00	Liczba przypadków
Rodzaj prądów									
Wstępujące	24	18	17	15	11	8	5	2	207
Opadające	46	22	13	7	6	4	2	—	785

Dane zestawione w tablicy dowodzą, że częstość słabych prądów opadających jest znacznie większa niż prądów wstępujących.

Stwierdzono, że przy zachmurzeniu konwekcyjnym w warstwie 750—1750 m prędkość prądów opadających wzrastała od 1,5 do 3,5 m/s. W warunkach niewystępowania tych chmur prędkości prądów opadających były nieco mniejsze, przy czym nie obserwowano ich poniżej 750 m i powyżej 1750 m; prędkości ich nigdy nie przekraczały 2 m/s.

W dniach, w których obserwuje się intensywny rozwój konwekcji, mogą występować obok siebie prądy wstępujące i opa-



dające. Podczas lotu w kominie termicznym o dość dużych prędkościach wznoszenia można spotkać prądy opadające, których prędkości będą przeciętnie o 20—40% mniejsze od prędkości prądów wstępujących.

Rozważania na temat prądów pionowych sięgających do podstawy chmur kłębiastych należy uzupełnić krótkim omówieniem prądów pionowych występujących wewnątrz tych chmur, aby mieć cały obraz rozwoju prądów konwekcyjnych w swobodnej atmosferze.

5.3

PRĄDY PIONOWE W CHMURACH

Z chwilą gdy wznoszące się w prądach wstępujących powietrze osiągnie poziom kondensacji, zawarta w nim para wodna kondensuje się. Proces kondensacji uwarunkowany jest adiabaticznym ochładzaniem się wznoszącego powietrza. Jak wiadomo, powietrze w czasie wznoszenia się zwiększa swoją objętość i adiabaticznie się ochładza. W procesie tym para wodna zawarta w powietrzu zbliża się stopniowo do stanu nasycenia. Gdy temperatura powietrza wznoszącego się osiągnie temperaturę punktu rosy, para wodna będzie nasycala już dużą przestrzeń, a przy dalszym spadku temperatury (poniżej punktu rosy) przechodzi ona w stan płynny tworząc drobne kropelki wody dające początek chmurze — w naszym przypadku chmurze konwekcyjnej (kłębiastej).

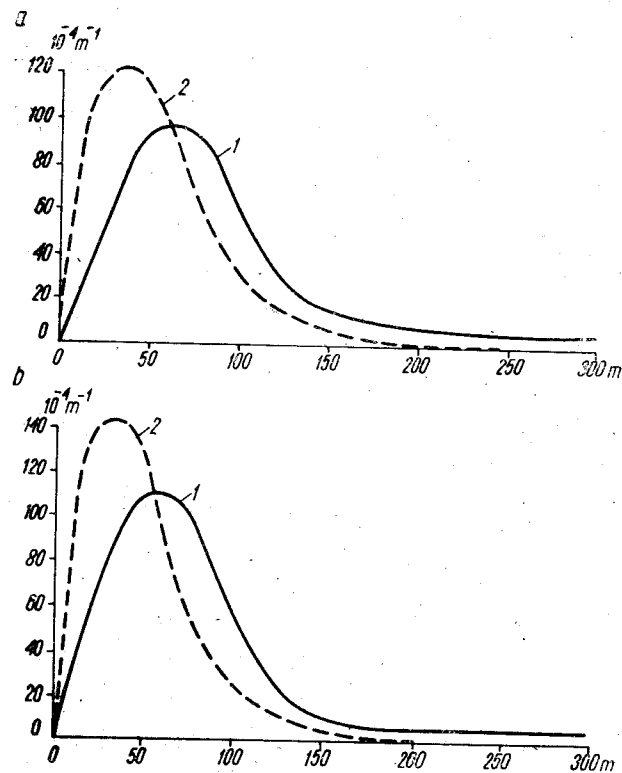
W czasie procesu skraplania wydzielają się duże ilości ciepła, dzięki czemu dalszy spadek temperatury wraz z wysokością przebiega wolniej w porównaniu z analogicznym spadkiem, jaki obserwuje się w powietrzu otaczającym. Jak nam zaś wiadomo, im większa jest różnica temperatury między powietrzem wznoszącym się a otaczającym, tym intensywniejsze są prądy wstępujące. Tym też należy tłumaczyć, dlaczego w chmurach prądy wstępujące mają większe prędkości niż poniżej podstawy chmur.

Rozważania nasze rozpoczniemy od omówienia częstości rozmiarów tych prądów. Dla wyjaśnienia trzeba tu dodać, że w chmurach prądy wstępujące mogą się przejawiać w postaci strug wznoszącego się powietrza, jak i w postaci pęcherzy ciepłego powietrza, podobnie jak poza obrębem chmury. Jednak obecność „pęcherzy” w chmurze nie jest tak duża jak w warstwie pozachmurowej, w chmurze bowiem dochodzi najczęściej do łączenia się ich i przekształcenia w strugę wznoszącego się powietrza.

Na rysunku 155 przedstawiono krzywe rozkładu częstości poprzecznych rozmiarów kominów w chmurach kłębiastych i po-

niżej ich podstaw, w przypadku strug i pęcherzy wznoszącego się powietrza. Z rysunku tego widać wyraźnie, że średnie rozmiary prądów wstępujących w chmurach są półtora raza większe niż poza ich obrębem.

W poszczególnych przypadkach szerokość ich może dochodzić do 2,0 km, najczęściej zaś są one rzędu 60—70 m. Średnia koncentracja tych prądów w chmurze wynosiła 64 strug/km², a pod



Rys. 155. Rozkład prądów konwekcyjnych o określonych rozmiarach w chmurach (1) i poza chmurami (2)

a — pęcherze, b — strugi

nimi 76 strug/km², w przypadku zaś pęcherzy — 880 i 1780/km². Mimo spadku koncentracji prądów konwekcyjnych w chmurach ich względne powierzchnie są znacznie większe niż poniżej ich podstaw. W chmurach wynoszą one 0,70, a pod podstawą chmur 0,24. Wynika stąd, że pod chmurami względna powierzchnia omawianych prądów jest prawie trzy razy mniejsza niż wewnątrz chmur, gdzie zajmują one prawie całą przestrzeń chmury (70%). Wyciągnąć można stąd wniosek, że we-



wewnątrz tworzącej się chmury konwekcyjnej przeważają prądy wstępujące. Na prądy opadające przypada 30% przestrzeni zajmowanej przez chmurę.

Z tablicy 29 wynika, że wraz ze wzrostem wysokości zwiększa się szerokość prądów wstępujących, maleje zaś ich koncentracja. Na wysokości 1200 m powyżej podstawy chmur rozmiary tych prądów są półtora raza większe niż na wysokości 200 m,

Zmiany niektórych parametrów prądów konwekcyjnych wewnątrz chmur zależnie od wysokości (wg Wulfsona)

TABLICA 29

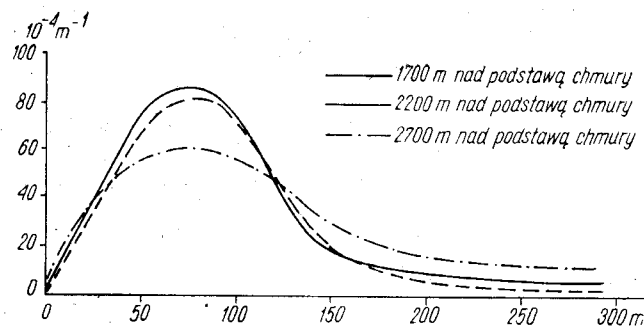
Wysokość lotu [m]		Średnia szerokość prądów [m]	Koncentracja strug na 1 km	Względna powierzchnia
nad powierzchnią ziemi	nad podstawą chmury			
2000	200	59	120	0,51
2500	700	78	92	0,66
3000	1200	97	59	0,72
3500	1700	108	46	0,80
4000	2200	111	44	0,76
4500	2700	113	26	0,77

a ich koncentracja jest dwukrotnie mniejsza. Względna powierzchnia prądów wstępujących w chmurach kłębiastych rośnie do wysokości wynoszącej nieco więcej niż wynosi połowa miąższości samej chmury. Powyżej tego poziomu ich względna powierzchnia zmienia się niewiele.

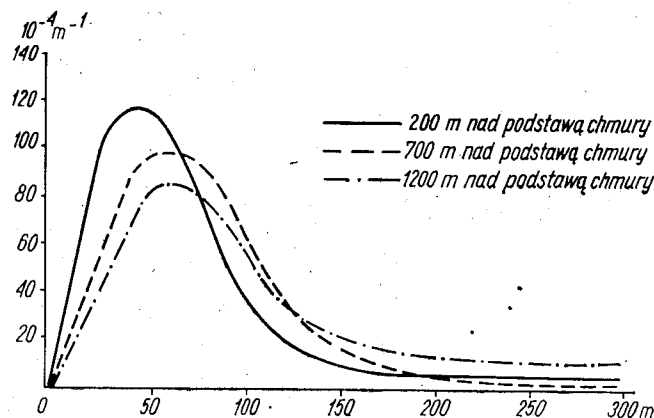
Wzrost średnich poziomych rozmiarów prądów wstępujących w chmurze spowodowany jest zlewaniem się drobnych strug i zassaniem powietrza z ich otoczenia. Rozkład częstości poziomych rozmiarów prądów konwekcyjnych w chmurze w zależności od wysokości przedstawiono na rysunkach 156 i 157. Widać na nich bardzo wyraźnie jak w miarę wzrostu wysokości zwiększają się rozmiary prądów wstępujących.

Ciekawe jest również zagadnienie, jak pod względem termicznym różnią się prądy konwekcyjne od powietrza otaczającego. Na wykresie na rysunku 158 na osi pionowej przedstawiono różnice temperatury między powietrzem otaczającym a wznoszącym, na osi zaś poziomej przedstawiono różnicę temperatury między powietrzem wznoszącym się w rdzeniu prądu wstępującego a powietrzem wznoszącym się poza jego obrybem.

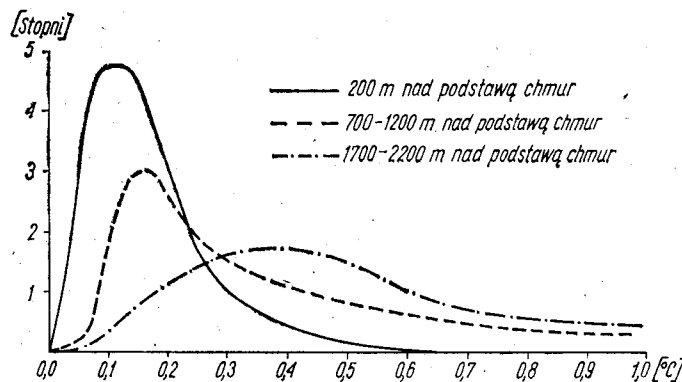
Pomiary nad rozkładem temperatury w prądach wstępujących robiono na poziomach: 200 m nad podstawą 700—1200 m i 1700—2200 m. Z przebiegu krzywych przedstawionych na rysunku widać, że w pobliżu podstaw chmur kłębiastych temperatury w rdzeniu prądu wstępującego są najczęściej wyższe od pozostałych mas powietrza wznoszącego o 0,1°C, w warstwie 700—1200 m różnica ta wzrasta do 0,15°C i osiąga w obszarze



Rys. 156. Rozkład prądów konwekcyjnych o określonych rozmiarach w chmurach — na wysokości 200—1200 m



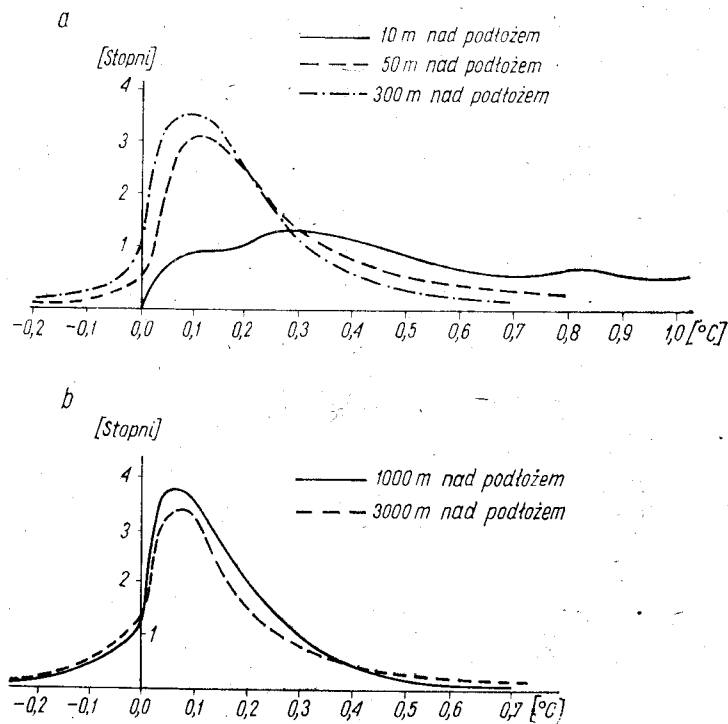
Rys. 157. Rozkład prądów konwekcyjnych o określonych rozmiarach w chmurze na wysokości 1700—2700 m



Rys. 158. Rozkład prądów konwekcyjnych w chmurze kłębiastej w zależności od temperatury w ich rdzeniu



1700—2200 m 0,3—0,5°C. Trzeba tu dodać, że na wysokościach 1700—2200 m nad podstawą chmury temperatura prądów wstępujących jest wyższa od temperatury powietrza otaczającego najczęściej o 3—4°C. Ten wzrost temperatury w prądach wstępujących wywołany jest wydzielaniem się ciepła kondensacji. Dla porównania sięgnijmy jeszcze do podobnych danych, ale uzyskanych przy bezchmurnym niebie. Dane te przedstawiono na rysunku 159. W porównaniu z poprzednim rysunkiem widzimy, że z wyjątkiem pomiarów pochodzących z najniższej warstwy (10 m), na wszystkich pozostałych poziomach temperatury powietrza wznoszącego się w pozostałej części komina są niewielkie, przeważnie rzędu 0,1°C i niewiele zmieniają się wraz z wysokością. Porównując rysunki 158 i 159 należy zwró-



Rys. 159. Rozkład prądów konwekcyjnych przy braku chmur w zależności od temperatury w rdzeniu prądu

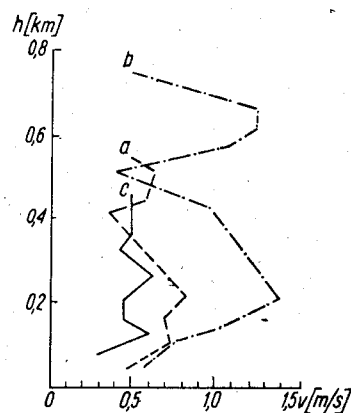
cić uwagę na to, że im mniejsza jest różnica między powietrzem wznoszącym a otaczającym, tym wyższe są temperatury rdzenia komina. Wyjaśnienia wymaga tu jeszcze fakt, dlaczego w rdzeniach prądów wstępujących mogą występować temperatury niższe niż w pozostałej części komina. Spowodowane to jest tym, że powietrze w rdzeniu może wznosić się jeszcze

przez pewien czas ruchem inercyjnym. W chmurach nie spotykamy się z tego rodzaju zjawiskiem.

Wróćmy jeszcze raz do wzrostu rozmiarów prądów wstępujących wraz z wysokością. Wzrost ten świadczy o tym, że prądy konwekcyjne w chmurach, w przeciwieństwie do podobnych prądów poza ich obszarem nie ulegają rozpadowi w procesie ich rozwoju. Gdyby było inaczej, wówczas wzrost ich średnich rozmiarów zachodziłby wolniej niż się to obserwuje. Stąd wyciągnąć można wniosek, że jeżeli prądy konwekcyjne w chmurach powstają w sposób podobny jak w przygruntowej warstwie powietrza, a więc w postaci strug, to utrzymują się one nadal także w ciągu dalszego ich wznoszenia, co się rzeczywiście obserwuje.

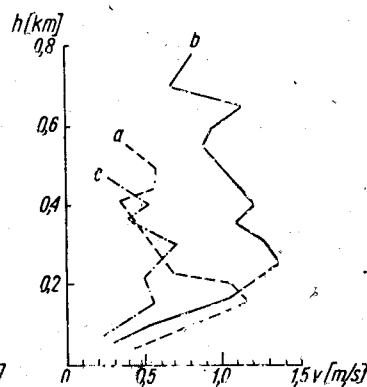
Aby mieć możliwość porównania średnich prędkości prądów wstępujących przy termice bezchmurnej i cumulusowej, przeanalizujemy rysunki 160 i 161. Na rysunku 160 przedstawiono średnie prędkości prądów wstępujących przy bezchmurnej termice w różnych porach dnia. Wynika z niego, że przed południem prądy te są słabe i sięgają 500 m (linia a). W godzinach popołudniowych prędkość prądów wstępujących wzrasta i sięgają one 800 m wysokości (linia b). Po południu, gdy maleje intensywność nagrzania podłoża przez słońce, prędkość omawianych prądów maleje, maleje także ich zasięg pionowy (linia c).

Maksymalne (średnie) prędkości prądów wstępujących notowane są w południe i wynoszą 1,4 m/s, choć w poszczególnych



Rys. 160. Rozkład średnich prędkości prądów wstępujących w zależności od pory dnia przy termice bezchmurnej

a — przed południem,
b — w południe, c — po południu



Rys. 161. Rozkład średnich prędkości prądów wstępujących w zależności od pory dnia, przy termice cumulusowej poniżej podstawy chmur

a — przed południem,
b — w południe, c — po południu



przypadkach mogą one sięgać ponad 3 m/s. Przyglądając się rysunkowi 160 widzimy, że średnia prędkość przed południem zmienia się niewiele z wysokością, przy czym maksymalne prędkości tych prądów przypadają na wysokość 200 m (0,85 m/s); w godzinach południowych średnie maksymalne prędkości prądów konwekcyjnych notowano w warstwie 150–300 m (1,2–1,4 m/s). Powyżej tej warstwy prędkości prądów wstępujących maleją i począwszy od 500 m nad podłożem wzrastają one ponownie. Po południu intensywność tych prądów maleje i prądy te stopniowo zanikają.

W dniach, w których wystąpiły chmury konwekcyjne, w czasie termiki cumulusowej charakter pionowego rozkładu prędkości prądów wstępujących jest nieco inny. Wspólne jest tylko to, że tak w jednym, jak i w drugim przypadku otrzymano dużą fluktuację prędkości prądów wstępujących wraz ze wzrostem wysokości. Pionowy rozkład tych prądów przy termice cumulusowej, zależnie od pory dnia, przedstawiono na rysunku 161. Porównując go z poprzednim rysunkiem stwierdzamy, że w tym przypadku w godzinach przedpołudniowych prądy wstępujące sięgają do 500–600 m, a prędkość ich (średnia) sięga 1,2 m/s. W południe prądy wstępujące osiągają pułap 800 m, a średnie ich prędkości wynoszą 1,4 m/s na poziomie 250 m (linia b). W godzinach popołudniowych maleją ich prędkości i ich zasięg. W poszczególnych przypadkach prędkości prądów wstępujących poniżej podstawy chmur mogą dochodzić do 6 m/s.

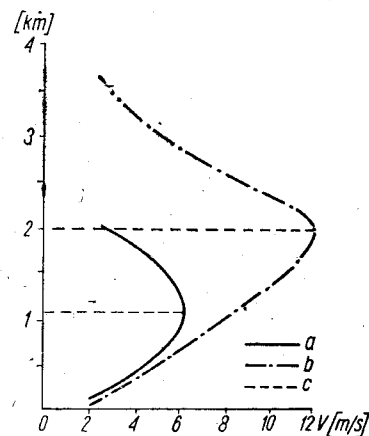
Wewnątrz chmur tak dużej fluktuacji prądów pionowych nie obserwuje się. Dzięki wydzielaniu się ciepła kondensacji, podczas skraplania dochodzi do ogrzania się powietrza i do dalszego jego wznoszenia się. Oczywiście, intensywność wydzielania się ciepła nie jest wszędzie jednakowa i zależy od wilgotności wznoszącego się powietrza.

Jeżeli wilgotność jest niewielka, to podczas kondensacji wydziela się nieduża ilość ciepła. W miarę wzrostu wysokości kondensacja pary wodnej początkowo wzmaga się, a na pewnym określonym poziomie stopniowo maleje, ponieważ większość pary skropliła się już wcześniej. Powoduje to z kolei, że rozkład prędkości prądów konwekcyjnych w chmurze początkowo wzrasta od podstawy do $\frac{1}{2}$ wysokości chmury Cu hum i Cu med i do $\frac{2}{3}$ pionowego zasięgu chmury — w przypadku Cu cong i Ch.

Zależności te przedstawiono graficznie na rysunku 162. Dane te pochodzą z obserwacji nad obszarem Związku Radzieckiego i oparte są o 33 pomiary. Z rysunku widzimy, że prędkość prądów rzeczywiście wzrasta początkowo do określonego poziomu, a następnie stopniowo maleje.

Analizując rysunki 161 i 162 można stwierdzić, że w początkowym stadium rozwoju konwekcyjnych chmur wewnątrzmasowych, gdy miąższość ich jest niewielka, prędkości pionowe pod-

legają bardzo silnej fluktuacji. W chmurach konwekcyjnych średnio wypiętrzonych (Cu med) fluktuacje te są już nieco łagodniejsze. Podczas dalszego rozwoju tej chmury przy przekształcaniu się jej w Cu cong, zmienność prądów wstępujących wystąpić może jedynie w dolnych partiach chmury. Jednak



Rys. 162. Rozkład średnich prędkości prądów wstępujących w chmurze zależnie od wysokości
a — w przypadku Cu hum i Cu med, b — w przypadku chmur Cu cong i Ch, c — poziom maksymalnych prędkości pionowych

wraz ze wzrostem wysokości fluktuacje te zanikają, rozkład prędkości jest bardziej równomierny i w środkowych partiach może dochodzić do 15 m/s. Przy dalszym rozwoju chmury, przekształcaniu się jej w Ch, omawiane fluktuacje giną, prędkości wzrastają do 20 m/s, a często i powyżej. Z tego co powiedziano wynika, że w miarę rozwoju chmury prądy wstępujące zmieniają się nie tylko ilościowo, ale i jakościowo.

Podczas przechodzenia bowiem Cu hum w Cu cong unoszenie się powietrza ku górze przyjmuje inną formę. W chmurach słabo rozbudowanych powietrze unosi się w postaci odizolowanych pęcherzy, a w silnie rozwiniętych chmurach konwekcyjnych — w postaci strug (kominów). W chmurze dochodzi do łączenia się drobnych pęcherzy w dobrze wykształcone strugi. Należy jeszcze dodać, że zaburzenia w pionowym rozkładzie prądów wstępujących w chmurze mogą być spowodowane zassaniem przez chmurę powietrza otaczającego (dokładniej przez komin wewnątrz chmury). Powietrze może być przy tym zassane z odległości kilku kilometrów od ściany chmury (Cu cong,

Średnie prędkości zassania powietrza przez chmurę (wg Szmetera)

TABLICA 30

Prędkość zassania w m/s	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6
Częstość w %	31	21	10	10	8	8	12



Cb). Średnie prędkości tego zassania mogą być rzędu kilku m/s (tabl. 30).

Masa powietrza zassana do wnętrza chmury Cb jest bardzo wielka. Jak wykazały badania, masa chmury podwaja się dzięki temu procesowi tak samo, jak w przypadku dalszego wypiętrzania chmury o 1,5–2,0 km.

Z chmurami konwekcyjnymi związane są także prądy opadające, które mogą występować tak wewnątrz samej chmury, jak i z boku. Dla przykładu przytoczono w tablicach 31 i 32 dane, jakie otrzymano w stanie Ohio (USA) w czasie badań rozwoju chmur burzowych.

Dane zawarte w tablicy 30 uzyskano z przebadania 747 prądów wewnątrz chmury. Z liczby tej 58% kominów chmurowych dało prędkości rzędu 6–7 m/s, a maksymalne ich prędkości przekraczały 25 m/s. Średni poprzeczny ich przekrój wynosił 1,5 km, a maksymalny 12,5 km. Stwierdzono także, iż w stadium rozwoju chmury cały jej obszar objęty jest prądami wstępującymi. W miarę zaś ustawiania jej rozwoju prądy te słabną, początkowo w dolnej części chmury, a następnie dopiero w wyższych par-

Częstość [%] prędkości prądów wstępujących w chmurach Cb na różnych wysokościach

TABLICA 31

Prędkość pionowa [m/s] \ Wysokość [m]	1500	3000	4500	6500	7500
0,0—3,0	16,6	12,9	8,7	14,7	3,7
3,1—6,0	75,0	41,6	38,0	34,5	24,6
6,1—9,0	8,4	22,2	23,8	28,0	30,2
9,1—12,0		20,4	21,0	11,4	22,6
12,1—15,0		2,9	4,7	4,8	7,5
15,1—18,0			2,9	6,6	5,7
18,0			0,9		5,7

tiach. Obserwujemy wówczas rozpadanie się chmury — przeważają w niej wówczas już prądy opadające. Prędkość ich jest przy tym mniejsza niż prędkość prądów wstępujących (tabl. 31). Z analizy uzyskanego materiału stwierdzono, że w 50% prądy opadające w Cb nie przekraczają 4–4,5 m/s. Maksymalna zaś prędkość, jaką udało się stwierdzić, wynosiła 24 m/s, poziome rozmiary tych prądów były rzędu 1200 m.

Jeszcze bardziej złożony charakter wykazują prądy pionowe w najbliższym sąsiedztwie silnie wypiętrzonych chmur kłębiastych. Na szczególną uwagę zasługują tu prądy opadające. Jednym z mechanizmów ich powstawania jest ochładzanie się powietrza wywołane parowaniem kropelek chmury z jej bocznych ścian. Jednak główną rolę odgrywają tu ruchy kompensacyjne (osiadanie kompensacyjne). Ich powstanie wywołane jest koniecznością

Częstość [%] prędkości prądów opadających w chmurach Cb na różnych wysokościach

TABLICA 32

Prędkość pionowa [m/s] \ Wysokość [m]	1500	3000	4500	6500	7500
0,0—3,0	50,0	26,6	20,9	19,2	9,1
3,1—6,0	41,6	30,6	46,6	42,4	36,4
6,1—9,0	8,4	32,6	16,2	34,6	22,8
9,1—12,0		8,2	9,4	3,8	13,6
12,1—15,0		2,0	4,6		9,1
15,0			2,5		9,1

uzupełnienia tej masy powietrza, jaka unoszona jest prądami pionowymi ku górze. Im intensywniejsze ruchy wstępujące, tym silniejsze są ruchy kompensacyjne w pobliżu chmury. Poprzeczny przekrój tych prądów jest 2–2,5 raza większy od przekroju chmury na tym samym poziomie.

Zagadnienie struktury prądów kompensacyjnych nie jest do tej pory całkowicie wyjaśnione. Stwierdzono jednak, że strefa ta jest rozwarstwiona pod względem termicznym tzn. że temperatura nie jest w nich jednakowa w przekroju pionowym.

Analizując to rozwarstwienie temperatur w niewielkiej odległości od chmury stwierdzono, że na wysokości $\frac{2}{3}$ pionowego zasięgu chmury ma miejsce „wypływanie” powietrza z chmury na zewnątrz. Na tej bowiem wysokości zaczyna się rozpyływanie wznoszonego powietrza na boki. Powietrze to po wydostaniu się na zewnątrz zaczyna opadać w dół i ogrzewać się adiabatycznie; na określonym poziomie może ono okazać się cieplejsze od otoczenia, dając początek słabym prądom wstępującym w pobliżu samej chmury. Prądy te nie muszą występować zawsze; w przypadku jednak gdy występują, są one ograniczone do wąskiej strefy położonej w pobliżu ściany chmury. Prądy te, choć słabe, mogą być wykorzystywane przez szybowników (stąd powiedzenie: „z boku chmury nosi”). Omawiane prądy, nazwane „wtórną cyrkulacją”, występują tylko w tym przypadku, gdy prędkość wiatru na poziomie ich występowania jest niewielka. Duże prędkości wiatru prowadzą do ich zaniku.

Jednym ze zjawisk związanych z wypiętrzonymi chmurami kłębiastymi jest turbulencja. Intensywność jej może się wahać w szerokich granicach. Latając w chmurach kłębiastych zetknąć się można w jednej i tej samej chmurze tak z drobnymi ruchami turbulencyjnymi o przekroju kilku metrów, jak i z bardzo silnymi o przekroju kilkudziesięciu, a nawet kilkuset metrów.

Ponieważ zjawisko turbulencji jest dla szybownika bardzo niebezpieczne, dlatego omówimy je tu nieco szerzej. Z turbulencją można się spotkać tak w samej chmurze, jak i poza jej obrębem.



TURBULENCJA WEWNĄTRZ CHMURY KŁĘBIASTEJ

Najintensywniejszą turbulencję w chmurze notuje się w czasie jej rozwoju. W silnie wypiętrzoną Cu cong i Cb wartości turbulencji wyrażone w jednostkach przyspieszenia ziemskiego dochodzą do 1,97 g, co odpowiada efektywnej prędkości 11 m/s. W słabo wypiętrzonych chmurach kłębiastych i zanikających Cu cong i Cb są one rzędu 0,5 g, co odpowiada efektywnej prędkości 4–5 m/s.

Struktura i przestrzenne rozmieszczenie stref turbulencji w wypiętrzonych chmurach kłębiastych nie są jeszcze dokładnie zbadane. Z dotychczasowych badań wynika, że najczęściej porywy turbulencyjne występują w pobliżu granicy prądów „uporządkowanych” (powyżej podstawy chmur) i prądów opadających. Stwierdzono również, że prędkość tych porywów rośnie wraz ze wzrostem prędkości prądów pionowych. Świadczy to o tym, że ruchy turbulencyjne czerpią swą energię kinetyczną z energii „podstawowego” prądu wstępującego lub też opadającego. Przekształceniu energii tego prądu w energię ruchu turbulencyjnego sprzyja znaczna chwiejność termiczna, tak charakterystyczna dla chmur kłębiastych.

Najintensywniejszą turbulencję notuje się zwykle w pobliżu centralnej części chmury, gdzie jak wiemy występują najsilniejsze prądy wstępujące. Tym samym więc ruchy turbulencyjne sięgają tak wysoko, jak wysoko sięgają prądy wstępujące — to znaczy aż do górnych części chmury.

TURBULENCJA Z BOKU CHMURY KŁĘBIASTEJ

Ogólnie można powiedzieć, że całkowita powierzchnia strefy objętej turbulencją jest około 2–3 razy większa od powierzchni chmury na tym samym poziomie, przy tym intensywność turbulencji zawsze maleje w miarę oddalania się od chmury. Na przykład, jak to wykazały badania nad izolowanym Cb inc, lekkie rzucanie daje się już odczuć około 15 km przed chmurą po jej stronie dowietrznej i 8–10 km po stronie zawietrznej. Intensywność tego rzucania jest rzędu 0,07–0,1 g.

W miarę zbliżania się do chmury turbulencja wzmaga się, lecz nie przekracza wartości $\pm 0,3$ – $0,4$ g. Z chwilą wejścia w chmurę natężenie turbulencji wzrasta raptownie dochodząc do $\pm 0,7$ – $0,8$ g. Z przeprowadzonych badań wynika także, iż silniejszą turbulencję obserwuje się w pobliżu Cb calv niż w pobliżu Cb inc.

TURBULENCJA NAD CHMURAMI KŁĘBIASTYMI

Natężenie turbulencji nad chmurami maleje wraz z wysokością. Na przykład jeżeli na wysokości 100 m nad chmurą 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 nią zależy od stadium rozwoju chmury. Nad rozwijającymi się chmurami strefa turbulencji obejmuje stosunkowo grubą warstwę powietrza, a intensywność turbulencji jest największa w stadium pełnego rozwoju chmury; w stadium zanikania grubość tej warstwy maleje. Tym samym więc najsilniejszej turbulencji nad chmurami należy oczekiwać nad Cb calv. Nad Cb inc będzie ona zawsze słabsza. Z zewnętrznego więc wyglądu chmury można sądzić o ewentualnym natężeniu turbulencji.

STRUKTURA CHMUR KŁĘBIASTYCH

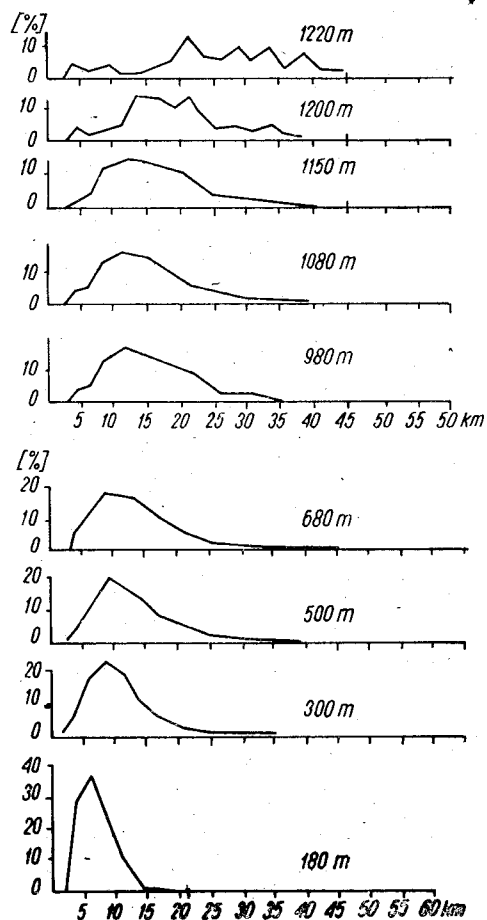
Mikrofotografie kropli wodnych, z których zbudowane są chmury, pozwoliły stwierdzić, że w pobliżu podstawy rozwijającej się chmury (w warstwie 50–100 m) są skupione przeważnie drobne kropelki o promieniu 10–13 μm . W miarę wzrostu wysokości promienie kropelek wzrastają i w warstwie 400–500 m powyżej podstawy chmur promienie ich wynoszą już 25–30 μm , a na poziomie 1000 m dochodzą one do 100 μm .

Na rysunku 163 widać, że w miarę wzrostu wysokości zmienia się kształt krzywej rozkładu kropli wodnych (widmo kropli). Dane przedstawione na rysunku pochodzą z badań przeprowadzonych w Związku Radzieckim w dniu 28 sierpnia 1947 r. przez Zajcewa. W chmurach Cu cong promienie kropli mogą osiągnąć wymiar 150–200 μm .

W rozwiniętej już chmurze konwekcyjnej można wyróżnić następujące trzy oddzielne strefy w zależności od tego, jaki proces odgrywa główną rolę w zmianie rozmiarów kropli wody (rys. 164):

- 1) strefa kondensacji (I i II) — obejmuje ona dolną część chmury; grubość tej warstwy wynosi 200–300 m, a przeważający rozmiar promieni kropli wody wynosi 15–20 μm ,
- 2) strefa koagulacji (III) — obejmuje ona całą wewnętrzną część chmury; w dolnej części tej strefy krople rosną jeszcze w większości przypadków drogą kondensacji, a jedynie największe z nich rosną w wyniku zlewania się poszczególnych



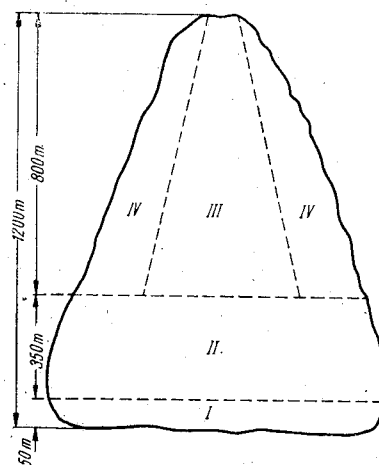


Rys. 163. Krzywa rozkładu częstości (%) średnic kropli w chmurach kłębiastych w zależności od wysokości

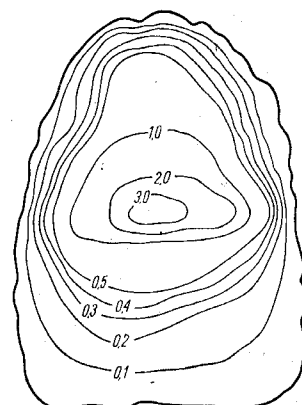
kropelek (koagulacja); powyżej 1000 m ponad podstawą chmury krople rosną głównie w wyniku koagulacji,

- 3) strefa parowania (IV) — jest to zewnętrzna strefa chmury, w której parowanie przeważa nad kondensacją i koagulacją, a rozmiary kropelek są bardzo małe; grubość tej warstwy wynosi 50—100 m.

Pomiary wodności chmur kłębiastych (tj. ilości wody w jednostce objętości) wykazały, że wodność ich początkowo rośnie wraz z wysokością, osiągając maksymalne wartości na poziomie połowy wysokości ich wypiętrzania. Następnie wraz ze wzrostem wysokości obserwuje się spadek wodności wywołany wyparowaniem kropelek wody. W przekroju poziomym obserwuje się



Rys. 164. Schemat rozkładu kropli w chmurze kłębiastej
I — strefa tworzenia się nowych kropli w wyniku kondensacji, II — strefa wzrostu kropli w wyniku kondensacji i koagulacji, III — obszar największych kropli powstających w wyniku koagulacji, IV — strefa wyparowywania kropli



Rys. 165. Wodność chmury kłębiastej [g/m³] (rozkład wodności z pomiaru dokonano przez Zajcewa 24.VII.1949)

wzrost wodności od peryferii chmury do jej środka (rys. 160). W dolnej części chmury wodność wynosi około 0,1 g/m³ i wzrasta w centralnej części do 3—4 g/m³.

Przyjrzyjmy się trochę bliżej mikrostrukturze chmur kłębiastych i kłębiastych deszczowych.

Cu hum. Jest to chmura zbudowana z drobnych kropelek wody. W dolnej części tej chmury, na poziomie około 150 m, promień kropelek wynosi 1—10 μm, wodność tej warstwy wynosi 0,11 g/cm³. 1 cm³ powietrza zawiera 500 kropelek. W następnej warstwie 150-metrowej krople zwiększają swe rozmiary do 20 μm. Wodność wzrasta do 0,19 g/cm³, liczba kropelek wynosi 250/cm³. Na wysokości 400 m nad podstawą chmury średnie wartości promienia kropelek wynoszą 5 μm, wodność 0,38 g/cm³, liczba kropelek rzędu 150/cm³. W zewnętrznych częściach chmury promień kropelek jest rzędu 5 μm, wodność 0,14 g/cm³, a liczba kropelek spada do 90/cm³.

Cu cong. Te chmury także zbudowane są z drobnych kropelek wody. U podstawy chmury promień kropelek dających maksymalny wkład w wodność chmury wynosi 25 μm. W warstwie 150—500 m promień ich wzrasta do 5 μm, w warstwie 800—1000-metrowej 6 μm, 1200—1800 10 μm. W dolnej 300—400-metrowej warstwie promienie kropelek nie przekraczają 15 μm, a wodność tej warstwy wynosi 0,14—0,32 g/cm³. Wodność chmury wzrasta wraz z wysokością i na poziomie 1000—1200 m osiąga

wartość maksymalną 1,65 g/m³. Liczba kropeł maleje z wysokością. Na wysokości 200—250 m nad podstawą chmury notuje się ich 350/cm³, na 1000 m — 120/cm³, na 1800 m — 50/cm³.

Cb. Chmura ta ma budowę mieszaną. Dolna jej część zbudowana jest z kropeł wody, a powyżej izotermi -15°C chmura ma już budowę krystaliczną. Rozmiar kropeł zależy od intensywności prądów wstępujących; im są one silniejsze, tym większe są krople, które mogą być unoszone tym prądem. W temperaturze niższej od -15° kryształki mają przeważnie kształt słupków, a przy wyższej temperaturze — kształt blaszek. Oprócz tych elementów w chmurze mogą wystąpić także śnieżynki, krupa i grad.

5.5

ZALEŻNOŚĆ KONWEKCJI OD CHARAKTERU PODŁOŻA

Prądy konwekcyjne wykazują ścisłą zależność od rzeźby terenu i właściwości fizycznych gleby. Zależność ta jest tak duża, że chcąc badać ten związek trzeba przyjąć pewne uogólnienia odnośnie charakteru podłoża. Każde, niewielkie nawet wzniesienie, większa wilgotność gleby czy też różnice w jej barwie mogą się przyczynić do przyspieszenia bądź opóźnienia rozwoju prądów konwekcyjnych.

Wpływ właściwości podłoża na omawiane prądy odbija się na poszczególnych ich parametrach, takich jak: pionowy zasięg, rozmiary, koncentracja (liczba prądów wstępujących przypadających na 1 km²), różnice temperatury między powietrzem wstępującym a opadającym.

Rozpatrzmy to zagadnienie w odniesieniu do obszarów charakteryzujących się różnymi warunkami fizyczno-geograficznymi. Zaczniemy od omówienia różnic między parametrami prądów konwekcyjnych rozwijających się nad lądem i powierzchniami wodnymi.

Główna różnica polega na tym, że prądy konwekcyjne nad lądem rozwijają się najintensywniej w porze dziennej (w południe), a nad zbiornikami wodnymi — w porze wieczornej i nocą. Jak wykazały badania przeprowadzone przez Wulfsona, prądy wstępujące, jakie rozwijają się nad powierzchniami wodnymi,

Rozmiary prądów wstępujących

TABLICA 33

Parametry konwekcji	Morze	Ląd	Jezioro	Ląd
Wysokość lotu [m]	100—1000	100—1000	20—300	20—300
Średnie rozmiary prądów konwekcyjnych [m]	53	48	58	52
Średnia koncentracja prądów	26	38	48	40

mają większe rozmiary niż analogiczne prądy powstające nad lądem stałym (tabl. 33).

Z tablicy 33 wynika, że średnie rozmiary prądów wstępujących nad zbiornikami wodnymi są większe niż rozmiary podobnych prądów nad lądami, ponieważ zbiornik wodny stanowiący jednolity pod względem fizycznym ośrodek, nagrzewa się w przeciwieństwie do lądu bardziej równomiernie, zaś ląd — zależnie od rodzaju gleby.

Niejednakowe nagrzanie się podłoża powoduje, że od jego powierzchni odrywają się co jakiś czas pęczery powietrza, które łącząc się dają w efekcie początek większym prądom wstępującym. Nad zbiornikami wodnymi, które nagrzewają się jednako na dużej przestrzeni, zjawisko to nie zachodzi tak intensywnie. Obserwuje się natomiast powstawanie większych prądów wstępujących, i to głównie wieczorem. Dowodem tego może być Cu cong, jaki powstaje często latem nad jez. Śniardwy. Prądy powstałe nad jeziorami, co jest bardzo charakterystyczne, sięgają mniejszych wysokości niż prądy konwekcyjne powstałe nad lądem.

Często obserwuje się, że w tym samym czasie gdy nad lądem prądy wstępujące osiągają poziom 1000—2000 m to nad powierzchnią wodną dochodzą one tylko do 500—700 m. Tym samym więc warstwa objęta ruchami konwekcyjnymi nad wodą jest znacznie mniejsza niż nad lądem; także i koncentracja prądów pionowych nad zbiornikami wodnymi jest mniejsza niż nad podłożem stałym lądowym. Jednak ogólna powierzchnia prądów wstępujących nad lądem jest większa niż nad powierzchniami wodnymi, ponieważ nad podłożem stałym prądy pionowe tworzą się częściej. Dlatego mimo ich mniejszych rozmiarów, wskutek większej częstości występowania ogólna ich powierzchnia jest większa. Stąd można wysnuć wniosek, że prądy konwekcyjne rozwijające się nad lądem obejmują nie tylko grubszą warstwę powietrza, lecz są także intensywniejsze od podobnych prądów rozwijających się nad zbiornikami wodnymi.

Należy tu jeszcze dodać, że chociaż ruchy konwekcyjne nad zbiornikami wodnymi rozwijają się przy całkowitym prawie braku różnic termicznych podłoża (jakim jest woda), to wszystkie różnice parametrów między nimi a analogicznymi parametrami prądów powstających nad lądem są tego samego rzędu, jak różnice między prądami wstępującymi przy różnym stopniu chwiejności atmosfery.

Można powiedzieć, że parametry prądów wstępujących nad wodą są podobne do parametrów prądów wstępujących nad lądem w godzinach porannych i wieczornych lub rozwijających się przy słabej chwiejności. Wspomniane podobieństwa świadczą o tym, że różnice między prądami konwekcyjnymi powstającymi nad lądem i wodą uwarunkowane są w głównej mierze



stopniem chwiejności atmosfery. Świadczy to o tym, że mechanizm powstawania i rozwoju tych prądów nad powierzchnią wody jest analogiczny jak nad lądem.

Z tego co powiedziano o prądach rozwijających się nad lądem i wodą wynika, że w okresie dnia istnieje zawsze większe prawdopodobieństwo prądów wstępujących nad lądem niż nad wodą. Pamiętać należy jednak, że przekroje poprzeczne tych prądów są mniejsze, ale ich częstość jest dość duża. Nad zbiornikami wodnymi przeważają w ciągu dnia prądy opadające. Nie znaczy to jednak, że nie spotyka się nad nimi prądów wstępujących — one mogą występować nawet w ciągu dnia, ale ich intensywność i zasięg pionowy są niewielkie.

Silne prądy wstępujące nad zbiornikami spotkać można najczęściej w godzinach wieczornych i nocnych. W godzinach porannych (latem!) gdy słońce zaczyna ogrzewać podłoże, intensywność prądów nad zbiornikiem wody powoli maleje — wzrasta natomiast stopniowo intensywność prądów konwekcyjnych nad lądem. W tym czasie bowiem ląd nagrzewa się intensywniej i szybciej niż woda, a od ogrzanego podłoża zaczynają się odrywać pojedyncze pęcherze ciepłego powietrza bądź też zaczynają unosić się drobne strugi ciepłego powietrza, które po połączeniu się ze sobą na wysokości 200—300 m tworzą komin termiczny.

Przeanalizujemy obecnie różnice między prądami konwekcyjnymi rozwijającymi się nad polami i lasami. Z dotychczasowych badań wynika, że rozmiary prądów konwekcyjnych nad lasem są mniejsze od tych, które rozwijają się nad polami. Różnice temperatury między powietrzem wznoszącym się a otaczającym są mniej więcej jednakowe nad obu obszarami, lecz nad polami występuje zwykle większa liczba niewielkich i słabo nagrzaných prądów.

Świadczy to o tym, że nad polami istnieją nieco gorsze warunki rozwoju konwekcji niż nad obszarami leśnymi; dlatego też koncentracja prądów wstępujących nad polami jest mniejsza niż nad obszarami zalesionymi. Trzeba tu także dodać, że nad polami i łąkami prądy konwekcyjne zanikają szybciej niż nad kompleksami leśnymi. Koncentracja prądów wstępujących nad omawianym obszarem, jak już powiedzieliśmy, jest większa niż nad polami; większa jest również nad lasem powierzchnia prądów wstępujących.

Różnice w parametrach prądów konwekcyjnych nad tak różnym pod względem właściwości fizycznych podłożem, jakim jest pole i las uwarunkowane są różnym stopniem chwiejności powietrza nad obu rodzajami podłoża; np. ruchy konwekcyjne rozwijające się nad lasem odpowiadają ruchom konwekcyjnym, jakie obserwujemy w warunkach większej chwiejności. Tutaj spotykamy się z pewnym pozornym paradoksem. Wiadomo bowiem, że pola oraz łąki nagrzewają się szybciej niż konary

drzew. Tym samym więc większej chwiejności należałoby oczekiwać nad polami, a nie nad lasami. Badania zaś udowodniły ostatnio wręcz coś przeciwnego. Można by więc zapytać — gdzie leży tego przyczyna? Odpowiedź jest krótka — w turbulencji.

Jak wiadomo, nad lasem, którego powierzchnia jest bardzo „chropowata”, rozwija się intensywna turbulencja, a ze wzrostem turbulencji zwiększa się wymieszanie powietrza, co powoduje, że nad lasem warstwa powietrza charakteryzująca się dużymi wartościami pionowego gradientu temperatury (tzw. gradientami nadadiabatycznymi) jest znacznie grubsza niż nad polem czy łąką. Jak wykazały badania, wzrost turbulencji dynamicznej wpływa na parametry prądów konwekcyjnych, podobnie jak wzmożenie chwiejności, a mianowicie prowadzi do zmniejszenia się rozmiarów prądów konwekcyjnych, zwiększenia się ich koncentracji, a przede wszystkim do zwiększenia grubości warstwy konwekcyjnej, tzn. warstwy objętej prądami konwekcyjnymi (tabl. 34).

Z tego co powiedzieliśmy o rozwoju konwekcji nad polem i lasem wynika, że nad polem obserwuje się większą ilość prądów

Parametry konwekcji nad polem i lasem
(wg Wullsona)

TABLICA 34

Parametry konwekcji	Pole	Las
Wysokość lotu. [m]	50—300	50—300
Średnie rozmiary prądów konwekcyjnych [m]	58	56
Średnia koncentracja prądów	58	100
Względna powierzchnia prądów konwekcyjnych [m ²]	0,39	0,43

konwekcyjnych, ale o mniejszych rozmiarach niż nad lasem i dlatego, gdy napotka się w czasie przelotu nad powierzchnią dużego lasu komin termiczny, należy raczej go wykorzystać, gdyż ze znalezieniem drugiego mogą być kłopoty.

Ruchy konwekcyjne rozwijające się w górach wykazują wiele różnic w porównaniu z podobnymi parametrami prądów rozwijających się nad polami i zbiornikami wodnymi. Wskutek wymuszonych ruchów na zboczach prądy konwekcyjne w górach osiągają znacznie wyższe bezwzględne wysokości niż podobne prądy rozwijające się w sąsiednich dolinach. Średnio nad górami sięgają one dwukrotnie wyżej niż nad dolinami, przy czym, co jest bardzo istotne, rozmiary prądów konwekcyjnych w górach są większe niż rozmiary prądów rozwijających się nad dolinami. Zjawisko to jest specyfiką gór i na pierwszy wzgląd przeczy temu wszystkiemu, co wiemy o warunkach rozwoju konwekcji. W górach prądy konwekcyjne w znacznej części powstają nad zboczami pokrytymi w dużym stopniu lasami, a w dolinach — nad polami i łąkami. Obecność lasu prowadzi do wzmożenia i tak już silnej turbulencji, a jak już wspomnie-



liśmy, wzrost turbulencji dynamicznej prowadzi do zmniejszenia rozmiarów prądów konwekcyjnych.

Wspomnieć należy tu także o tym, że w obszarach górskich prądy konwekcyjne nakładają się z ruchami wstępującymi cyrkulacji gór i dolin. Obecność tej cyrkulacji prowadzi do wzmożenia chwiejności atmosfery, prądy zaś zstępujące tej cyrkulacji przyczyniają się do zmniejszenia stopnia chwiejności atmosfery. Wzrost chwiejności sprzyja zmniejszeniu rozmiarów prądów konwekcyjnych. Tym samym więc należałoby oczekiwać, że nad doliną powinny rozwijać się silniejsze prądy konwekcyjne niż nad górami. Tymczasem badania wykazały, że istnieje odwrotna zależność, to znaczy, że w górach prądy konwekcyjne są większe niż nad doliną i znacznie większe niż nad równiną. Ponadto stwierdza się, że obecności dużych prądów konwekcyjnych w górach nie towarzyszy zmniejszenie ich koncentracji i względnej powierzchni, jak to ma miejsce nad obszarami pól i łąk.

Koncentracja prądów konwekcyjnych w górach jest podobna do koncentracji, jaką obserwuje się w dolinie. Dzięki temu względne powierzchnie prądów konwekcyjnych tak nad zboczami, jak i szczytami są większe niż nad dolinami. Pewną osobliwością prądów w górach jest to, że w porównaniu z podobnymi prą-

Parametry konwekcji nad zboczami gór i nad dolinami

TABLICA 35

Parametry konwekcji	Dolina	Góry
Średnie rozmiary prądów konwekcyjnych [m]	68	81
Średnia koncentracja prądów	31	33
Względna powierzchnia prądów wstępujących [m ²]	0,20	0,31

dami rozwijającymi się nad doliną są one nieco cieplejsze, co uwarunkowane jest silniejszym nagrzewaniem się zboczy gór niż dna doliny (tabl. 35).

Na zakończenie należy jeszcze dodać, że prądy konwekcyjne w górach wywołane są w głównej mierze obecnością znacznych kontrastów temperatury na niezbyt dużych odległościach; obok silnie nagrzanych części podłoża występują partie znacznie chłodniejsze znajdujące się w cieniu. Jak nam już wiadomo, kontrast termiczny podłoża jest najczęściej głównym czynnikiem wyzwalania prądów konwekcyjnych.

PRĄDY I CHMURY OROGRAFICZNE

6.1

RODZAJE PRĄDÓW OROGRAFICZNYCH

6.1.1

PRĄDY ZBOCZOWE

W przypadku gdy przemieszczające się masy powietrza napotkają na swej drodze przeszkody, np. łańcuch górski, są zmuszone do ich ominięcia bądź przez opłynięcie po bokach przeszkody, bądź też przez przepływ ponad nią. W obu przypadkach ruch mas powietrza zostaje poważnie zaburzony. Przeszkody powodują zmiany kierunku i prędkości wiatru, przyczyniając się do powstania wirów i zaburzeń w powietrzu oraz do wystąpienia składowych pionowych wiatru.

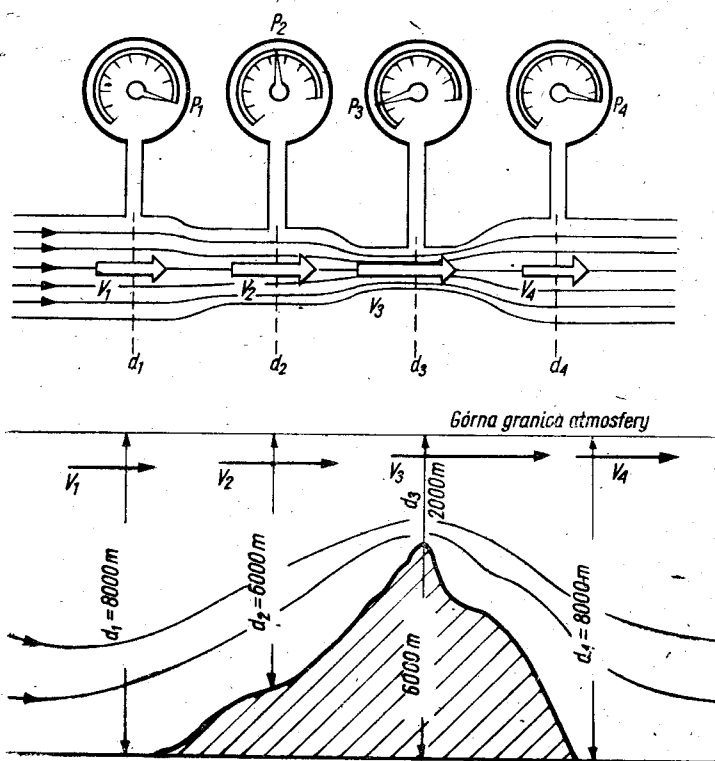
Wpływ przeszkody na przepływ powietrza zależy od rodzaju, wymiarów i kształtów przeszkody, od prędkości wiatru oraz od rodzaju równowagi powietrza.

Gdy przemieszczająca się masa powietrza spotka na swej drodze niewielką przeszkodę (wzniesienie), wówczas opływa ją, przy czym tylko niewielka część powietrza przepływa ponad tą przeszkodą. Obserwuje się przy tym pewien wzrost prędkości wiatru.

Przy większych poziomych rozmiarach przeszkody ominięcie jej jest utrudnione i powietrze zmuszone jest do przepłynięcia ponad nią. Podczas przepływania ponad przeszkodą powietrze ślizga się wzdłuż zboczy odchylając się ku górze. Podczas tego przepływu dochodzi do wzrostu prędkości wiatru wywołanego zmniejszeniem się pionowego przekroju przepływu o wysokość, jaką posiada przeszkoda. Na przykład, jeżeli początkowo powietrze przemieszczało się w warstwie sięgającej 8000 m, to natrafiając na przeszkodę wysokości 1000 m pionowy przekrój przepływu zmniejszy się do 7000 m. Ponieważ jednak w tym samym czasie musi przepłynąć ta sama ilość powietrza jak poprzednio, dlatego przepływ ten odbywać się musi szybciej (rys. 166). Prowadzi to w efekcie do wzrostu szybkości wiatru. W ten sposób dochodzi do powstania prądów zboczowych. Prądy te są tym silniejsze, im silniejszy jest wiatr i im bardziej spadziste są zbocza gór.

Wznoszenie się powietrza po stronie nawietrznej, zależnie od prędkości wiatru i nachylenia zboczy, sięga do pewnej wyso-



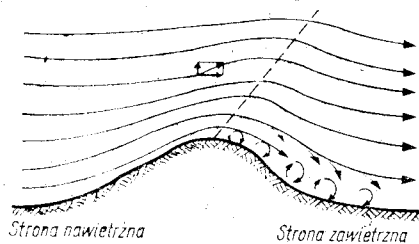


Rys. 166. Wzrost prędkości przepływu powietrza nad górami

kości i zaznacza się jeszcze ponad szczytami po stronie zawietrznej (rys. 167).

W warstwach dolnych dochodzi w tych warunkach do rozwoju wirów.

Prądy zboczowe występują najwyraźniej w tym przypadku, gdy łańcuch górski jest zorientowany prostopadłe do kierunku wiatru. Im kąt zawarty między łańcuchem górskim a kierunkiem wiatru jest mniejszy od 90° , tym słabsze są prądy zboczowe. Jeśli linia szczytów nie jest prosta, lecz wykazuje załamania,



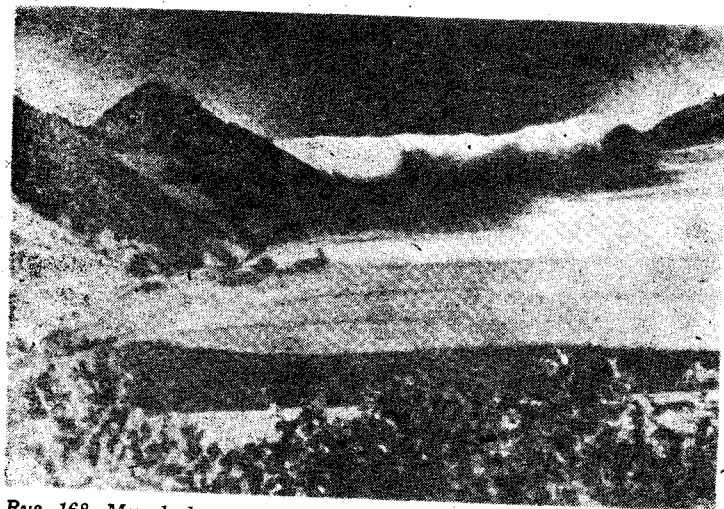
Rys. 167.
Prądy zboczowe

prądów wznoszących należy szukać w okolicy tych partii zboczy, które zorientowane są prostopadłe do kierunku wiatru. Po stronie zawietrznej zbocza występują prądy opadające i silna turbulencja, bardzo niebezpieczna dla szybowników.

Dotychczas omawialiśmy wpływ barier górskich na prądy zboczowe przy założeniu, że nie doprowadzają one do rozwoju zachmurzenia. Obecnie zaś omówimy wpływ łańcuchów górskich na rozwój chmur.

W przypadku gdy powietrze zmuszone do przepłynięcia ponad łańcuchami górskimi jest wilgotne i w czasie unoszenia się osiągnie poziom kondensacji, wówczas nad linią grzbietów dochodzi do rozwoju chmur, zwanych chmurami orograficznymi. Jedną z odmian zachmurzenia orograficznego jest „mur halny” związany z wiatrem halnym.

Podczas przewalania się powietrza przez barierę górską, po stronie nawietrznej powietrze unosi się adiabatycznie ku górze i jeśli nie jest nasycone parą wodną, to temperatura jego spada o 1°C na 100 m, a wilgotność względna wzrasta. Proces ten trwa do momentu, aż wznoszące się powietrze osiągnie poziom



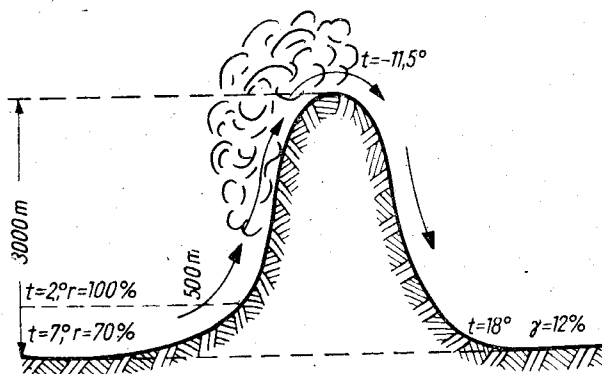
Rys. 168. Mur halny

kondensacji. Powyżej tego poziomu, przy dalszym wznoszeniu się powietrza jego temperatura zaczyna wolniej spadać — o $0,5 - 0,6^\circ\text{C}$ na 100 m na skutek wydzielania się ciepła utajonego parowania. Proces kondensacji prowadzi w efekcie do wypadania opadu po stronie nawietrznej. W rezultacie powietrze opadające wzdłuż zboczy zawietrznych zawiera mało wilgoci.

Rozpatrzmy to zjawisko na przykładzie (rys. 169). Załóżmy, że u podnóża gór, których wysokość sięga 3000 m, temperatura powietrza wynosi 10°C .



wietrza wynosi 7°C , a wilgotność względna 70% . Dzięki sile gradientu barycznego napływające powietrze musi przewalać się przez napotkany łańcuch górski. Zaczyna się więc ono wślizgiwać wzdłuż zboczy ku górze i na pewnej wysokości, np. 500 m osiąga poziom kondensacji. Do tej wysokości temperatura spa-



Rys. 169. Schemat powstawania wiatru halnego

da o $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ i na poziomie kondensacji wynosi 2°C , a wilgotność względna wzrośnie do 100% . Podczas dalszego wznoszenia się powietrze będzie ochładzać się wolniej, około $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Dzięki temu na szczycie omawianej bariery górskiej temperatura wyniesie $-11,5^{\circ}\text{C}$, a wilgotność względna — 100% . Nadmiar skondensowanej pary wodnej wydzieli się po stronie nawietrznej w postaci opadu.

Po przewaleniu się przez łańcuch górski opadające, nienasycone już powietrze, będzie podlegało adiabatycznemu ogrzaniu na skutek sprężania o $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Po opadnięciu do podnóża gór temperatura jego wzrośnie do $18,5^{\circ}\text{C}$, a wilgotność względna spadnie do 12% , co spowoduje wyparowanie chmury.

Obserwując to zjawisko odnosimy wrażenie, że chmura stoi w miejscu.

6.1.2

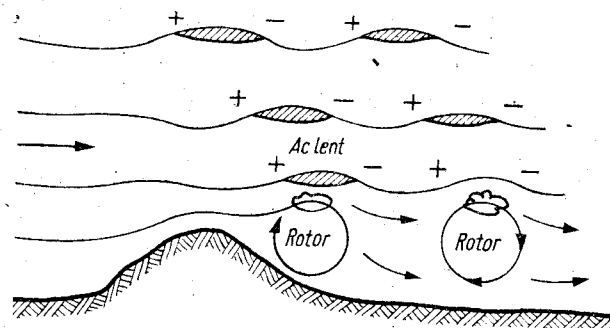
PRĄDY FALOWE

Powstawanie ruchów falowych. Ruch falowy może się rozwijać jedynie na granicy dwóch ośrodków, a nigdy wewnątrz jednego. Klasycznym przykładem ruchu falowego są fale powstające na powierzchni wody, czyli na granicy między ośrodkiem ciekłym (woda) i gazowym (powietrze).

W atmosferze zaś do zafalowania może dojść na granicy mas powietrza o różnej temperaturze, a więc i o różnej gęstości.

Ponieważ woda jest 755 razy cięższa od powietrza, fale powstające na granicy woda—powietrze są stosunkowo krótkie. Fale powstające na granicy dwóch rodzajów powietrza niewiele różniących się od siebie gęstością, są falami, których długość waha się od kilkuset metrów do kilkudziesięciu kilometrów.

Powstawanie fal orograficznych (stacjonarnych). Załóżmy, że powietrze przepływa z dostateczną prędkością nad jakimś wzniesieniem. Wzrost prędkości wiatru w dolnej warstwie powietrza w chwili przepływania nad wzniesieniem wywołuje spadek ciśnienia statycznego (prawo Bernoulliego) i tym samym zmniejszenie się pionowego spadku ciśnienia, który nie będzie już równoważył siły przyciągania ziemskiego. Wskutek tego nastę-



Rys. 170. Rozwój stacjonarnych ruchów falowych i rotorowych wymuszonych rzeźbą terenu

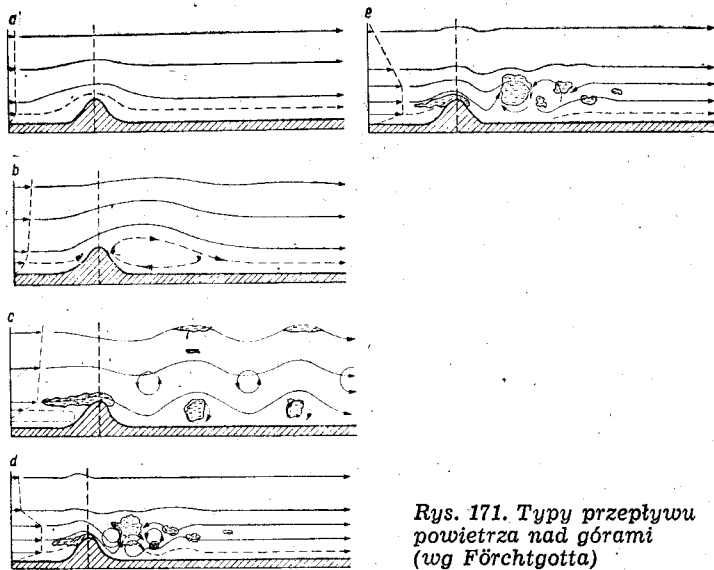
puje zassanie powietrza ku zboczu. W przypadku występowania w powietrzu równowagi stałej — następuje zafalowanie (rys. 170).

Ruchy falowe wywołane przez łańcuchy górskie mogą być bardzo różnorodne, zależnie od pionowego profilu wiatru. Zagadnieniu temu dużo uwagi poświęcił meteorolog czeski J. Förchtgott. Analizując różne kombinacje wiatru i wysokości przeszkód wyróżnił on pięć typów przepływu (rys. 171).

1. Przepływ laminarny (rys. 171a) obserwuje się zwykle przy słabych wiatrach. Linie prądów powtarzają przy tym dokładnie rzeźbę gór. Amplituda zaburzenia zanika stosunkowo szybko wraz z wysokością. Za łańcuchem górskim nie obserwuje się żadnych zawirowań. Ruchy występujące są bardzo słabe i występują tylko w bezpośredniej bliskości przeszkody. W czasie występowania przepływu prędkość wiatru prawie nie zmienia się z wysokością.

2. Przepływ wirowy (rys. 171b). W przypadku występowania przepływu wirowego prędkość wiatru jest umiarkowana. Po stronie nawietrznej tworzy się wir stacjonarny o osi poziomej. Wir ten oddziałuje na przemieszczające się powietrze jak przeszkoda, znajdują więcej na





Rys. 171. Typy przepływu powietrza nad górami (wg Föhrchtgotta)

szkoda — zmienia on jakby rzeczywisty kształt gór. W dolnych warstwach powietrza, objętych cyrkulacją wirową ruch odbywa się w kierunku przeciwnym do tego, jaki istnieje w warstwach wyższych. Amplituda poszczególnych fal maleje wraz z wysokością. Podczas występowania tego typu przepływu prędkość wiatru, wzrasta stopniowo wraz z wysokością.

3. Przepływ falowy (rys. 171c). Gdy prędkość wiatru wzrasta bardzo szybko wraz z wysokością, wówczas stacjonarny wir po stronie zawietrznej ulega rozbiciu na kilka mniejszych, odrębnych wirów. Cechą charakterystyczną tego przepływu jest to, że w atmosferze występują dwa poziomy wirowe. W wirach dolnego poziomu cyrkulacja odbywa się zgodnie z ruchem wskazówek zegara, a w wirach górnego poziomu — w kierunku przeciwnym. Każdy z tych wirów działa na prąd powietrza jak przeszkoda gazowa. Prowadzi to do powstania po stronie zawietrznej całego systemu zafalowań. W miarę oddalania się od przeszkody amplitudy fal maleją. W pobliżu wirów ruch powietrza jest bardzo turbulencyjny, towarzyszą im bowiem dobrze rozwinięte prądy pionowe, które w przypadku odpowiedniej wilgotności prowadzą do powstania tzw. chmur rotorowych (Cu rot). Chmury te są krótkotrwale, wraz z osłabieniem przepływu falowego giną, a wraz ze wzmożeniem się przepływu — tworzą się od nowa. Chmury rotorowe powstające w dolnej warstwie występują zawsze na poziomie zbliżonym do wysokości łańcucha górskiego, przy czym występują w mniej więcej jednakowych odległościach od siebie. Wiry drugiego poziomu są mniej intensywne i nie zaznaczają się obecnością chmur Cu rot, wystę-

pują w dolinach fali górskiej, podczas gdy wiry dolnego poziomu występują w grzbietach tych fal.

4. Przepływ rotorowy (rys. 171d). Przy tym typie przepływu obserwuje się bardzo silne wiatry w warstwie powietrza odpowiadającej wysokości samych gór. Powyżej szczytów górskich prędkość wiatru silnie maleje. Występują tu również dwa poziomy wirowe, przy czym intensywność ich wzrasta, a odległość między nimi maleje. System zafalowań nad nimi zanika, a sam przepływ staje się bardziej turbulencyjny. Szczególnie silna turbulencja występuje na poziomie $\frac{2}{3}$ wysokości przeszkody.

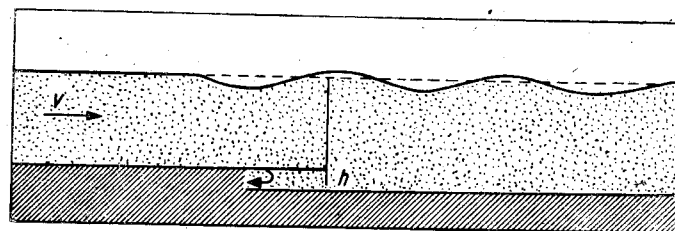
5. Przepływ rotorowy (rys. 171e). Dalszy wzrost prędkości wiatru zasadniczego obrazu przepływu nie zmienia, wzrasta jedynie intensywność rotorów i tylko nieco układ chmur.

6.1.3

TEORIA FALI GÓRSKIEJ

Zjawiska związane z oddziaływaniem gór na prądy powietrza można podzielić na dwie grupy. Do jednej grupy zalicza się wiatry lokalne wywołane różnicami termicznymi zboczy i samą obecnością gór. Tego typu wiatry mają niewielki pionowy zasięg i obejmują swym wpływem tylko przyziemną warstwę powietrza. Do drugiej grupy zalicza się zaburzenia wywołane nierównościami powierzchni ziemi i związane z ogólnym polem barycznym. Tego rodzaju zaburzenia sięgają bardzo wysoko i często dochodzą do tropopauzy.

Kto obserwował ruch wody w strumyku o nierównym dnie, zauważył na pewno, że poniżej miejsca występowania nierów-



Rys. 172. Zaburzenie falowe na powierzchni wody przez lokalne zwiększenie głębokości koryta

ności dna ruch wody ma charakter falowy (rys. 172). Z podobnym zjawiskiem spotykamy się również i w atmosferze podczas przewalania się powietrza przez łańcuch górski.

Podczas zafalowania powietrza nad łańcuchem górskim bardzo ważną rolę odgrywa stratyfikacja powietrza (czyli rozkład tem-

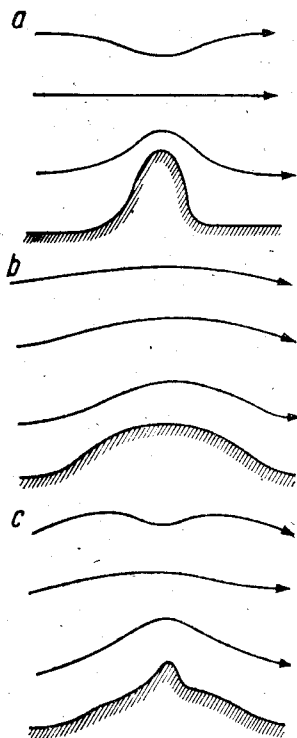
znajdź więcej na

nakolannik.pl

baza wiedzy pilota

peratury w atmosferze) i prędkość wiatru. Gdy powietrze ma równowagę chwiejną i wznosi się wzdłuż zboczy, to będzie się ono tak długo wznosiło, jak długo trwać będzie impuls zmuszający je do tego ruchu. Z chwilą ustania tego impulsu temperatura cząsteczki wznoszącego się powietrza ochładzając się adiabaticznie zrówna się z temperaturą otoczenia i tym samym siła wznosząca będzie równa zeru. W takim wypadku nie występuje siła, która zmusiłaby daną cząsteczkę do powrotu do pierwotnego położenia i dlatego przy równowadze chwiejnej nie obserwuje się ruchów falowych.

W przypadku zaś, gdy powietrze ma równowagę stałą i jakiś impuls wyprowadzi je z położenia pierwotnego, to cząsteczka powietrza będzie się starała wrócić do tego położenia. Osiągając swój poziom wyjściowy będzie ona poruszała się jeszcze przez pewien czas ruchem inercyjnym. Przy przechodzeniu cząsteczki przez poziom pierwotnego położenia (przy opadaniu) powstaje siła, która zawsze będzie starała się doprowadzić daną cząsteczkę do jej pierwotnego położenia. Dzięki temu ruch cząsteczki będzie ruchem okresowym. Wskutek siły tarcia ruch ten stopniowo będzie malał i na pewnej odległości od gór zaniknie zupełnie.



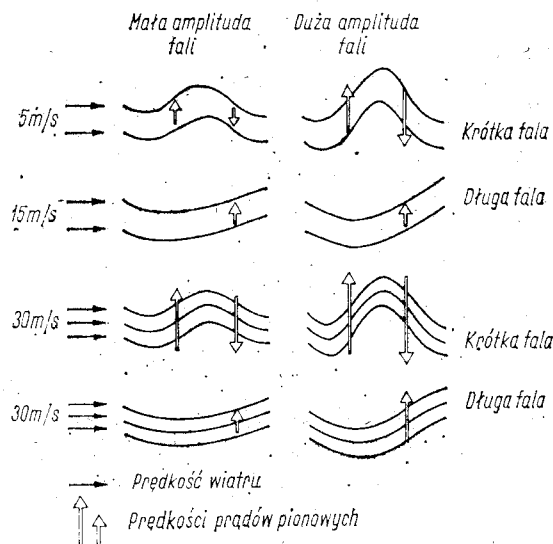
Rys. 173. Schemat przemieszczania się ku górze zaburzenia linii prądów wywołanych obecnością grzbietu górskiego w przypadku:
a — wąskiego łańcucha górskiego,
b — szerokiego łańcucha górskiego,
c — szerokiego łańcucha górskiego z ostrą granicą

W procesie powstawania fal w atmosferze niepoślednią rolę odgrywają także siły nazywane siłami geostroficznymi. Dla przykładu rozpatrzmy strumień powietrza znajdujący się w tak zwanej równowadze geostroficznej. W przypadku prądu geostroficznego pionowa składowa gradientu ciśnienia jest zrównoważona poziomą składową siły odchylającej obrotu ziemskiego. Jeżeli taki prąd zostanie zmuszony do przepłynięcia nad barierą górską, to siły te starać się będą, aby powrócił on do poprzednich warunków kinematycznych.

Na rysunku 173 przedstawiono schematycznie zaburzony przez góry prąd powietrza w troposferze. Bezpośrednio nad szczytem góry zalega wał fenowy, a po stronie zawietrznej, w dolnych warstwach powietrza — tzw. chmury rotorowe, nad nimi zaś typowe chmury falowe — *Alto cumulus lenticularis* (*Ac lent*), o charakterystycznym soczewkowatym wyglądzie. Przewalający się przez łańcuch górski prąd powietrza podzielić można na trzy części składowe:

- 1) strefę niezaburzonego jeszcze prądu powietrza (po stronie dowietrznej),
- 2) strefę prądu powietrza, w której linie prądów powietrza powtarzają jakby rzeźbę terenu (strefa przylega bezpośrednio do zboczy),
- 3) strefę występowania fal na stronie zawietrznej.

Fale orograficzne mają swoje charakterystyki, a mianowicie długość i amplitudę.



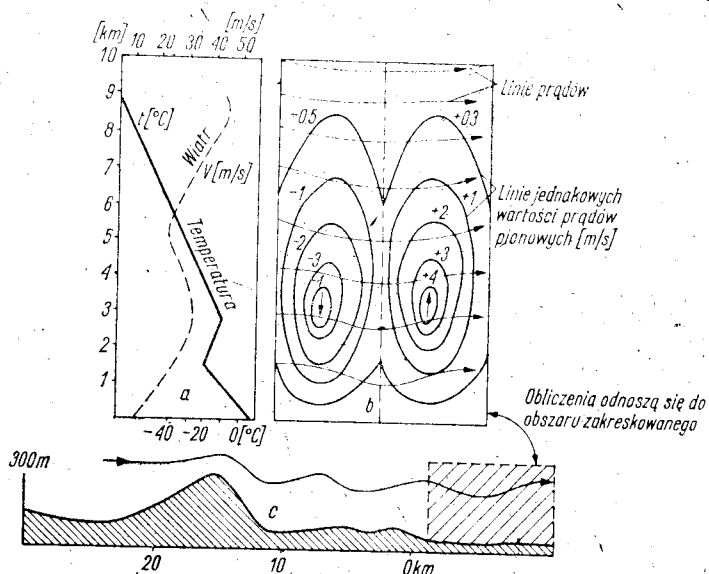
Rys. 174. Prądy pionowe fal orograficznej w zależności od długości fal i prędkości wiatru



Długością fali nazywamy odległość między dwoma sąsiednimi grzbietami lub dolinami fali. Amplituda fali charakteryzuje największe odchylenie w kierunku pionowym od linii prądu przed jego zaburzeniem przez góry. W miarę wzrostu odległości od bariery górskiej fale stają się coraz słabsze i stopniowo zanikają. Prędkość ich zanikania zależy od kształtu gór. Wielkość amplitudy fali zmienia się wraz ze wzrostem wysokości — im wyżej, tym amplituda jest mniejsza. Amplituda fali, podobnie jak i jej długość, uzależnione są także i od prędkości wiatru. Schematycznie przedstawiono to na rysunku 174. Wynika z niego, że prądy wstępujące i opadające uzależnione są od:

- 1) dużej amplitudy; im większa jest amplituda, tym większy jest pionowy zasięg falowania,
- 2) małej długości fali; im krótsza jest długość fali, tym bardziej stromo wznosi się i opada powietrze,
- 3) silnego wiatru; im silniejszy jest wiatr, tym szybciej powietrze musi się przewalać przez barierę górską.

Pionowy przekrój przez prądy wstępujące i zstępujące jakie obserwuje się podczas występowania fali, przedstawiono na ry-



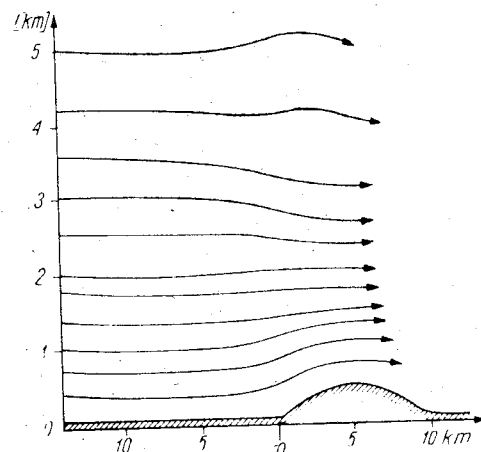
Rys. 175. Rozkład prądów pionowych fali górskiej wg Wallingtona

sunku 175 (wg Wallingtona). Rozkład taki uzyskano podczas występowania fali orograficznej w Szkocji w Sidlow Hilss. Taki elipsoidalny rozkład prądów pionowych fali jest typowy dla tego zjawiska.

Powiedzieliśmy poprzednio, że w prądzie powietrza przepływającym przez barierę górską powstają zafalowania, którym towa-

rzyszą obszary z prądami wstępującymi i obszary z prądami zstępującymi. W niektórych z tych obszarów prąd powietrza powtarza jakby rzeźbę powierzchni ziemi. Taką strefę nazwano strefą prądów bezpośrednich (prostych). Istnieją także i takie obszary, na których prąd powietrza nie powtarza rzeźby terenu i ma pionowe przesunięcie odwrotnego znaku.

Na rysunku 176 przedstawiono schematycznie prądy powietrza nad wyżyną (wg Dorodincyna). Na stronie dółwierznej wyżyny powietrze wznosi się ku górze i tam obserwujemy prądy wstę-

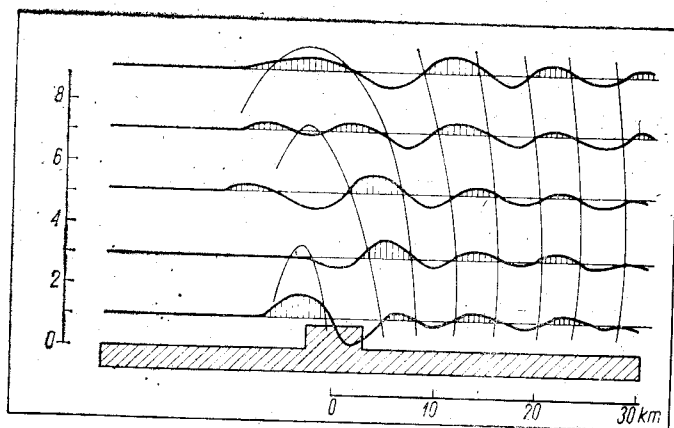


Rys. 176. Ruchy wymuszone nad górą wg Dorodincyna

pujące. Prądy te zaznaczają się do wysokości 2 km i począwszy od tego poziomu prądy wznoszącego się powietrza zanikają. Na tej też wysokości występuje tak zwana powierzchnia węzłowa (węzeł w przypadku fali stojącej nazwano punkt, w którym amplituda wahań równa jest zero, tzn. że wahania tam nie zachodzą). Powyżej tej powierzchni występują prądy zstępujące.

Na rysunku 177 przedstawiono schemat opływania gór przez powietrze podany przez Lyre. Wyszedł on z założenia, że w przypadku gdy płynący poziomo „niezaburzony” prąd powietrza natknie się na przeszkodę w postaci bariery górskiej, wówczas dolne linie prądów muszą się dopasować do rzeźby podłoża. Pociąga to jednak zaburzenie także i wyższych warstw. Powietrze traktował on jako gaz ściśliwy, przyjmując zarazem spadek temperatury wraz z wysokością uwzględniając również zmiany adiabatyczne zachodzące podczas przemieszczania się powietrza ku górze. Przyjął on stałą prędkość przepływu (wiatru) w całej masie powietrza.

Prowadząc analizę uzyskanego w ten sposób obrazu określił on przebieg zmian prędkości pionowej cząstek powietrza na różnych wysokościach w zależności od położenia względem prze-

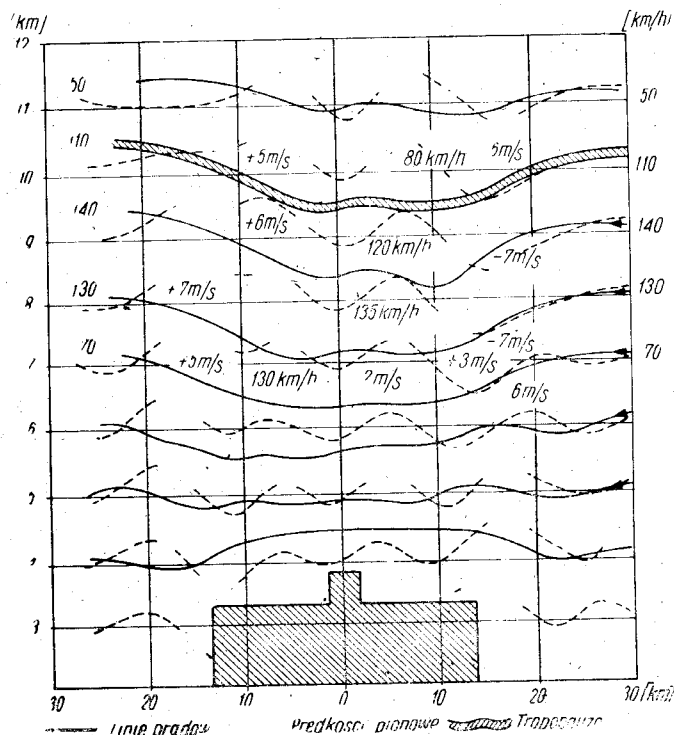


Rys. 177. Analityczny wykres prędkości pionowych przy optywie falowym wg Lyry

szkody. Grzbiety i doliny linii falowych ilustrują wielkość składowej pionowej prędkości cząsteczki powietrza w danym punkcie. Pola zakreskowane oznaczają wznoszenia. Punkty węzłowe odgradzają obszary prądów wstępujących od obszarów prądów zstępujących. Cienkie linie łączące punkty węzłowe na różnych poziomach wyznaczają granicę obszarów wznoszenia i opadania. Dla przyjętych przez Lyrę warunków wzniesienia w obszarze pierwszym (patrząc od przeszkody) wzrastają stopniowo wraz z wysokością osiągając maksimum na poziomie 4000 m. W drugim obszarze wznoszenia osiągają swe maksimum na poziomie 8000 m, a w dalszych obszarach jeszcze wyżej. Przyglądając się modelowi Lyry widać, że wszystkie obszary wznoszeń mają pewne nachylenie ku przodowi (pod wiatr). Najwyraźniej zaznacza się to na dużych wysokościach.

Odnosnie założeń należy jeszcze dodać, że do powstania fali konieczne są duże prędkości wiatru rzędu 10 m/s przy powierzchni ziemi, 20 m/s na wysokości 2000 m i 30 m/s na wysokości 4000 m. Poza tym w powietrzu powinna panować równowaga stała ($\gamma < 1^\circ\text{C}$). Ostatni warunek mówi o tym, że najbardziej sprzyjającą porą roku dla wystąpienia fali jest chłodna pora roku, od października po marzec. W porze letniej fala może również wystąpić, ale na znacznie wyższym poziomie.

Meteorolog niemiecki Staffin wykonał modelowe badanie nad rozwojem fali górskiej dla łańcucha alpejskiego Hohe Tauern, przyjmując założenia Lyry. Uzyskane przez Staffina wyniki są przedstawione na rysunku 178. Wartości podane w km/h oznaczają prędkość przepływu powietrza na różnych wysokościach, a wartości wyrażone w m/s dotyczą wielkości prądów falowych. Z rysunku widać, że w miejscu największych wzniesień łańcucha górskiego prędkości są znacznie większe od tych, jakie



Rys. 178. Przepływ falowy nad łańcuchem Hohe Tauern w Alpach, obliczony przez Staffin wg wzoru Lyry

występują na tym samym poziomie przed przeszkodą górska, tzn. przed zaburzeniem przepływu.

Scoorer w swych rozważaniach poszedł inną drogą. Wyszedł on z założenia, że w przypadku gdy dojdzie nagle do zwięzienia lub rozszerzenia przekroju przepływu, wówczas musi dojść do zmiany prędkości poziomej; obserwujemy wtedy albo jej wzrost, albo spadek. W przypadku rozszerzenia się przekroju występują ruchy zstępujące, które sięgają do określonej wysokości. Jednak nad obszarem ruchów zstępujących powinny istnieć ruchy powietrza skierowane odwrotnie — ku górze, gdyż dzięki tarcu warstwy powietrza muszą się w czasie spadku poziomej prędkości w jakiś sposób spiętrzyć. Schematycznie przedstawiono to na rysunku 179.

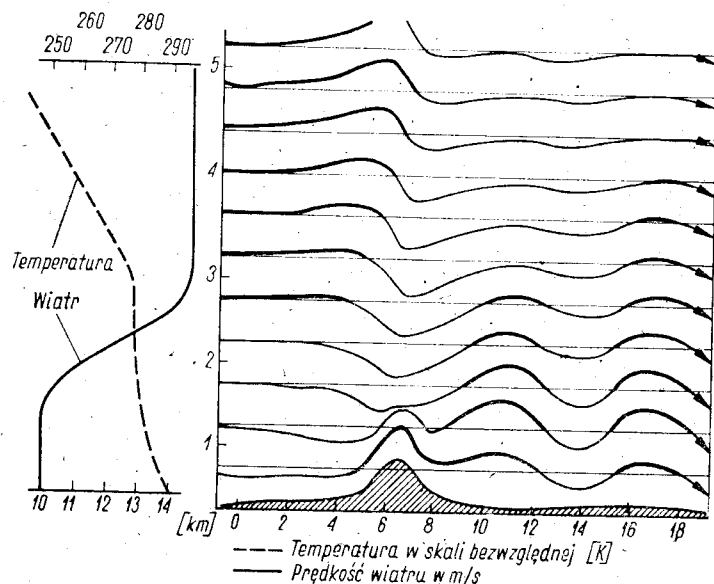
Znaczny wkład w badania fali orograficznej włożył Scoorer, który drogą teoretycznych rozważań doszedł do wniosku, że prąd powietrza nad obszarem górskim zależy od wartości parametru:

$$I^2 = \frac{g}{u^2} \frac{\gamma_a - \gamma}{T} - \frac{1}{u} \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$



gdzie:

- g — przyspieszenie ziemskie,
- u — prędkość wiatru,
- γ — gradient temperatury,
- γ_a — gradient adiabatyczny,
- T — temperatura w skali bezwzględnej,
- przyrost prędkości wiatru na określonej wysokości.



Rys. 179. Ruchy wymuszone nad łańcuchem górskim wg Scoorera

--- temperatura w skali bezwzględnej [K],
— prędkości wiatru w m/s

Do chwili obecnej nie poznano jeszcze, jaki wkład w rozwój fali wnosi wartość $\frac{1}{u} \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$ charakteryzująca pionowy rozkład wiatru. W praktycznych jednak badaniach wystarcza wzór uproszczony:

$$l^2 \approx \frac{g}{u} \frac{\gamma_a - \gamma}{T}$$

Jeżeli parametr Scoorera l^2 maleje z wysokością, to w powietrzu występuje zafalowanie; w przypadku zaś gdy parametr ten wzrasta z wysokością, wówczas nie należy oczekiwać wystąpienia fali orograficznej.

Z ostatniego wzoru wynika również, że do wystąpienia warunków sprzyjających zafalowaniu w jakiejś cienkiej warstwie konieczne jest, aby w warstwie znacznie grubszej, w której zalega nasza warstwa, były spełnione następujące warunki:

- wzrost prędkości wiatru z wysokością,
- zmniejszanie się stałości równowagi z wysokością.

Oznacza to, że poniżej rozpatrywanej warstwy powinna występować silnie zaznaczona warstwa hamująca (inwersja). Oprócz tego konieczne jest, aby kierunek wiatru nie zmieniał się wraz z wysokością. Fale orograficzne mogą powstać również w przypadku braku warstwy hamującej, jednak konieczny jest wówczas silny wzrost prędkości wiatru wraz z wysokością, który spełnia wówczas rolę inwersji przy powstawaniu fali. Gdy w atmosferze występuje inwersja, wówczas obecność fali zdradza na jest przez chmurę falową.

Corby wiąże maksymalną amplitudę fali z obecnością inwersji, przy czym maksymalną amplitudę stwierdza się w warstwie inwersyjnej. Powyżej tej warstwy amplituda fali maleje.

Zgodnie z badaniami Scoorera długość fali zamyka się między maksymalnymi i minimalnymi wartościami ułamka $\frac{2\pi}{l}$, przy czym zgodnie ze wzorem na parametr l^2 podanym przez Scoorera:

$$l = \frac{1}{u} \sqrt{\frac{\gamma_a - \gamma}{T}}$$

czyli wielkość l jest wprost proporcjonalna do pierwiastka kwadratowego równowagi stałej i odwrotnie proporcjonalna do prędkości wiatru. Z tego powodu większa długość fal wystąpić powinna przy dużych prędkościach wiatru i słabo zaznaczonej równowadze stałej. W przypadku zaś słabych wiatrów i silnie zaznaczonej równowadze stałej fale są krótkie.

Z wzoru wynika jeszcze jedno ważne stwierdzenie. Mianowicie — wartość parametru l zależy bardziej od prędkości wiatru niż od równowagi stałej, czyli że długość fali górskiej zależy bardziej od zmiany prędkości wiatru niż od wartości pionowego gradientu temperatury. Dalsze badania wykazały, że jeżeli zmniejszenie się parametru l^2 uwarunkowane jest głównie osłabieniem równowagi stałej, to amplituda fali będzie większa niż w przypadku gdy zmniejszenie się parametru l^2 uwarunkowane jest skutkiem wzrostu prędkości wiatru.

Na rysunku 180 pokazano, jak bardzo długość fali zależy od prędkości wiatru. Empirycznie długość fali można obliczyć ze wzoru:

$$L = 6,3V \sqrt{\frac{273+t}{10(1-\partial t/\partial z)}}$$

gdzie:

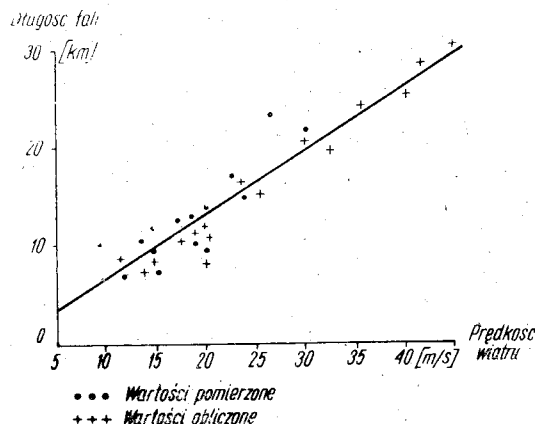
- V — prędkość wiatru w m/s,
- t — temperatura,
- $\partial t/\partial z$ — pionowy gradient temperatury przy $z = 100$ m,



lub

$$L = 0,6V - 3$$

Za pomocą tego wzoru obliczamy tzw. naturalną długość fali, która zależy od charakteru prądu powietrza. Oprócz naturalnej długości fali wyróżnia się tzw. wymuszoną długość fali, która zależy od szerokości opływającego łańcucha górskiego. Zwykle



Rys. 180. Zależność długości fali od prędkości wiatru
.... wartości obliczone, ++++ wartości pomierzone

zakłada się, że szerokość przeszkody górskiej wynosi $\frac{1}{2}$ długości fali. Idealna wprost zależność długości fali od prędkości wiatru wskazuje na zgodność warunków prowadzących do naturalnego i wymuszonego zafalowania. To samo można ująć w sposób następujący: prądy falowe występują tylko w tych górach, w których wahania naturalne i wymuszone znajdują się w rezonansie. W ten sposób wytłumaczyć można często obserwowane zjawisko, że w górach tylko wystające grzbiety wywołują zafalowanie.

Przyglądając się rysunkowi 180 można stwierdzić, że długość fali rośnie liniowo ze wzrostem prędkości wiatru, np. prędkości wiatru rzędu 5 m/s odpowiada fala o długości 4 km, prędkości 25 m/s — fala długości 16 km i prędkości 40 m/s — fala o długości 26 km.

Dużą zależność od prędkości wiatru wykazuje także amplituda fali, od której z kolei zależy prędkość prądów pionowych. Amplitudę fali można obliczyć stosując wzór:

$$A = \frac{V_z \cdot L}{2\pi \cdot V_h}$$

gdzie:

L — długość fali,

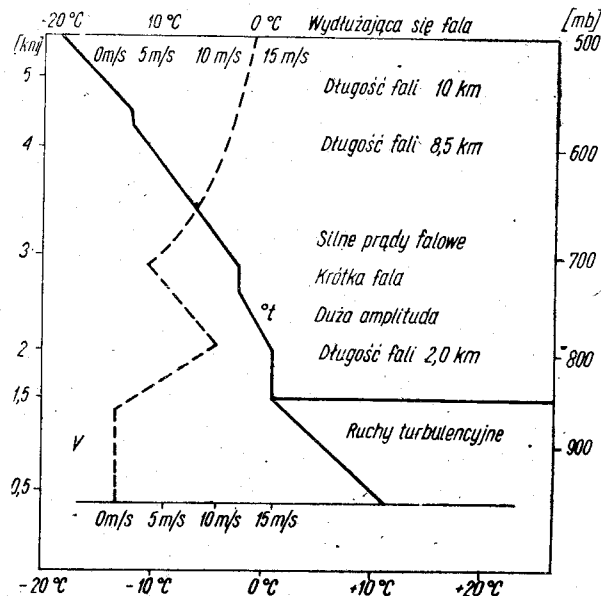
V_h — prędkość pozioma (wiatr),

V_z — prędkość pionowa ruchów falowych.

Wraz ze wzrostem amplitud wzrastają także prędkości prądów pionowych. Podobnie jak długość fali, także i jej amplituda zależy od kształtu bariery górskiej, jej szerokości i wysokości.

Z dotychczasowych badań wynika, że w większości przypadków prądy falowe nadające się do wykorzystania przez szybowników ograniczone są przeważnie do troposfery i tylko rzadko sięgają one do stratosfery. W górnej troposferze i dolnej stratosferze przeważają długie fale o małej amplitudzie, z którymi związane są słabe prądy falowe. Najbardziej skuteczne krótkie fale o maksymalnej amplitudzie i maksymalnych prędkościach występują przeważnie w dolnej i średniej troposferze.

Przejsie od krótkich do długich fal wraz ze wzrostem wysokości jest przyczyną, że loty falowe kończą się głównie u podstawy tropopauzy. Gdy prędkość wiatru wzrasta np. stopniowo wraz z wysokością do poziomu 10 km, wówczas rozwija się normalny przepływ falowy powietrza w atmosferze. Jeżeli zaś w powietrzu pewna warstwa wyróżnia się znacznym wzrostem prędkości wiatru, a w wyżej zalegającej warstwie jego prędkość



Rys. 181. Długość fali i wartości prądów pionowych w zależności od pionowego rozkładu prędkości wiatru i temperatury
--- prędkość wiatru, — krzywe temperatury



maleje, to po stronie zawietrznej w dolnej warstwie powietrza dochodzi do rozwoju turbulencyjnego przepływu wtórnego, który dopiero na pewnej wysokości przechodzi w bardziej spokojny przepływ falowy.

Jak już poprzednio stwierdziliśmy, długość fali zależy od prędkości wiatru i stratyfikacji powietrza i wpływ tych dwóch elementów przejawia się w różny sposób, tzn. większa prędkość wiatru może do pewnego stopnia przejąć na siebie rolę, jaką odgrywa w tym procesie warstwa hamująca (inwersja) i odwrotnie (rys. 181). To jest przyczyną obserwowanego często w tropopauzie zjawiska falowego, chociaż prędkości wiatru są tam mniejsze niż w górnych partiach troposfery. Intensywniej jednak zaznacza się w niej równowaga stała, gdyż tropopauza charakteryzuje się występowaniem izotermii bądź inwersji, co jest sprzyjającym warunkiem dla rozwoju fali orograficznej. Zależność tę przedstawiono na rysunku 181.

6.1.4

NOMOGRAM FÖRCHTGOTTA

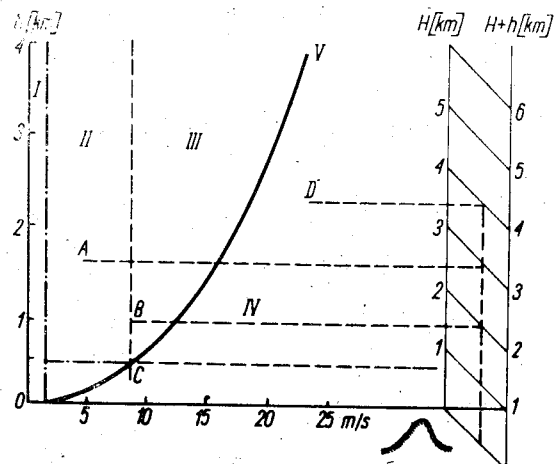
Czeski meteorolog Förchtgott opracował klasyfikację przepływów falowych, wyróżniając cztery podstawowe typy: przepływ laminarny, przepływ ze stojącym wirem, przepływ falowy i przepływ rotorowy.

Przejdziemy obecnie do omówienia nomogramu Förchtgotta służącego do określania typów przepływu nad przeszkodą górską (rys. 182). Na poziomej osi nomogramu odłożono prędkość wiatru V w m/s, na osi pionowej z lewej strony — przedstawiono wysokość h przeszkody w km, na osi pionowej z prawej strony — wysokość przepływającej warstwy H . Z boku tej skali podano jeszcze skalę dla $h+H$. Służy ona do określenia wartości H ze znanej wartości $h+H$ w każdym konkretnym przypadku. Krytyczną krzywą wykreślono empirycznie w oparciu o obserwacje. Ma ona tę właściwość, że wszystkie punkty na płaszczyźnie V i h leżące po lewej stronie krzywej odpowiadają jednemu z trzech pierwszych przepływów. Punkty zaś leżące po prawej stronie charakteryzują przepływ rotorowy.

Na rysunku wysokość góry wynosi 0,5 km. Na osi h znajdujemy punkt $h = 0,5$ km i z tego punktu prowadzimy prostą równoległą do osi V . Punkty leżące poniżej tej krzywej i na prawo od krzywej krytycznej wskazują na obecność przepływu rotorowego. Przecięcie prostej z krzywą krytyczną określa punkt krytyczny C . Prosta przeprowadzona przez ten punkt równolegle do osi h oddziela od siebie strefy odpowiadające przepływowi wirowemu i falowemu. Aby rozgraniczyć strefy odpowiadające poszczególnym typom przepływu, trzeba znać przede wszystkim

wysokość bariery górskiej. Najlepiej przy tym określić te strefy dla każdego łańcucha raz na zawsze.

Można praktycznie wyznaczyć charakter przepływu posługując się rysunkiem 182, przy następującym założeniu: $V = 5$ m/s, $H = 2,5$ km. Na nomogramie oznaczamy punkt A (5; 2,5) i widzimy, że znajduje się on w tej części nomogramu, który charakte-



Rys. 182. Nomogram Förchtgotta do określania typów przepływów

I — przepływ temperatury, II — przepływ wirowy, III — przepływ falowy, IV — przepływ rotorowy, V — krzywa prędkości wiatru

ryzuje przepływ laminarny (ze stojącym wirem). Jeżeli zaś $V = 10$ m/s, $H = 1,5$ km, to punkt B (10; 1,5) znajduje się na części nomogramu, charakterystycznej dla przepływu falowego. Przy $H = 3,5$ km i $V = 25$ m/s punkt D (25; 3,5) leży w obszarze charakterystycznym dla przepływu rotorowego. Widzimy więc, że znając V i H łatwo jest określić za pomocą tego nomogramu charakter każdego przepływu i zorientować się odnośnie warunków, z jakimi możemy się spotkać w czasie wykonywania lotu falowego.

6.1.5

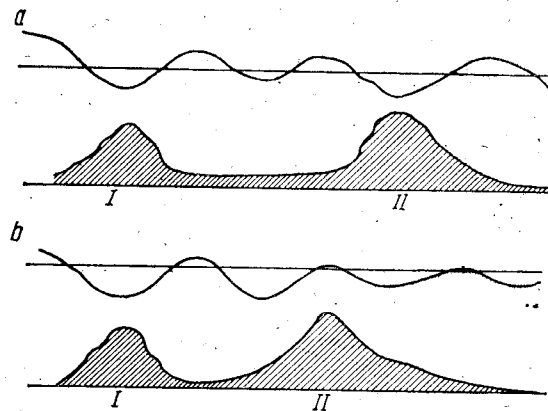
INTERFERENCJA FAL OROGRAFICZNYCH

Wzrost prędkości prądu powietrza nad przeszkodą prowadzi, zgodnie z prawem Bernoulliego, do spadku ciśnienia statycznego w dolnych warstwach powietrza. Pociąga to za sobą spadek siły pionowego gradientu ciśnienia i naruszenia równowagi między tą siłą a siłą przyciągania ziemskiego, w wyniku czego do-



chodzi do zassania powietrza na zawietrznej stronie zboczy łańcucha górskiego. Wskutek tego prąd powietrza zaczyna falować. Jeżeli w takiej sytuacji powstaną kilka układów fal wywołanych przez różne grzbiety górskie, to może to doprowadzić do zjawiska interferencji (rys. 183).

Załóżmy np., że dolina fali wywołana I grzbietem napotyka na pewnej odległości wzniesienie II. Wówczas wskutek zasysającego działania zboczy dojdzie do wzmożenia fali i pionowego



Rys. 183. Interferencja fali górskiej

a — wzmożenie falowania, b — osłabienie falowania

wzrostu jej amplitudy. W przypadku zaś gdy nad wzniesieniem II znajdzie się grzbiet fali, wówczas fala ulega osłabieniu, a jej amplituda ulega zmniejszeniu. W efekcie zaś fala stopniowo zanika.

Aby podsumować to wszystko, co powiedziano o fali orograficznej, należy podzielić wszystkie warunki konieczne do wywołania fali na dwie grupy — warunki orograficzne oraz warunki dynamiczne i termodynamiczne.

Warunki orograficzne. Fale zależne są od kształtu, szerokości i wysokości łańcucha górskiego.

Im szerszy jest masyw górski, tym większe prędkości wiatru są konieczne do wywołania zjawiska fali. Gdy szerokość gór jest zgodna z długością fali prądu powietrza, wówczas intensywność fali będzie bardzo znaczna (interferencja).

Jeżeli na swej drodze wiatr napotyka kilka łańcuchów górskich ustawionych prostopadle do jego kierunku, to w odległości równej długości fali lub jej wielokrotności występuje kilkakrotnie interferencja i wzrost prędkości prądów wznoszących.

Warunki dynamiczne i termodynamiczne. Dla fali o określonej długości i amplitudzie prędkość prądów wznoszących wzrasta razem ze wzrostem prędkości wiatru.

Występowanie jet-streamu skierowanego prostopadle do łańcucha górskiego jest zapowiedzią wystąpienia silnej fali orograficznej. Jet-stream przepływając nad szerokim masywem górskim wywołuje jedną silną falę (Bishop), poniżej której w dolnej warstwie mogą występować lokalne zafalowania wywołane przez poszczególne grzbiety.

Wyraźny przepływ rotorowy powstaje podczas występowania maksimum prędkości wiatru w dolnych i średnich warstwach (mniej więcej na poziomie szczytów górskich), w wyższych zaś warstwach prędkość wiatru powinna spadać. Aby wystąpiło intensywne zafalowanie, dolne warstwy powietrza muszą mieć równowagę stałą, w wyższych zaś warstwach pionowy gradient temperatury powinny charakteryzować większe wartości.

Prądy falowe w górnej troposferze maleją wraz ze wzrostem prędkości wiatru i osłabieniem równowagi stałej.

W tropopauzie zafalowanie może wystąpić tylko w określonych warunkach. Temperatura powinna spadać ze wzrostem wysokości, prędkość wiatru nie może spadać, a kierunek jego nie może ulegać zmianie.

6.2

CHMURY OROGRAFICZNE

Podczas opływania gór przez masy powietrza dochodzi do rozwoju chmur charakterystycznych dla tego zjawiska. Ogólnie wydziela się następujące chmury orograficzne:

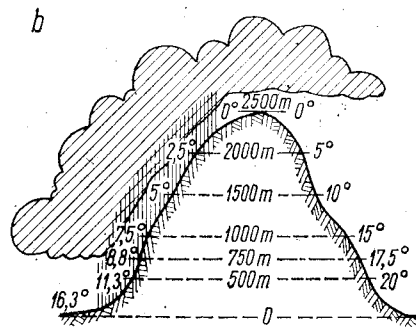
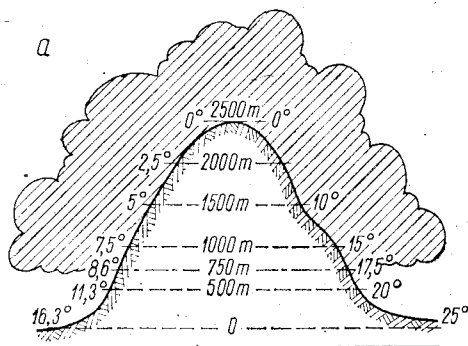
- mur halny,
- chmury soczewkowe (Ac lent),
- chmury rotorowe.

6.2.1

MUR HALNY

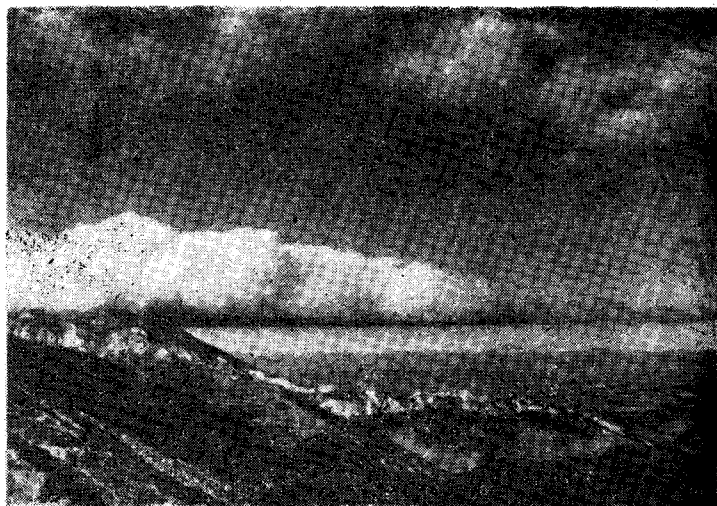
Murem halnym nazywamy potężną „czapę” chmur, jaka tworzy się podczas przewalania się powietrza ponad górami. Chmury te bardzo ściśle przylegają do łańcucha górskiego otulając go gęstą warstwą. Oczywiście chmury te tworzą się tylko w tym przypadku, gdy poziom kondensacji zalega dostatecznie nisko. Sam kształt „czapy” chmur zależy w dużym stopniu od tego, czy w czasie wślizgiwania się powietrza po zboczach gór dojdzie do wydzielenia się opadu, czy nie. Obrazowo przedstawiono to na rysunku 184. Jeśli nie dochodzi do wydzielenia się opadu, to mur halny rozciąga się tak po stronie dowietrznej, jak i za-





Rys. 184. Schemat powstawania wału (muru) fenowego (halnego)

a — przy niewystąpieniu opadu, b — przy występowaniu opadu



Rys. 185. Mur halny w Skalnym Pleso w Tatrach Słowackich

wietrznej. Podstawy tych chmur występują na wysokości zalegania poziomu kondensacji (rys. 184a).

Rozpatrzmy ten proces przyjmując, że wysokość gór jest rzędu 2000 m, temperatura powietrza u podnóża gór — rzędu 15°C, poziom kondensacji zalega na wysokości 800 m. Podczas wślizgu powietrza po zboczach temperatura będzie spadała początkowo, aż do wysokości poziomu kondensacji, suchoadiabatycznie ($1^\circ/100$ m), a powyżej tego poziomu według adiabaty wilgotnej ($0,5^\circ/100$ m). Opadając zaś po stronie zawietrznej powietrze ogrzewa się o $1^\circ/100$ m. W takim przypadku czapa muru halnego zalega nad obu zboczami mniej więcej na jednej wysokości.

Inny kształt przybierze mur halny w przypadku, gdy po stronie dowietrznej dojdzie do wydzielenia się opadu, wskutek czego zawartość wilgotności w powietrzu szybko maleje. Po przewaleniu się powietrza na drugą stronę łańcucha górskiego, wskutek ruchów opadających i suchoadiabatyicznego ogrzewania się, część tego układu chmur zanika (wyparowanie). Taki typowy układ chmur przedstawiono na rysunku 185. Zdjęcie to zrobione zostało na Skalnym Pleso w Tatrach Słowackich.

6.2.2.

CHMURY SOCZEWKOWATE (Ac lent)

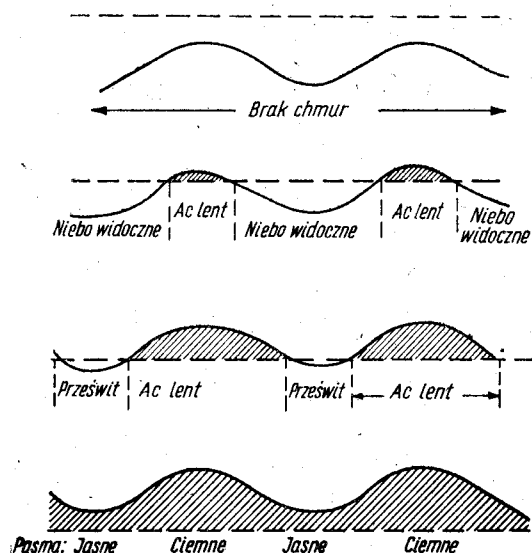
Są to chmury stacjonarne lub quasi-stacjonarne o wyraźnych kształtach soczewki. Występują one równoległe do łańcucha górskiego. Według badań Larssona najwyraźniejszy kształt chmury te przyjmują wówczas, gdy wilgotność względna powietrza jest rzędu 30—60%. Zwykle najbardziej pod wiatr wystawione soczewki pojawiają się albo nad samą barierą górską, albo zaraz tuż za nią. W miarę oddalania się od gór obserwuje się dalsze soczewki układające się równoległe do łańcucha górskiego w mniej więcej równych od siebie odległościach. W przerwach między poszczególnymi chmurami widać błękit nieba, a w przypadku całkowitego pokrycia nieba chmura staje się cieńsza i jaśniejsza. Niekiedy powstaje tylko jedna chmura, która zalega bezpośrednio nad szczytem górskim. Obecność takiej samotnej chmury falowej świadczy o szybkim zanikaniu amplitudy fali.

Tak więc, w opisanym tu przypadku, wznoszące się na drugim grzbiecie fali powietrze nie osiąga poziomu kondensacji i w efekcie nie dochodzi do rozwoju soczewki. Zwykle jednak, jak już wiemy, chmury te pojawiają się w kilku szeregach na odległości dochodzącej do kilkudziesięciu kilometrów. Odległość jednej chmury od drugiej określona jest przy tym długością fali. Wysokość ich występowania waha się w dosyć szerokich granicach — średnio biorąc występuje ona na poziomie 4—7 km.



Zdarzają się jednak przypadki, że chmury te tworzą się jeszcze na wysokości 10 i więcej kilometrów. Podstawy tych chmur mają zwykle nieco wklęsły kształt, przy czym przód chmury falowej uniesiony jest nieco ku górze, a tył opada lekko w dół. Grubość chmury soczewkowatej wynosi średnio 200–600 m, a tylko niekiedy przekracza 100 m.

W czasie występowania fali nie zawsze powstają chmury Ac lent; zależy to od tego, czy grzbiet fali osiąga poziom kondensacji; jeśli nie, nigdy nie dochodzi do powstania omawianej chmury.



Rys. 186. Powstawanie chmur soczewkowatych przy różnej wilgotności względnej powietrza
— — — poziom kondensacji powietrza wznoszącego się

Schematycznie proces powstawania chmury soczewkowatej przedstawiono na rysunku 186. Rozpatrzmy trzy ewentualne możliwości:

- kiedy poziom kondensacji zalega ponad grzbietem fali, wówczas w układzie chmura Ac lent nie powstaje i powiadamy, że fala jest ukryta, niewidoczna,
- jeżeli zaś poziom kondensacji osiąga jedynie sam grzbiet fali, a doliny fali występują poniżej tego poziomu, to obserwuje się w grzbiecie chmurę Ac lent, a w dolinie pojawiają się prześwity,
- jeżeli poziom kondensacji zalega bardzo nisko, to tak grzbiety fali, jak i jej doliny znajdują się ponad tym po-

ziomem; w takim przypadku chmury zlewają się ze sobą, przy czym grzbiety fali zaznaczają się w tej jednolitej masie jako miejsca ciemniejsze, a doliny — jako miejsca jaśniejsze.

Nowo utworzona chmura soczewkowata zajmuje pewną określoną pozycję względem łańcucha górskiego. W ciągu całego okresu występowania tej chmury położenie jej w zasadzie nie ulega zmianie. Tym niemniej nie występuje ona ściśle w jednym miejscu, lecz wykazywać może pewien ruch oscylacyjny tak w kierunku pionowym, jak i poziomym.

Ten ruch oscylacyjny wyjaśnia rysunek 186. Załóżmy, że w czasie wystąpienia zafalowania (linia ciągła) doszło do powstania chmury soczewkowatej oznaczonej na rysunku „Ac lent”. Tak długo, jak długo utrzymuje się ten sam stan atmosfery (równowaga, wilgotność, wiatr), chmura zajmuje jedno i to samo miejsce. W przypadku zaś, gdy następuje zmiana prędkości wiatru czy stanu równowagi, wówczas dochodzi do wydłużenia fali, a grzbiet fali oddala się od łańcucha górskiego. Zwiększają się wtedy również odległości między poszczególnymi soczewkami (linia przerywana na rysunku) i grzbiet fali przesuwa się. Przesunięcie się grzbietu fali jest jednocześnie przemieszczeniem się soczewki. Jeżeli po wydłużeniu się fali warunki atmosferyczne ustabilizują się, chmura Ac lent będzie utrzymywać się w tym samym punkcie.

Obserwując taką chmurę trzeba zdawać sobie zawsze sprawę z tego, że nie jest to dosłownie jedna i ta sama chmura, która raz się uformowała i tak pozostaje bez zmian. Jest to tylko złudzenie, gdyż chmura ta wciąż powstaje (przód chmury) i wciąż zanika (tył chmury — wyparowanie).

6.2.3

WIELOWARSTWOWE CHMURY SOCZEWKOWATE

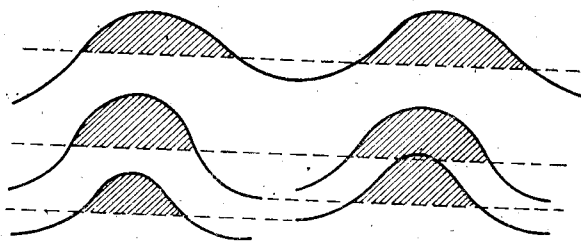
Chmury Ac lent tworzą się na grzbieciech zafalowań wywołanych przepływem mas powietrza nad łańcuchem górskim. Do tej pory rozpatrywaliśmy przypadek, gdy proces kondensacji przebiega na jednej wysokości, wówczas powstaje tylko jedno piętro tych chmur.

Jednak w warunkach naturalnych bardzo często obserwuje się jednocześnie występowanie kilku pięter Ac lent. Gdy w atmosferze zafalowaniem objętych zostanie kilka warstw powietrza, wówczas w każdym grzbiecie fali dochodzi do powstania chmur soczewkowatych, przy czym jeżeli grzbiety fal układają się jedno nad drugimi, to tworzą się wielopiętrowe układy chmur Ac lent.

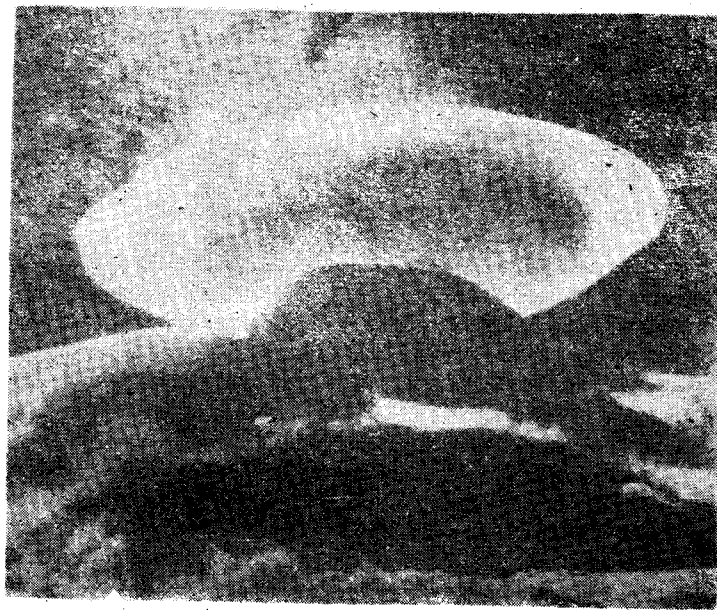


Miedzy poszczególnymi soczewkami są wolne od chmur przestrzenie, świadczące o tym, że wierzchołek dolnej fali nie osiągnął poziomu kondensacji fali wyżej leżącej. W przypadku zaś gdy odległości między poszczególnymi grzbietami fal są niewielkie, a amplituda ich jest duża, wówczas przy dostatecznie dużej wilgotności względnej powietrza grzbiet fali niższej może osiągnąć poziom kondensacji fali występującej na wyższym poziomie. Dochodzi wówczas do łączenia się poszczególnych soczewek i zaniku prześwitów. Chmura przyjmuje wtedy bardziej zwarty masywny wygląd.

Schematycznie proces ten przedstawiono na rysunku 187. Liczba pięter takiej chmury soczewkowatej może być bardzo różna —



Rys. 187. Powstawanie chmur soczewkowatych wielopiętrowych



Rys. 188. Wielopiętrowa chmura soczewkowata

6—10 pięter (obserwowano chmurę zbudowaną aż z 25 soczewek). Taką wielopiętrową chmurę soczewkowatą przedstawiono na rysunku 188. Chmurę tę obserwowano i sfotografowano nad szczytem Elbrus na Kaukazie.

6.2.4

CHMURY ROTOROWE (Cu rot)

Przepływ rotorowy charakteryzuje między innymi intensywny rozwój wirów o osi poziomej. Te właśnie wiry nazywane są rotorami. Układają się one w równoległych pasmach po stronie zawiętrznej gór i charakteryzuje je silna turbulencja.

Cyrkulacja w rotorach odbywa się w ten sposób, że po stronie zwróconej do łańcucha górskiego występują prądy wstępujące, a po stronie przeciwnej — prądy opadające. Prędkość tych prądów może osiągać do 5—10 m/s, a niekiedy i więcej. Zwykle obecność wirów zdradzana jest przez chmury Cu rot występujące mniej więcej w tym samym miejscu. Obserwując je możemy zauważyć, że są to chmury bardzo „niespokojne”, zmieniają one ciągle swój kształt i wielkość; to zanikają, to znów pojawiają się na nowo. Wszystko to świadczy o tym, że chmury rotorowe związane są z silną turbulencją. Podstawy tych chmur sięgają zwykle nieco poniżej linii grzbietowej łańcucha górskiego i znajdują się pod grzbietem fali, czyli pod chmurą soczewkowatą.

Nierzadko zdarza się, że chmura rotorowa łączy się z chmurą falową Ac lent. W przypadku zaś gdy grzbiet fali nie osiągnie poziomu kondensacji i nie dojdzie do powstania soczewki, wówczas tylko obecność chmur rotorowych zdradza występowanie fali. Z uwagi na silną turbulencję, z jaką związane są te chmury, mogą one być bardzo niebezpieczne dla niedoświadczonego pilota. Ponieważ jednak występowanie tych wirów zdradzane jest przez chmury, dlatego zawsze istnieje możliwość ich ominięcia lub umiejętnego wykorzystania. Znacznie bardziej niebezpieczne są rotory górnego piętra z tego powodu, że obecność ich nie jest zdradzana przez żadne chmury.

W odróżnieniu od wirów dolnego piętra, rotory górne mają odwrotną cyrkulację, to znaczy, że prądy opadające występują po stronie zwróconej do gór, a prądy wstępujące po stronie przeciwnej. Rotory górnego piętra można spotkać zwykle w obszarach gdzie występuje dolina fali. O tym stwierdzeniu należy pamiętać, aby podczas lotu nie dać się zaskoczyć nagłą turbulencją.



FAŁA TATRZAŃSKA

Jak pamiętamy, jednym z warunków koniecznych do tego, aby doszło do rozwoju zafalowania w obszarze górskim, jest odpowiednie usytuowanie łańcucha górskiego względem wiatru, dokładniej — względem kierunku ruchu powietrza. Lecz nie sam kierunek decyduje przy tym o wystąpieniu fali, istotną rolę odgrywa także prędkość wiatru, która nie może być mniejsza od określonej wartości krytycznej.

Występowanie fali w Tatrach zależy więc od omówionych w tym rozdziale warunków wiatrowych (anemometrycznych). Przytoczone dane zacierpnięte zostały z trzech różnych źródeł: „Atlas klimatyczny Polski” — opracowany w IMGW pod red. prof. W. Wiszniewskiego, „Klimat Tatier”, monografia wydana przez Słowacką Akademię Nauk, pod redakcją prof. M. Konček'a (monografia ta jest wspólnym dziełem klimatologów słowackich i polskich) oraz „Sprawozdanie z lotów falowych wykonanych w Aeroklubie Nowotarskim”.

Z uwagi na fakt, że zjawisko fali notowane jest zazwyczaj w porze zimowej, rozpatrzmy różnice w występowaniu kierunków i prędkości wiatru w okresie zimy (XII, I, II) i lata (VI, VII, VIII). Z podanego w tablicy 38 rozkładu częstości kierunków wiatru wyraźnie widać, że wiatry połud-

Średnia częstość (%) kierunków wiatru (dd) oraz średnia prędkość (ff) przy danym kierunku w okresie zimy i lata (Kasprowy Wierch, 1951—1960 r.)

TABLICA 36

Kierunek \ Pora roku		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C	S
Zima	dd	15	10	2	8	23	15	12	10	5	100
	ff	6,7	5,7	4,5	9,0	10,1	9,1	9,6	8,6	—	8,0
Lato	dd	22	12	2	6	16	15	10	8	9	100
	ff	4,8	4,5	2,9	5,7	6,9	5,5	5,4	4,7	—	5,1

niowe sprzyjające powstawaniu zafalowania notowane są znacznie częściej właśnie zimą niż latem. Zimą wiatry te charakteryzują się także i większymi prędkościami średnimi, przy czym różnice są dosyć znaczne. Taki rozkład częstości kierunków i średnich prędkości wiatru tłumaczy nam już, dlaczego zjawisko fali orograficznej notowane jest głównie w okresie zimy. Dodatkowym czynnikiem niesprzyjającym wystąpieniu fali w okresie lata jest to, że w tej porze roku atmosfera charakteryzuje się znacznie częściej stanem równowagi chwiejnej; to zaś z kolei uniemożliwia pojawienie się tego zjawiska. Nie znaczy to, że latem fala w ogóle nie występuje, pojawia się ona głównie jednak w nocnej porze doby, a więc w porze gdy atmosfera ma tendencję do przyjęcia stratyfikacji stałej.

Dokładniejszy rozkład średnich prędkości wiatru w poszczególnych porach roku, z rozbićm na 16 kierunków, zawiera tablica 37. Wyraźnie widać, że największymi średnimi prędkościami wiatru, niezależnie od pory roku, charakteryzują się wszystkie kierunki o składowej południowej. Wśród nich zaś dominuje kierunek południowy. W okresie zimy średnia prędkość tych wiatrów wynosi 9,8 m/s, a jesienią 8,2 m/s. Porównywalnymi wartościami charakteryzują się tylko kierunki SSE i SSW,

Średnia prędkość dla kierunków wiatru [m/s]
na Kasprowym Wierchu (1956—60)

TABLICA 37

Pora roku	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
Zima	5,9	6,3	4,2	3,1	3,1	5,1	8,6	9,7	9,8	9,3	7,3	6,5	8,6	8,7	7,2	6,4
Wiosna	5,1	5,0	4,0	2,7	2,9	4,5	5,3	7,5	7,8	6,9	5,6	5,6	7,6	6,8	4,9	6,3
Lato	5,0	4,8	4,0	4,1	2,3	3,7	5,9	6,5	7,2	6,2	5,0	4,5	4,9	4,7	4,2	4,5
Jesień	4,7	4,8	3,5	2,9	2,5	4,8	6,7	8,0	8,2	6,9	5,7	5,5	6,3	6,6	5,4	5,0
Rok	5,2	5,2	3,9	3,1	2,7	4,6	6,6	8,1	8,3	7,5	5,8	5,7	6,9	6,7	5,3	5,5

średnie prędkości na pozostałych kierunkach są znacznie mniejsze, najsłabsze towarzyszą wiałom wschodnim.

Często interesuje nas dobowy przebieg średniej prędkości wiatru interesujących nas kierunków. Znajomość takiego rozkładu może dać nam pewne wskazówki odnośnie osiągnięcia przez wiatr tzw. krytycznej prędkości, to jest prędkości przy której dochodzi do zafalowania. Jak dalej zobaczymy, mieści się ona w przedziale 10—14 m/s (średnio 12 m/s). Z danych zawartych w tablicy 38 wynika, że w przypadku występowania wiatru południowego w okresie zimy (potencjalnego okresu występowania fali) warunek ten jest spełniony w ciągu całej doby, równie sprzyjające warunki obserwujemy podczas występowania wiatru SSE.

Z uwagi na fakt, że prędkość krytyczna wiatru, w przypadku łańcucha tatrzańskiego, mieści się w przedziale 10—14 m/s, rozpatrzmy jak układa się częstość występowania tzw. wiatrów silnych, to jest wiatrów, których prędkość przekracza 10 m/s. Dane te, jak i poprzednie odnoszą się do Kasprowego Wierchu. Rozkład tych wiatrów rozpatrzmy w poszczególnych porach roku i średnio dla roku (tablica 39). Z cytowanej tablicy wynika, że te właśnie wiatry obserwowane są najczęściej z kierunku południowego. W okresie zimy stanowią one 12,5% spośród wiatrów południowych. Nieco tylko rzadziej silne wiatry południowe notowane są w okresie jesieni, 11,1% wszystkich wiatrów południowych. Porą roku, w której interesujące nas wiatry występują najrzadziej jest lato, 3,8%.

Mamy więc i w tym przypadku odpowiedź, dlaczego zjawisko fali orograficznej było obserwowane głównie w chłodnej połowie roku, a najrzadziej w półroczu ciepłym.

Pewne uzupełniające dane o rozkładzie częstości wiatrów silnych na Kasprowym Wierchu zawiera tablica 40, w której przedstawiono dla okresu zimowego i letniego oraz średnio dla roku częstość występowania ich w trzech terminach obserwacyjnych. Z zestawienia tego widzimy, że praktycznie nie istnieje żadna zależność między porą doby a występowaniem wiatrów o prędkości większej od 10 m/s. Z równym więc prawdopodobieństwem możemy oczekiwać wystąpienia zafalowania w godzinach porannych, południowych czy wieczornych.

Dla porównania przytoczono w tablicy 41 rozkład średniej prędkości dla różnych kierunków wiatru dla tych samych pór roku i terminów obserwacyjnych. Również i z tego zestawienia wynika, że wszystkie wiatry o składowej południowej (SE, S, SW) charakteryzują się największymi prędkościami, zwłaszcza zaś wyróżnia się przy tym kierunek południowy i to niezależnie od pory roku i pory doby.

Przejdźmy obecnie do przeanalizowania częstości występowania wiatrów południowych w poszczególnych miesiącach w zależności od prędkości wiatru; dla celów porównawczych przytoczone zostaną tu dane dla No-



Przebieg dzienny częstości kierunków wiatru i ciszy (%) w zimie na Kasprowym Wierchu (1956—1960)

TABLICA 38

Godzina	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	C
1-2	9,4	8,9	3,8	0,9	1,1	1,8	2,7	8,3	12,0	13,0	5,1	6,6	8,3	5,4	3,6	4,6	4,5
3-4	10,3	8,1	4,3	0,9	0,5	0,8	2,6	8,0	15,1	10,9	6,8	6,4	7,4	4,3	4,3	5,1	4,2
5-6	8,9	8,9	5,2	0,5	0,5	0,9	3,5	7,0	15,8	11,8	5,6	4,6	5,9	6,2	5,0	5,8	3,9
7-8	8,5	9,9	4,7	1,3	0,4	1,0	3,6	5,5	14,5	13,5	6,0	5,8	6,8	5,5	4,0	4,8	4,2
9-10	9,8	8,5	3,5	1,0	0,6	1,1	3,3	8,5	14,1	11,5	6,6	5,6	8,1	5,2	3,4	5,2	4,0
11-12	9,2	8,5	4,2	1,4	0,8	1,2	3,0	8,6	15,1	11,5	6,2	6,4	7,2	5,2	3,3	5,0	3,2
13-14	8,4	9,5	3,2	2,0	0,3	0,8	3,8	7,1	12,0	13,7	6,7	5,2	7,2	6,7	4,2	5,1	4,1
15-16	8,8	9,7	3,4	2,0	0,5	0,3	2,8	7,9	12,4	11,8	7,0	6,3	8,0	6,0	3,5	5,1	4,5
17-18	9,1	11,3	3,8	1,6	0,7	0,8	2,2	8,0	12,1	13,0	5,1	5,1	7,4	7,0	3,9	4,2	4,7
19-20	10,6	8,9	4,5	1,5	0,6	0,8	4,3	6,9	13,3	11,5	4,3	4,5	9,0	6,4	3,0	5,1	4,8
21-22	8,4	10,3	3,2	1,6	0,7	1,2	4,2	6,8	13,7	12,5	4,9	5,5	7,5	6,5	3,4	5,8	3,8
23-24	8,8	9,6	3,6	1,2	0,5	1,4	3,3	8,2	12,9	12,4	4,5	6,9	7,5	4,9	5,5	3,4	5,4
średnio	9,2	9,3	4,0	1,4	0,6	1,0	3,3	7,6	13,5	12,2	5,7	5,8	7,5	5,8	3,9	4,9	4,3

Częstość [%] kierunków wiatrów silnych (> 10 m/s) na Kasprowym Wierchu (1951—60)

TABLICA 39

Pora roku	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Σ
Zima	3,0	1,5	0,1	3,2	12,5	6,2	6,1	3,9	35,6
Wiosna	2,7	1,2	0,2	1,7	6,6	3,3	2,6	1,7	20,0
Lato	2,0	0,6	0,0	1,0	3,8	1,7	1,4	0,7	11,2
Jesień	1,6	0,3	0,0	2,6	11,1	4,1	2,8	1,7	24,2
Rok	2,3	0,9	0,1	2,1	8,5	3,8	3,2	2,0	22,9

Częstość [%] kierunków wiatrów silnych (> 10 m/s) w trzech terminach obserwacyjnych (Kasprowy Wierch, 1951—1960)

TABLICA 40

Pora roku	Termin obserw.	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Σ
Zima	7	3,7	1,6	0,3	2,7	12,7	5,4	6,6	4,5	36,9
	13	2,9	1,2	0,1	2,9	12,9	6,5	5,8	3,1	35,4
	21	2,4	1,7	0,1	3,8	12,5	6,7	5,9	4,1	37,2
Lato	7	2,7	0,8	—	0,8	4,0	1,4	1,7	0,9	12,3
	13	1,4	0,4	0,0	0,5	3,1	1,9	1,1	0,4	8,8
	21	2,0	0,6	0,0	1,6	4,2	2,0	1,4	0,8	12,6
Rok	7	3,0	1,2	0,1	2,1	8,7	3,4	3,6	2,3	24,4
	13	1,8	0,6	0,1	1,7	7,7	4,2	3,0	1,5	20,6
	21	2,1	1,0	0,1	2,4	9,0	3,8	3,1	2,2	23,7

Średnia prędkość dla kierunków wiatru (m/s) w trzech terminach obserwacyjnych (Kasprowy Wierch 1951—1960)

TABLICA 41

Pora roku	Termin obserw.	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Zima	7	7,0	5,9	5,9	8,6	10,0	8,9	9,8	8,7
	13	6,5	5,2	3,9	9,0	10,2	9,0	9,7	8,2
	21	6,6	5,9	3,6	9,3	10,2	9,3	9,3	8,7
Lato	7	5,3	4,8	2,8	5,6	6,9	5,5	5,7	5,3
	13	3,8	3,8	2,6	4,6	7,0	5,3	5,0	4,0
	21	5,4	4,8	3,1	6,5	6,7	5,6	5,8	5,2
Rok	7	5,9	5,0	3,9	7,2	8,7	7,4	7,9	7,1
	13	4,7	4,4	3,2	7,0	8,6	6,8	7,0	5,8
	21	5,8	5,2	3,6	7,5	8,5	7,4	7,7	6,7

wego Targu i Kasprowego Wierchu. Wspomniane wartości przedstawiono w tablicach 42 i 43. Już pierwszy rzut oka na obie tablice uwidacznia nam istotne różnice w rozkładzie częstości wiatrów południowych na obu stacjach. Np. W Nowym Targu wiatry południowe występują o wiele rzadziej niż na Kasprowym Wierchu, oprócz tego wiatry te w Nowym



Częstość (%) miesięczna wiatrów południowych
w przedziałach prędkości (Nowy Targ, 1951—1960)

TABLICA 42

I	II	III	IV	V	VI	Prę- kość [m/s]	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Sr.
2,1	0,6	0,2	1,0	1,2	1,1	0—2	0,9	2,0	0,8	1,6	0,6	0,9	1,1
0,2	0,1	0,1	0,4	0,2	0,3	2—5		0,5	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2
	0,1	0,2	0,2			5—7	0,1		0,1	0,2	0,1		0,1
			0,1	0,2		7—10		0,1		0,1			0,1
					0,1	10—15				0,1			0,0
						15							
2,3	0,8	0,5	1,7	1,6	1,5	suma	1,0	2,6	1,1	2,1	0,8	1,0	1,6

Częstość (%) miesięczna wiatrów południowych
w przedziałach prędkości (Kasprowy Wierch,
1951—1960)

TABLICA 43

I	II	III	IV	V	VI	Prę- kość [m/s]	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Sr.
1,0	1,6	2,1	1,3	2,3	1,8	0—2	1,9	2,5	2,7	1,8	1,7	1,5	2,3
3,2	2,6	4,7	3,9	4,1	5,3	2—5	4,0	4,2	4,7	4,0	5,2	4,8	4,2
2,2	2,1	2,6	3,4	3,0	2,8	5—7	3,6	3,5	3,8	4,6	4,5	3,7	3,1
5,6	5,5	4,9	5,4	3,1	4,8	7—10	3,5	4,8	5,8	8,0	8,3	6,6	5,5
5,8	4,7	5,1	3,3	1,8	1,8	10—15	1,0	2,4	3,4	4,7	8,2	6,5	4,0
4,1	3,5	2,3	0,7	0,5	0,7	15	0,2	0,8	1,2	2,5	3,4	4,8	2,1
21,9	20,0	21,7	18,0	14,8	17,2	suma	14,2	18,2	21,7	25,4	31,3	27,9	21,2

Targu są w większości przypadków wiatrami słabymi (przedział 0—2 m/s). Tym zaś, co jest wspólne dla obu stacji, to zimowe maksimum występowania tych wiatrów.

Wiatry południowe na Kasprowym Wierchu notowane są często, najczęściej zaś zimą, a maksimum ich częstości, jeżeli chodzi o prędkości, przypada na przedział 7—10 m/s. Z tablicy 43 widać również, że miesiącami charakteryzującymi się największą częstością wiatrów o prędkości większej od 10 m/s są miesiące zimowe X—III.

Na zakończenie opisu warunków anemometrycznych panujących w Tatrach zatrzymajmy się na chwilę nad częstością kierunków wiatrów i średnią dzienną prędkością wiatru w zależności od panującego typu cyrkulacji w półroczu zimowym i letnim. Dane dotyczące tego zagadnienia zawiera tablica 44.

Analizując dane dla przypadków cyrkulacji antycykonalnej można stwierdzić, że w okresie zimy na Kasprowym Wierchu przeważają wiatry południowe, którym towarzyszą o tej porze roku największa średnia dzienna prędkość wiatru 8,7 m/s. Drugim zaś co do częstości występowania kierunkiem jest całkowicie przeciwny kierunek północny o znacznie mniejszej średniej dziennej prędkości wiatru, 6,3 m/s. W porze letniej, w przypadku cyrkulacji antycykonalnej, najczęściej notowane są wiatry północne, na które przypada 26% wszystkich przypadków, lecz

Częstość kierunków wiatru (dd, %) i średnia prędkość wiatru (ff) [m/s] w półroczu zimowym (X—III) i letnim (IV—IX) przy antycykonalnych (A) i cykonalnych (C) typach cyrkulacji (Kasprowy Wierch 1951—1960)

TABLICA 44

Typ	Pół- roczne		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Cisze
A	zimo- we	dd	17	3	9	23	15	11	7	6	9
		ff	6,3	3,8	6,9	8,3	5,2	6,7	6,3	6,8	—
	letnie	dd	26	3	4	13	15	11	9	9	10
		ff	4,6	3,0	5,4	6,2	4,4	4,8	5,3	4,6	—
C	zimo- we	dd	12	1	8	27	7	17	13	10	5
		ff	6,7	4,3	9,1	10,1	5,3	9,2	10,1	8,7	—
	letnie	dd	18	2	8	20	9	16	11	8	8
		ff	5,1	3,4	6,6	7,7	4,8	6,4	6,4	5,5	—

o znacznie mniejszej średniej prędkości (4,6 m/s) w porównaniu z prędkością przypadającą na wiatry południowe, których udział stanowi latem zaledwie 13%.

Przechodząc do analizy cyrkulacji cykonalnej stwierdzimy, że wiatry południowe w okresie zimy dominują nad wszystkimi pozostałymi i wyróżniają się bardzo dużą średnią dzienną prędkością wiatru przekraczającą 10 m/s; dużymi prędkościami wyróżniają się także wiatry SE i SW, a więc wszystkie wiatry o składowej południowej.

W okresie lata częstość wiatrów południowych występujących podczas cyrkulacji cykonalnej jest nadal największa, lecz ich przewaga w porównaniu z okresem zimowym wyraźnie maleje, maleje również średnia ich prędkość, choć nadal pozostaje ona największa w porównaniu z podobnymi prędkościami związanymi z pozostałymi kierunkami.

Na podstawie danych przedstawionych w tablicy 43 można przypuszczać, sądząc po średnich dziennych prędkościach, że w przypadku gdy zjawisko fali orograficznej związane jest zimą z cyrkulacją cykonalną, przepływ powietrza nad górami może mieć często charakter turbulencyjny, rotorowy. Gdy zjawisko to wystąpi zimą przy cyrkulacji antycykonalnej, podczas której średnie dzienne prędkości są mniejsze, należy oczekiwać raczej przepływu falowego.

Średnia prędkość dla poszczególnych kierunków wiatru o godz. 7, 13, 21 i średnia dzienna [m/s] w półroczu zimowym (X—III) przy antycykonalnych (A) i cykonalnych (C) typach pogody (Kasprowy Wierch 1951—1960)

TABLICA 45

Typ	Pół- roczne	Termin obser- wacji	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
A	zimo- we	7	6,7	5,3	4,2	6,9	8,7	6,8	6,8	7,7
		13	5,9	4,9	3,3	6,1	8,2	6,2	5,7	6,6
		21	6,3	5,3	3,8	7,5	9,2	7,4	6,6	6,1
		średnia	6,3	5,2	3,8	6,9	8,7	6,7	6,3	6,8
C	zimo- we	7	6,9	5,5	5,0	9,1	10,1	9,2	10,4	8,8
		13	6,2	5,1	3,6	9,1	10,0	9,0	9,9	8,3
		21	6,9	5,3	4,4	9,1	10,3	9,3	10,1	9,0
		średnia	6,7	5,3	4,3	9,1	10,1	9,2	10,1	8,7



Ogólnie można powiedzieć, że w przypadku gdy dojdzie do zafalowania, zimą przy cyrkulacji antycykonalnej przeważać powinien typowy przepływ falowy, gdyż spełnione są przy tym dwa niezbędne warunki — wiatr południowy o średnich prędkościach dziennych, w każdym razie w pobliżu wartości krytycznej, i drugi — w przypadku występowania cyrkulacji antycykonalnej z dużym prawdopodobieństwem możemy przypuszczać, że w atmosferze występuje inwersja osłaniania.

W sytuacji gdy zafalowanie jest związane z cyrkulacją cyklonalną, wówczas wymienionej wyżej inwersji nie obserwuje się; zazwyczaj towarzyszy jej słaby spadek temperatury z wysokością bądź stałość temperatury (izotermia). Główną rolę w powstawaniu zafalowania odgrywa wówczas znaczna prędkość wiatru, a jak wiemy, z dużymi prędkościami wiatru związany jest zazwyczaj przepływ rotorowy. Towarzyszącą mu silna turbulencja powoduje, że w licznych przypadkach ten typ przepływu nie nadaje się praktycznie do wykorzystania dla lotów falowych.

Pewne uzupełniające dane co do rozkładu średnich dziennych prędkości wiatru z poszczególnych kierunków w okresie zimy w zależności od typu cyrkulacji zawiera tablica 45. Przedstawiono w niej średnie prędkości wiatru dla poszczególnych kierunków dla półroczia zimowego, dla trzech terminów obserwacyjnych w zależności od typu cyrkulacji. Analizując dane dla wiatrów południowych stwierdzimy, że prędkości ich nie wykazują większego zróżnicowania w zależności od pory roku. Różnice w prędkościach łatwo zaś zauważyć, porównując średnie prędkości dla warunków cyrkulacji cyklonalnej i antycykonalnej. Oczywiście, większe prędkości wiatru w okresie zimy, niezależnie od pory doby, notujemy podczas występowania cyrkulacji cyklonalnej, o czym już mówiliśmy nieco wcześniej.

Na tle prezentowanych wyżej ogólnych warunków anemometrycznych panujących na Kasprowym Wierchu, przejdźmy obecnie do scharakteryzowania lotów falowych wykonanych w Aeroklubie Tatarskim w latach 1957—1965.

Analizę naszą rozpoczniemy od omówienia rozkładu częstości dni, w których wykonywano loty falowe. Dane te przedstawiono w tablicy 46, wynika z niej, że najczęściej loty falowe wykonywano w okresie miesięcy zimowych, najczęściej w grudniu i październiku, co jest zgodne z tym, co powiedziano poprzednio o częstości występowania wiatrów południo-

Roczny przebieg częstości dni z falą orograficzną w Tatrach (Nowy Targ 1957—1965)

TABLICA 46

I	II	III	IV	V	VI	VII
15 14,9 1,7 2,0	8 8,0 0,9 1,17	6 6,0 0,7 1,32	4 4,0 0,4 0,88	1 1,0 0,1 —		a b c d

VIII	IX	X	XI	XII	Rok
1 1,0 0,1 —	6 6,0 0,7 1,41	22 21,6 2,4 3,03	15 14,8 1,7 1,94	23 22,7 2,6 2,40	101 100 11,2 7,2

wych. Oprócz ogólnej liczby przypadków w tablicy podano również częstość dni falowych wyrażoną w procentach, średnią wieloletnią liczbę takich dni oraz odchylenie standardowe (wielkość charakteryzująca rozproszenie wartości zmiennej — w tym przypadku — liczba dni falowych; wartość ta mówi nam, o ile wahać się może wartość średnia).

Dla porównania przytoczono podobne dane dla fali sudeckiej.

Z porównania obu tabel widać, że średnia liczba dni falowych, w skali rocznej, jest w Jeżowie o 50 większa niż w Nowym Targu. Analizując zaś wartości odchylenia standardowego łatwo zauważymy, że fala sudecka

Roczny przebieg częstości dni z falą orograficzną w Sudetach (Jeżów 1957—1965)

TABLICA 47

I	II	III	IV	V	VI	VII
9 5,8 1,0 1,58	16 10,4 1,8 2,17	9 6,0 1,0 0,87	15 9,9 1,7 1,50	3 2,0 0,3 —	7 4,6 0,8 1,09	2 1,4 0,2 —

VIII	IX	X	XI	XII	Rok	
9 5,9 1,0 1,41	9 5,8 1,0 1,32	21 13,5 2,3 2,45	28 18,1 3,1 2,20	26 16,7 2,9 1,27	154 100 17,1 3,65	a b c d

a — liczba przypadków, b — częstość w %, c — średnia liczba dni, d — odchylenie standardowe od średniej liczby dni.

charakteryzuje się większą prawidłowością występowania w poszczególnych miesiącach niż fala tatrzańska. Wspólną cechą obu fal jest ich występowanie głównie w porze zimowej.

Istotnym zagadnieniem przy omawianiu fali orograficznej jest zawsze znajomość jej pionowego zasięgu. Problem ten rozpatrzmy opierając się o dane zawarte w tablicy 48, w której podano rozkład częstości stwierdzonego oraz przypuszczalnego zasięgu fali. Jako zasięg stwierdzony przyjęto tę wysokość, na jaką udało się wznieść przy wykorzystaniu falowych prądów wstępujących. Za zasięg przypuszczalny przyjęto wysokość, jaką można by osiągnąć dysponując odpowiednim szybowcem stratosferycznym; w zasadzie wysokość tę oceniano obserwując soczewki występujące w wyższych warstwach atmosfery, oceniając wysokość ich występowania — jest to więc pewna ocena subiektywna.

W analizie zależności stwierdzonego i przypuszczalnego zasięgu fali w zależności od prędkości wiatru daje się zauważyć wzrost zasięgu zafalowania w miarę wzrostu prędkości — szczególnie wyraźnie widać to w przypadku zasięgu przypuszczalnego, choć można się dopatrzeć tej zależności także w przypadku zasięgu stwierdzonego.

Najczęściej dni falowe notuje się w Tatrach w tych przypadkach, gdy prędkość wiatru na Kasprowym Wierchu osiąga 10—14 m/s; na przedział ten przypada 44,3% wszystkich dni falowych. Najczęściej osiągnano wysokości 4—5 km, wyższe pułapy osiągnane były coraz rzadziej, np. wysokości przekraczające 10 km stanowią zaledwie 1,1%, gdy tymczasem z obserwacji wizualnych wynikałoby, że na te wysokości przypada aż 16,9% przypadków. Do zagadnienia tego wrócimy raz jeszcze nieco dalej.

Obecnie zaś przejdźmy do omówienia średnich i maksymalnych stwierdzonych zasięgów zafalowania w zależności od prędkości wiatru. Wymienione dane znajdziemy w tablicy 49. Zawiera ona maksymalny osiągnięty pułap przy określonym przedziale kierunku i prędkości wiatru, jaki zanotowano na Kasprowym Wierchu, liczbę przypadków, częstość wyrażoną w procentach, średnią wysokość oraz odchylenie standardowe (kwadratowe).

Rozpatrując ogólną częstość występowania dni falowych zauważymy, że w 45,3% przypadków miały one miejsce przy prędkościach wiatru mieszczących się w przedziale 10—14 m/s. Średnia osiągnięta wysokość przy prędkości wiatru 10—14 m/s wynosi przy tym 4323 m, a odchylenie standardowe 1763 m. W tym przedziale prędkości wiatru dni falowe notowane były najczęściej (15,1%) przy kierunku 175—184°, a więc przy idealnie południowym spływie powietrza. W wymienionym przedziale prędkości i kierunku wiatru maksymalna uzyskana wysokość wynosiła 9600 m, a średnica 5171 m przy odchyleniu standardowym 1900 m. Największą zaś wysokość wynoszącą 12 000 m osiągnięto w następującym przedziale prędkości 15—19 m/s i przy kierunku z przedziału 185—194°. W tej klasie



Rozkład częstości [%] stwierdzonego i przypuszczalnego zasięgu zafalowania w zależności od prędkości wiatru na Kasprowym Wierchu

TABLICA 48

h [km]	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12	12
V [m/s]												
5-9	S 3,3	4,3	2,2	1,1								10,9
	P 1,3	4,0	6,6									11,9
10-14	S 1,1	11,9	7,6	10,7	6,5	4,3	5,3	2,6	2,2	1,3	2,6	44,3
	P 1,3		10,6	9,2	4,0	1,3	2,2	1,3	1,1		1,1	38,2
15-19	S 1,1	1,1	4,3	3,3	2,2	4,3	4,0	1,3	1,1		2,6	20,7
	P 1,3		1,3	6,6	1,3	4,0	4,0	1,3	1,1		2,6	23,7
20-24	S 1,1	1,1		4,3		2,2	3,3	1,3	2,6	1,3	1,3	12,0
	P 1,1		1,1	2,6		1,3	1,3	1,3	2,6			11,7
25-29	S 1,1					1,1	1,1	2,2	1,3			6,6
	P 1,1					1,3	1,3	2,6	1,3			7,8
30-34	S 1,1			1,1	1,1	1,1	1,1	1,3	1,3			3,3
	P 1,1					1,3	1,3	1,3	1,3			5,2
35-39	S 1,1		2,2									2,2
	P 1,1											1,3
	S 5,5	18,4	17,4	20,5	12,0	13,0	6,6	2,2	3,3	2,6	1,1	100
	P 2,6	4,0	18,4	18,4	5,3	7,9	11,9	9,1	5,2	10,4	3,9	100

h [km] — wysokość zafalowania,

S — zasięg przypuszczalny,

P — zasięg stwierdzony,

V [m/s] — prędkość wiatru na Kasprowym Wierchu.

Srednie i maksymalne stwierdzone zasięgi fali oraz odchylenia standardowe od wartości średnie] — w przedziałach prędkości i kierunku wiatru

TABLICA 49

dd / ff [m/s]	155°—164°	165°—174°	175°—184°	185°—194°	195°—204°	Ogółem
5-9	a c d		4100 3100, 954	3500 2920, 526	1800 —	4100 9 9,7 2856, 728
10-14	2100 1 1,1 —	5200 8 8,6 4025, 671	9600 14 15,1 5171, 1900	6100 9 9,7 4078, 1306	9100 10 10,8 3590, 2211	9600 42 45,3 4323, 1763
15-19		8000 3 3,2 6800, 1114	7500 7 7,4 5143, 1587	12000 7 7,4 6310, 3055	4600 2 2,2 4550, —	12000 19 20,2 5720, 2184
20-24		2400 1 1,1 —	7900 7 7,4 6743, 1204	4900 2 2,2 4500, —	4500 1 1,1 —	7900 11 11,8 5736, 1784
25-29		5500 2 2,2 4700, —	9000 4 4,3 7700, 1283			9000 6 6,5 6700, 1909
30-34			5000 3 3,2 4700, 264	3800 1 1,1 —		5000 4 4,3 4475, 500
35-39			5500 1 1,1 —		3000 1 1,1 —	3500 2 2,2 4250, —
Ogółem	2100 1 1,1 —	8000 14 15,1 4600, 1492	9600 39 41,7 5524, 1861	12000 24 25,8 4584, 2245	9100 15 16,3 3620, 1894	12000 93 93 4824, 2008

a — osiągnięta wysokość maksymalna w danym przedziale dd i ff [m],

b — liczba przypadków,

c — częstość [%],

d — wysokość średnia w danym przedziale dd i ff [m],

e — odchylenie standardowe [m] od wartości średniej w danym przedziale dd i ff .



przedziału kierunku i prędkości wiatru notuje się przeciętnie 7,4% dni falowych, dla których średni pułap wynosi 6310 m przy dość znacznym odchyleniu standardowym — 3055 m. Tak duże odchylenie standardowe spowodowane zostało między innymi jednorazowym osiągnięciem wysokości 12 000 m; w pozostałych przypadkach osiągnięto wysokości od 3 do 9 km. Największe średnie wysokości osiągnęto przy prędkości wiatru rzędu 25–29 m/s; dla tego przedziału prędkości wynoszą one 6700 m.

Analizując zaś związek, jaki zachodzi między kierunkiem a osiąganymi wysokościami możemy stwierdzić, że najczęściej reprezentowany kierunek wiatru podczas dni falowych przypada na przedział 175–184°, na który przypada aż 41,7% wszystkich przypadków, na przedział ten przypada również największa średnia osiągnięta wysokość, wynosząca 5524 m przy odchyleniu standardowym 1861 m. Z tabeli tej widać również, że im bardziej kierunek wiatru jest różny od 180°, tym niższe osiąga się wysokości. Tabelę tę poleca się czytelnikowi do szczegółowej samodzielnej analizy.

Przejdźmy obecnie do rozpatrzenia średnich i maksymalnych przypuszczalnych zasięgów fali w zależności od kierunku i prędkości wiatru. Odpowiednie dane przytoczono w tablicy 50, przeliczonej, podobnie jak i poprzednie, przez autora. W ogólnym swym obrazie jest ona podobna do poprzednio cytowanej tablicy; różni się zaś od niej większymi maksymalnymi jak i średnimi pułapami.

Analizując rozkład częstości w zależności od przedziału prędkości wiatru widzimy, że podobnie jak w poprzedniej omówionej tablicy 49 największa liczba przypadków notowana jest w przedziale 10–14 m/s, na który przypada 39,4% dni z wystąpieniem fali. Stwierdzić możemy również, że w miarę jak zwiększa się prędkość wiatru, rośnie także przypuszczalny zasięg zafalowania. Przy wietrze 5–9 m/s średni zasięg zafalowania osiąga niecałe 3000 m, a przy wietrze o prędkości 25–29 m/s średni przypuszczalny zasięg dochodzi do 10 000 m. Rozpatrując zaś częstość występowania oraz maksymalne i średnie przypuszczalne zasięgi zafalowania możemy zauważyć, że najczęściej zjawisko to bywa notowane przy kierunku wiatru 175–184° (42,1%). Na ten przedział kierunku wiatru przypadają największe średnie przypuszczalne wysokości zasięgu zafalowania — wynoszą one 8719 m przy odchyleniu standardowym 2694 m i maksymalnym zasięgu 13 000 m. Również i w tym przypadku istnieje wyraźna zależność między średnim przypuszczalnym zasięgiem a kierunkiem wiatru.

Znając średnie stwierdzone i przypuszczalne zasięgi zafalowania możemy dokonać pewnej roboczej analizy, w jakim stopniu wykorzystane są wznoszenia falowe. W tym celu możemy przyjąć średnią wartość przypuszczalnego zasięgu zafalowania jako wysokość, która może być w odpowiednich warunkach, osiągnięta. Tak więc obliczając różnicę między średnim przypuszczalnym i stwierdzonym zasięgiem uzyskamy wysokość, jaka była jeszcze do osiągnięcia, gdyby były spełnione odpowiednie warunki — np. gdyby istniał specjalny szybowiec stratosferyczny. Przyjmując przypuszczalny zasięg za 100%, zasięg stwierdzony wyrazić możemy w procentach zasięgu przypuszczalnego. Tak obliczone dane przedstawiono w tablicy 51. Obliczenia te przeprowadzono tylko wówczas, gdy liczba przypadków przypuszczalnych i stwierdzonych średnich zasięgów dla wyróżnionych przedziałów prędkości i kierunków wiatrów była identyczna lub co najmniej zbliżona. Poza nieistotnymi przypadkami ogólnie można powiedzieć, że wykorzystujemy przeważnie 60–80% możliwości. Rzecz charakterystyczna, że w stopniu maksymalnym bywają wykorzystywane falowe prądy wznoszące, jakie rozwijają się przy wiatrach o prędkości w przedziale 10–14 m/s; w przypadku Tatr jest to przedział prędkości wiatru, podczas którego obserwuje się zazwyczaj typ przepływu falowego, a więc najbardziej sprzyjającego wykonywaniu lotów falowych. W przypadku gdy prędkość wiatru jest równa lub większa od 20 m/s, procent możliwych do uzyskania wysokości wyraźnie spada.

Średnie i maksymalne przypuszczalne zasięgi fali oraz odchylenia standardowe od wartości średniej — w przedziałach prędkości i kierunku wiatru

dd ff [m/s]	155°—164°	165°—174°	175°—184°	185°—194°	195°—204°	Ogółem
5—9		a b c d	3500 1 1,3 —	3600 6 7,9 2926	3500 2 2,6 —	3600 9 11,8 2922 758
10—14		8000 4 5,3 1500 6250	12 000 9 11,8 8556 2555	11 000 8 10,5 5850 2295	5000 9 11,8 3833 748	12 000 30 39,4 6110 2635
15—19		13 000 1 1,3 —	12 000 10 13,2 7550 2733	13 000 3 4,0 8000 4359	8000 5 6,6 6400 1817	13 000 19 25,1 7605 2937
20—24		12 000 2 2,6 10 000	11 000 4 5,3 9500 1732	10 000 2 2,6 7400	5000 1 1,3 —	12 000 9 11,8 8644 2586
25—29		12 000 6 7,9 10 000				12 000 6 7,9 10 000 1673
30—34			12 000 1 1,3 —	6000 1 1,3 —		12 000 2 2,6 9000
35—39			13 000 1 1,3 —			13 000 1 1,3 —
Ogółem.		12 000 7 8286	13 000 32 42,1 8719 2694	13 000 20 26,3 5455	8000 17 22,3 4518 1737	13 000 76 100 6638 3263

- a — przypuszczalna maksymalna wysokość fali [m],
b — liczba przypadków,
c — liczba przypadków w [%],
d — przypuszczalna średnia wysokość zasięgu fali w danym przedziale dd i ff [m],
e — odchylenie standardowe [m] od średniej przypuszczalnej wysokości fali w danym przedziale dd i ff.



dd ff [m/s]	155°—164°	165°—174°	175°—184°	185°—194°	195°—204°	Ogółem
5—9			a	4		66
10—14		2225 64,4	3385 60,4	1772 69,7	243 93,7	97,7
15—19			2407 68,1	1690 78,9		1787
20—24			2757 71,0	2900 60,8		70,8
25—29			2390 71,0			1603
30—34						75,2
35—39						2908
Ogółem		3685 55,5	3195 63,4	871 84,0	898 80,1	3300 67,1

a — wartość średniej różnicy między osiąganymi a przypuszczalnymi zasięgami fal, w danym przedziale dd i ff [m],
b — średnia osiągnięta wysokość wyrażona w % przypuszczalnego zasięgu fal.

Spadek ten można wytłumaczyć tym, że w przypadku gdy prędkość wiatru przekracza wartość 20 m/s, dochodzi w większości przypadków do powstania rotorowego typu przepływu. Ten typ, jak wiemy, jest znacznie trudniejszy do wykorzystania w szybownictwie.

Należy tu jeszcze wyjaśnić, że dane przedstawione w wierszu i kolumnie „ogółem” obliczone zostały z uwzględnieniem wszystkich przypadków, dla których obliczono średnie stwierdzone i przypuszczalne zasięgi.

Przejdźmy obecnie do przeanalizowania intensywności wstępujących prądów falowych w zależności od kierunku i prędkości wiatru notowanego na Kasprowym Wierchu — tablica 52. Dane zawarte w tej tablicy obliczono w oparciu o 93 dni falowe wykorzystane do lotów falowych w Aeroklubie Tatrzańskim w latach 1957—1965.

Analizę naszą rozpoczniemy od przeglądu danych zawartych w szeregu i kolumnie „ogółem”.

W przypadku występowania słabych wiatrów (5—9 m/s) średnie prędkości prądów wstępujących są słabe, wynoszą 1,4 m/s. W miarę wzrostu prędkości wiatru (10—14 m/s) prędkość tych prądów wzrasta i osiąga średnio 2,6 m/s. Maksymalne średnie noszenia falowe przy wietrze o prędkości 10—14 m/s, wynoszące 3,4 m/s, notuje się, gdy wieje on z kierunku 175°—184°, a więc z kierunku południowego. Przy dalszym wzroście prędkości wiatru do 15—19 m/s obserwujemy także dalszy wzrost wznoszeń falowych, których średnie wartości wynoszą 4,8 m/s. W przypadkach gdy prędkość wiatru wynosi 20—24 m/s, średnie prędkości prądów falowych wykazują pewną tendencję spadkową (3,6 m/s) z maksimum wynoszącym 5,0 m/s. W przypadku dalszego wzrostu prędkości średnie wykazują ponowny wzrost wznoszeń, lecz dane obliczone dla tych przypadków oparte są o zbyt małą liczbę przykładów, toteż uważać je należy jedynie za orientacyjne.

Większą prawidłowość zależności intensywności noszeń falowych można stwierdzić rozpatrując je w poszczególnych przedziałach kierunku wiatru. Największe średnie ich wartości notuje się podczas występowania wiatrów południowych — przedział 175°—184°. Średnie prędkości noszeń falowych podczas występowania wiatru południowego wynoszą 4,3 m/s. Podsumowując można stwierdzić, że najdogodniejsze warunki falowe notuje się przy wiatrach południowych oraz w przypadkach gdy prędkość wiatru wynosi 15—19 m/s.

Podobną analizę autor przeprowadził także dla wznoszeń rotorowych. Przeliczone dane dotyczące intensywności prądów rotorowych w zależności od kierunku i prędkości wiatru notowanego na Kasprowym Wierchu przedstawiono w tablicy 53.

Analizując zależność intensywności prądów rotorowych od kierunku wiatru (wiersz „ogółem”) łatwo zauważyć, że średnie ich prędkości są największe przy wiatrach z kierunku 175°—184°; wynoszą one w tym przedziale kierunku 8,5 m/s przy odchyleniu standardowym przekraczającym 5 m/s. Na kierunek ten, w przedziale prędkości 20—24 m/s, przypadają też największe średnie prędkości wznoszeń rotorowych — 8,6 m/s. Mowa była tu tylko o prądach wznoszących, lecz pamiętać należy o tym, że równoległe z prądami wstępującymi występują także prądy opadające o takiej samej intensywności, gdyż wir rotorowy jest wirami o osi poziomej.

Interesującym zagadnieniem jest również zasięg pionowy prądów rotorowych. Rozkład częstości pionowego zasięgu w zależności od prędkości wiatru na Kasprowym Wierchu przedstawiono w tablicy 54. Jak z niej wynika, w 54,1% zasięg pionowy omawianych prądów mieści się w przedziale wysokości 1500—2000 m, z czego w 24% notowano je przy prędkości wiatru 10—14 m/s. W 13,6% przypadków na prądach rotorowych osiągnęto wysokości przekraczające 3000 m, z czego w 4,6% osiągnęto wysokości 4500—5000 m. Wysokości te osiągnęto, co jest charakterystyczne, przy występowaniu wiatru o dużych prędkościach, 30—34 m/s.

Na zakończenie naszych rozważań o występowaniu prądów falowych



Intensywność prądów falowych w zależności od kierunku (dd) i prędkości (ff) wiatru notowanego na Kasprowym Wierchu (1957—1965)

TABLICA 52

dd ff [m/s]	155°—164°	165°—174°	175°—184°	185°—194°	195°—204°	Ogółem
5—9	a c	b d	3 1,3	5 1,4	1 1,1	9 2,6
10—14	1 4,0	8 2,3	14 3,4	9 2,2	10 2,2	42 2,6
15—19		3 3,7	7 3,9	7 6,3	2 4,2	19 4,8
20—24		1 2,5	7 4,3	2 2,2	1 3,0	11 3,6
25—29		2 4,2	4 5,0	2 2,2	—	6 4,8
30—34			3 8,3	1 3,0	—	4 7,0
35—39			1 15,0	1 1,1	—	2 13,5
Ogółem	1 4,0	14 2,9	39 4,3	24 3,3	15 2,4	93 100

a — liczba przypadków,
b — częstość [%],
c — średnia prędkość prądów fa-
lowych [m/s],
d — odchylenie standardowe od
wartości średniej [m/s]

Intensywność prądów rotorowych w zależności od kierunku (dd) i prędkości (ff) wiatru notowanego na Kasprowym Wierchu (1957—1965)

TABLICA 53

dd ff [m/s]	155°—164°	165°—174°	175°—184°	185°—194°	195°—204°	Ogółem
5—9	a c	b d	3 2,0	3,4 0,0	2 2,3	5 2,4
10—14	1 4	5 4,8	11 5,2	12,5 2,23	11 5,8	39 5,2
15—19		3 5,7	7 8,0	8,0 2,58	2 7,5	19 7,2
20—24		1 16	8 8,6	9,1 4,66	3 8,7	12 9,3
25—29		2 8,0	6 10,8	6,8 3,87	—	8 10,4
30—34			2 19,0	2,3 —	—	2 19
35—39			2 20,0	2,3 —	—	3 20
Ogółem	1 4	11 6,6	39 8,5	44,4 5,34	14 7,1	88 100

a — liczba przypadków,
b — częstość [%],
c — średnia prędkość prądów ro-
torowych [m/s],
d — odchylenie standardowe od
średniej prędkości [m/s]



Rozkład częstości (%) pionowego zasięgu prądów rotorowych w zależności od prędkości wiatru na Kasprowym Wierchu

TABLICA 54

h [km] V [m/s]	< 1,0	1,0— —1,5	1,5— —2,0	2,0— —2,5	2,5— —3,0	3,0— —3,5	3,5— —4,0	4,0— —4,5	4,5— —5,0	Σ
5—9		3,5	5,8	1,1						10,4
10—14	1,1	5,8	24,1	8,1	1,1	1,1	1,1		1,1	43,5
15—19		4,6	9,2		2,3	3,5				19,6
20—24		2,3	6,9		1,1				3,5	13,8
25—30			4,6				1,1			5,7
30—34			3,5			1,1				4,6
35—39		1,1				1,1				2,2
Σ	1,1	17,3	54,1	9,2	4,5	6,8	2,2		4,6	100

i rotorowych, towarzyszących przepływowi powietrza nad Tatrami, rozpatrzmy jeszcze, jak intensywne są te prądy przy określonych prędkościach wiatru. Dane dotyczące tego zagadnienia przedstawiono w tabeli 55. Przedstawione w niej dane potwierdzają również, że w miarę wzrostu prędkości wiatru intensywność obu rodzajów prądów zwiększa się.

Najczęściej prądy rotorowe osiągają prędkość od 4 do 9 m/s, w przedziale tym mieści się prawie 60% wszystkich przypadków. Średnie prędkości wiatru wynoszą przy tym 14—15 m/s.

W przypadku prądów falowych, na dwa przedziały (1—3 i 4—6) przypada prawie 90% wszystkich przypadków przy średnich prędkościach wiatru od 13,2 do 19,8 m/s. Najbardziej sprzyjające warunki dla lotów falowych obserwuje się w przypadku gdy średnia prędkość wiatru nie przekracza 18 m/s. Przemawia za tym duża częstość występowania obu prądów o umiarkowanych prędkościach, mieszczących się w przedziale 4—6 m/s. Prądy falowe i rotorowe zaliczane do klas wyższych od umiarkowanej występują bardzo rzadko. Maksymalne wznoszenia falowe zanotowane w Tatrach mogą osiągnąć wartości 13—15 m/s, a prądy rotorowe 19—21 m/s.

Rozdział 7

PRĄD STRUMIENIOWY (JET-STREAM)

Uzupełniając wiadomości o fali górskiej chociaż w paru słowach należy wspomnieć o jeszcze jednym ciekawym zjawisku meteorologicznym, znanym pod nazwą „jet-stream” (prąd strumieniowy).

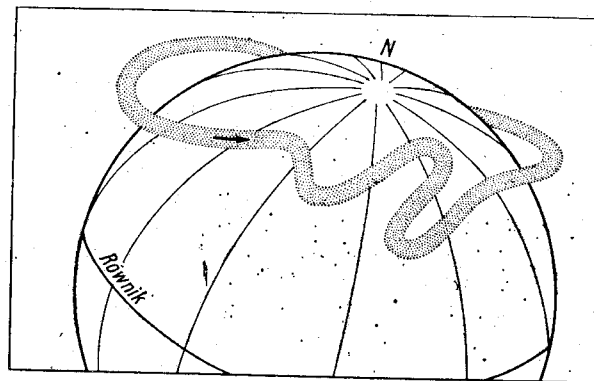
Jet-streamem nazwano niezbyt grube (około 2 km) i stosunkowo wąskie (kilkaset km) strefy bardzo silnych wiatrów występujących na poziomie 8—12 km. Długość pojedynczej gałęzi jet-streamu dochodzi do kilku tysięcy kilometrów. Powstawanie i przemieszczanie się poszczególnych gałęzi tego prądu jest związane ze zmianami kształtu i intensywności strefy frontowej pomiędzy obszarem objętym cyrkulacją zwrotnikową

a obszarem objętym przeważającą cyrkulacją zachodnią umiarkowanych szerokości geograficznych. Wynika stąd, że jet-stream powstaje tam, gdzie dochodzi do zetknięcia się dwóch różnych mas powietrza o dużych różnicach termicznych. Takim miejscem jest strefa frontu polarnego, który odgranicza ciepłe masy powietrza zwrotnikowego od zimnych mas powietrza polarnego.

Ciepłe powietrze pochodzenia zwrotnikowego różni się od powietrza polarnego także gęstością i dlatego w powietrzu polarnym powierzchnie o jednakowym ciśnieniu (powierzchnie izobaryczne) leżą bliżej siebie niż w powietrzu zwrotnikowym. W efekcie tego na jednej i tej samej wysokości dochodzi do powstania różnicy ciśnień, przy czym ciśnienie w powietrzu ciepłym na określonej wysokości jest mniejsze niż w powietrzu chłodniejszym. Powstaje więc spadek ciśnienia zorientowany od ciepłej ku chłodnej masie powietrza. Różnicę tę powietrze stara się zniwelować, płynąc od wyższego ku niższemu ciśnieniu.

Wraz ze wzrostem wysokości różnica ciśnień zwiększa się aż do tropopauzy, co przyczynia się do tego, że powstały prąd powietrza zorientowany w kierunku niższego ciśnienia staje się coraz intensywniejszy. Gdyby glob nasz nie obracał się, wówczas prąd ten zorientowany byłby wzdłuż osi południe—północ. Ponieważ jednak Ziemia obraca się wokół swej osi, ruch ten zostaje odchylony w prawo (na półkuli północnej) i ostatecznie prąd przemieszcza się z zachodu na wschód, opasując glob ziemski niczym meandrująca rzeka (rys. 189). Meandrowanie to uwarunkowane jest tym, że jet-stream powtarza przebieg tzw. górnych zatok i grzbietów, jakie zaznaczają się na mapach topografii barycznej. W efekcie tego jet-stream przyjmuje bardzo falisty charakter, schodząc raz bardziej na południe, to znów wyginając się ku północy.

O tym, czy są warunki sprzyjające powstaniu jet-streamu, można się zorientować analizując dolną mapę pogody. Jeżeli okaże się, że istnieją



Rys. 189. Schemat jet-streamu na półkuli północnej

warunki ku temu, aby doszło do zetknięcia się ze sobą dwóch mas powietrza różniących się bardzo swymi właściwościami fizycznymi, np. powietrza zwrotnikowego z powietrzem polarnym, można oczekiwać, że w górnych warstwach troposfery dojdzie do powstania jet-streamu. Schematycznie taką sytuację synoptyczną przedstawiono na rysunku 190. W sytuacji pokazanej na rysunku nastąpiło zetknięcie się ze sobą powietrza polarnego i zwrotnikowego.

O występowaniu strugi silnych wiatrów (jet-stream) w górnej troposferze świadczyć może także wygląd nieba. Czasami mianowicie prąd ten zdradzany jest obecnością charakterystycznego układu chmur. Są to przeważnie chmury Cirrus lub Altimoculus przemieszczające się szybko

znajdź więcej na



nakołannik.pl

baza wiedzy pilota

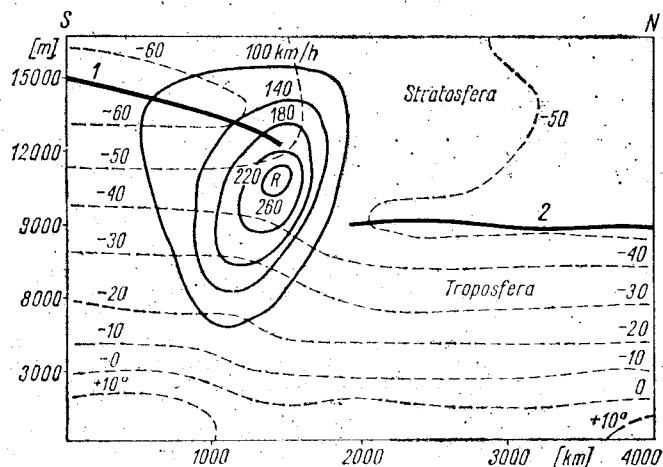


Rys. 190. Schematyczna sytuacja pogodowa sprzyjająca rozwojowi jet-streamu (prądu strumieniowego) na obszarze atlantycko-europejskim

na niebie i zmieniające przy tym bez przerwy swój wygląd zewnętrzny. Często też układają się one w wyraźne szlaki chmur, biegnące zgodnie z kierunkiem wiatru.

Pionowy przekrój przez jet-stream przedstawiono na rysunku 191 (schemat). Przekrój ten wykonany jest prostopadle do osi tego prądu — czyli, że jet-stream skierowany jest wzdłuż linii wzroku czytelnika, od jego oczu do płaszczyzny rysunku. Koncentrycznie zamykające się krzywe oznaczają izotachy (linie jednakowych prędkości wiatru). Wykreślono je co 40 km/h. Na przekroju przedstawiono również położenie tropopauzy.

W obrębie dobrze zorganizowanego jet-streamu obserwuje się często albo ugięcie się tropopauzy, albo nawet jej rozerwanie. Intensywność prądu strumieniowego zależy od prędkości wiatru w jego części środkowej



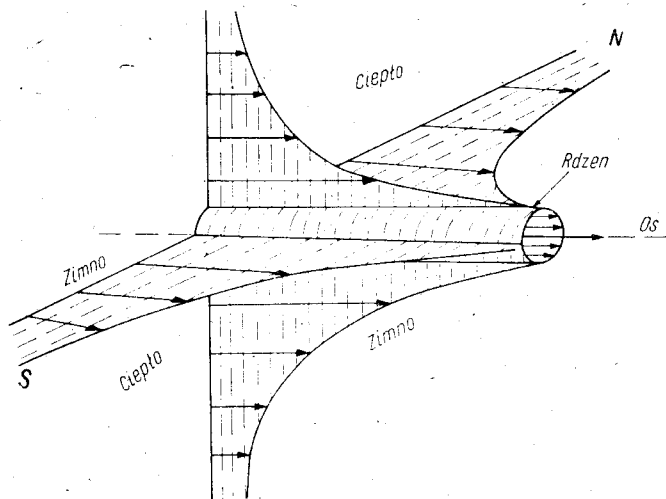
Rys. 191. Przekrój pionowy przez jet-stream

wej oraz od wartości pionowego i poziomego gradientu prędkości wiatru. Znaczne prędkości wiatru, jakie występują w jet-streamie prowadzą do powstania bardzo niebezpiecznej furbulencji (rzucania), którą nazwano turbulencją bezchmurnego nieba (Clear Air Turbulence, w skrócie CAT).

Nie każdy wyraźny strumień zwiększonych prędkości wiatru można nazwać jet-streamem. Aby dany prąd powietrza można było uważać za jet-stream, przyjęto uważać te prądy, w których prędkości osiągają 30 m/s (100 km/h) lub więcej, w obszarze tzw. rdzenia. Oprócz tego pionowy przyrost prędkości wiatru powinien wynosić 5–10 m/s na 1 km wysokości, a poziomy przyrost prędkości wiatru powinien być rzędu 5 m/s na 100 km odległości. Największe prędkości jet-streamu notuje się w tzw. rdzeniu (rys. 192).

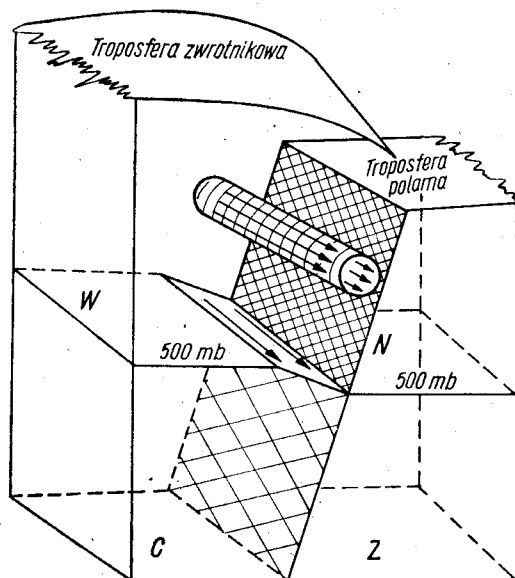
Maksymalne prędkości osiągają w nim 500–600 km/h (3 III 1954 r. nad Japonią zanotowano prędkość 540 km/h). Wokół rdzenia obserwuje się warstwy przejściowe, w których prędkość wiatru szybko maleje. Szczególnie szybko prędkość wiatru maleje powyżej i poniżej samego rdzenia.

Rozpatrując rozkład temperatur w sąsiedztwie jet-streamu wiejącego z zachodu na wschód stwierdzono, że poniżej jego osi od strony północnej temperatura jest niższa niż od strony południowej. Prawie dokładnie poniżej rdzenia na poziomie około 5 km (500 mb) występuje wyraźny skok temperatury (spadek) w miarę przemieszczania się od ciepłej do chłodnej strony. Powyżej rdzenia jet-streamu układ temperatur jest odwrotny. Powietrze od strony północnej jest cieplejsze niż po stronie południowej.



Rys. 192. Rozkład prędkości w jet-streamie

Opisane warunki termiczne w sąsiedztwie omawianego prądu wykorzystywane są w lotnictwie do celów nawigacji meteorologicznej. Na przykład gdy samolot leci poniżej osi jet-streamu, wówczas wskazania termometru pokładowego mówią nawigatorowi w którym kierunku od osi zbacza samolot. Jeżeli termometr zaczyna wskazywać coraz to niższą temperaturę, nawigator orientuje się, że samolot zbacza w kierunku chłodniejszego powietrza — a więc tam, gdzie prędkość wiatru szybko maleje. Gdy zaś termometr zaczyna wskazywać coraz to wyższą temperaturę, wówczas świadczy to o tym, że samolot oddala się od osi jet-



Rys. 193. Schematyczny blok-diagram jet-streamu w strefie frontowej między powietrzem ciepłym zwrotnikowym a chłodnym powietrzem polarnym
W — wyż, N — niż,
C — powietrze ciepłe,
Z — powietrze zimne

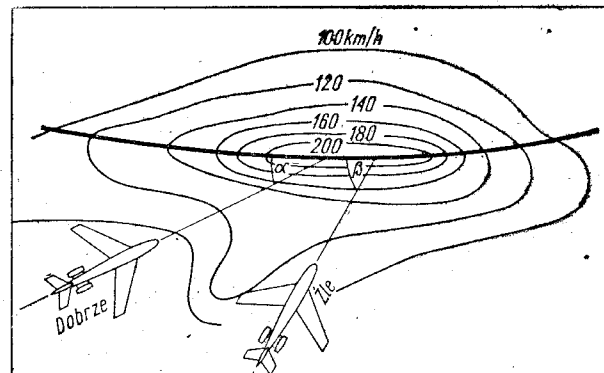
-streamu w kierunku powietrza cieplejszego, gdzie prędkość wiatru zmniejsza się wolniej. Najkorzystniej jest trzymać się nieco z boku rdzenia, po stronie powietrza cieplejszego. Po drugiej bowiem stronie występuje strefa rzućcia (turbulencja bezchmurnego nieba).

Z tego co powiedziano o powstawaniu jet-streamu można wyciągnąć wniosek, że z prądem tym można się spotkać najczęściej w strefie frontów atmosferycznych, w obrębie których dochodzi do zetknięcia się ze sobą mas powietrza o różnych własnościach fizycznych. Schematycznie położenie jet-streamu w strefie frontowej przedstawiono na rysunku 193. Różnice ciśnienia wyobrażone są na rysunku jako powierzchnia izobaryczna 500 mb.

Występowaniem jet-streamu zainteresowane jest nie tylko lotnictwo silnikowe (komunikacyjne), ale także i szybownictwo. Znałe są już przeloty szybowcowe przy wykorzystaniu tych prądów. Jednym z takich przelotów jest przelot Kütnera w 1952 roku w Kalifornii (USA). Warunkiem takich lotów jest tylko nawiązanie kontaktu z jet-streamem.

Praktycznie istnieje tylko jeden sposób, a mianowicie przejście z fali orograficznej na pułap, gdzie występuje ten prąd. W ten właśnie sposób Kütner nawiązał kontakt z jet-streamem. Wykorzystał on wznoszenia falowe powstałe nad łańcuchem gór Sierra Nevada w Kalifornii (Bishop). Dzięki wykorzystaniu tego prądu mógł on wykonać przelot, otwarty na odległość 600 km w ciągu czterech godzin; lot odbywał się na wysokości 11 000 m. Dojście z fali do jet-streamu trwało 50 minut. Maksymalna wysokość osiągnięta podczas tego lotu wynosiła 13 100 m, a prędkość przelotu dochodziła na niektórych odcinkach trasy do 314 km/h.

Już z tego jednego przykładu widać, jakie możliwości kryje dla szybownictwa umiejętność wykorzystania prądu strumieniowego. Istnieje przy tym, oczywiście i pewne niebezpieczeństwo — możliwość zetknięcia się z bardzo silną turbulencją. Aby tego uniknąć, do prądu należy podchodzić od strony powietrza cieplejszego. Po tej stronie bowiem intensywność turbulencji jest słabsza. Należy także zawsze pamiętać, aby zbliżanie się do omawianego prądu odbywało się pod ostrym kątem (rys. 194); zabezpiecza to przed nagłym zetknięciem się z turbulencją



Rys. 194. Sposób podchodzenia do jet-streamu

Ostatnio wykryto obecność strug silnych wiatrów także i w dolnych warstwach troposfery, na poziomie 2–4 km. Z uwagi na to, że mają one ten sam charakterystyczny kształt strumienia, nazwano je dolnymi albo przypowierzchniowymi jet-streamami. Nawiązanie kontaktu z tą strugą silnych wiatrów nie nastręcza szybownictwu dużych trudności. Powstawaniu dolnych strug sprzyja określona orografia terenu (długa dolina ograniczona z dwóch stron łańcuchami górskimi). Przykładem może być tutaj dolina Rodanu ograniczona od zachodu Masywem Centralnym, a od wschodu Alpami Zachodnimi. Istnienie tych silnych wiatrów znane jest od dawna, a sam wiatr nazwany został mistralem. W dolinach takich wiatr ulega skanalizowaniu, przy czym prędkość jego wzrasta dosyć znacznie. Wzrost ten wywołany jest zbieżnością wiatru, jaka zawsze ma miejsce w czasie przepływu powietrza przez przewężenia (zjawisko dyszy).

Występowanie jet-streamu związane jest ściśle z tzw. górną strefą frontową. Z analizy map synoptycznych wynika, że jet-stream wykazuje dużą zależność od stadium rozwoju ośrodków niżowych — schematycznie przedstawiono to na rysunku 195, 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 rysunku 195 wynika, że w początkowym stadium rozwoju niżu jet-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.

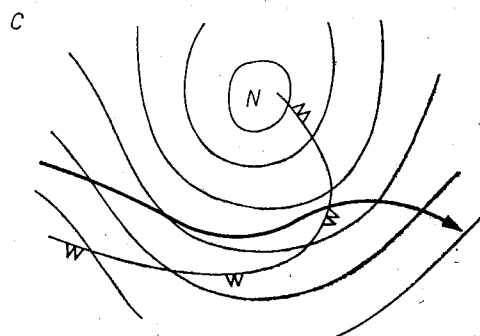
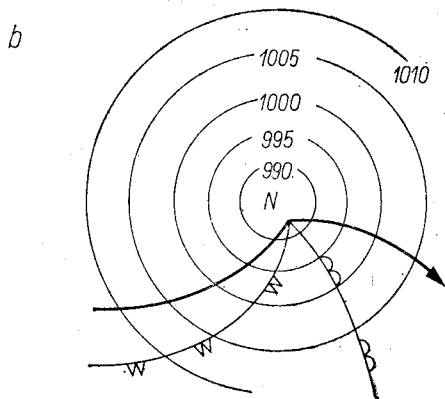
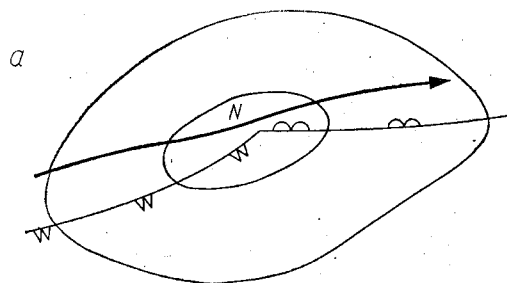
W ośrodkach wyżowych, w miarę ich rozwoju, jet-stream stopniowo słabnie i zanika (rys. 196).

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 cieplego.

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. Przy-

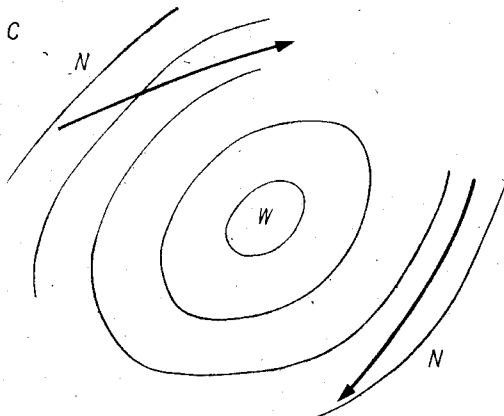
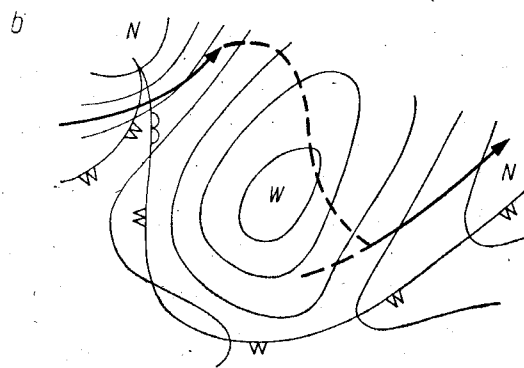
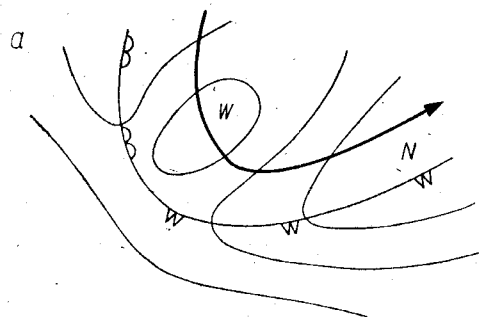




Rys. 195. Położenie jet-streamu w różnych stadiach rozwoju niżu

rost 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 załama-



Rys. 196. Położenie jet-streamu w różnych stadiach rozwoju wyżu

mania, 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 izobarycz-



nymi 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. 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.

Rozdział 8

GROŻNE ZJAWISKA ATMOSFERYCZNE

8.1

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 widzialnością, w 76% przypadków było wywołane przemieszczającymi się frontami, a tylko w 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 w najbliższym czasie przemieszczał się 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 poświęcić 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, pogarszając 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 spotkać się załoga samolotu w czasie wykonywania swego zadania.

8.2

WIDZIALNOŚĆ

8.2.1

WIDZIALNOŚĆ POZIOMA, SKOŚNA I PIONOWA

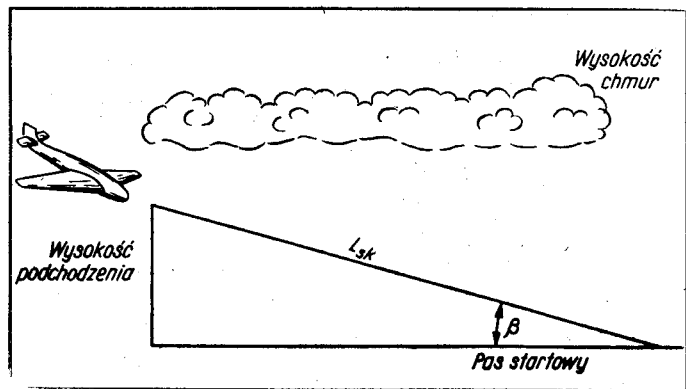
Widzialność meteorologiczna (S_m) jest to odległość graniczna, z której przy danej przezroczystości powietrza można odróżnić na tle nieba, zamglenia czy chmur w pobliżu horyzontu obiekt doskonale widoczny o rozmiarach kątowych 20'; po przekroczeniu tej odległości obiekt zlewa się z tłem i staje się niewidoczny.

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 specjalnego 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.





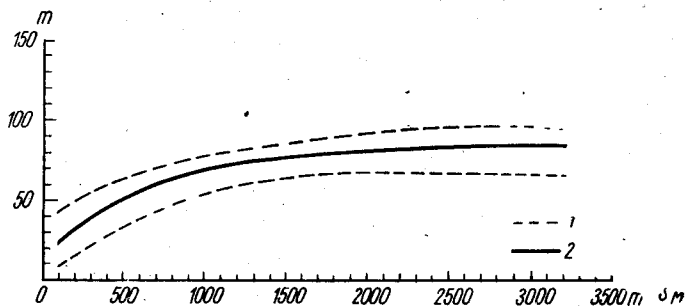
Rys. 197. Zależność między wysokością a widzialnością skośną

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 $0,5 S_M$.

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 rysunku 198.

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 $2-3^\circ$ przedstawiono na rysunku 198.



Rys. 198. Związek między widzialnością pionową a poziomą

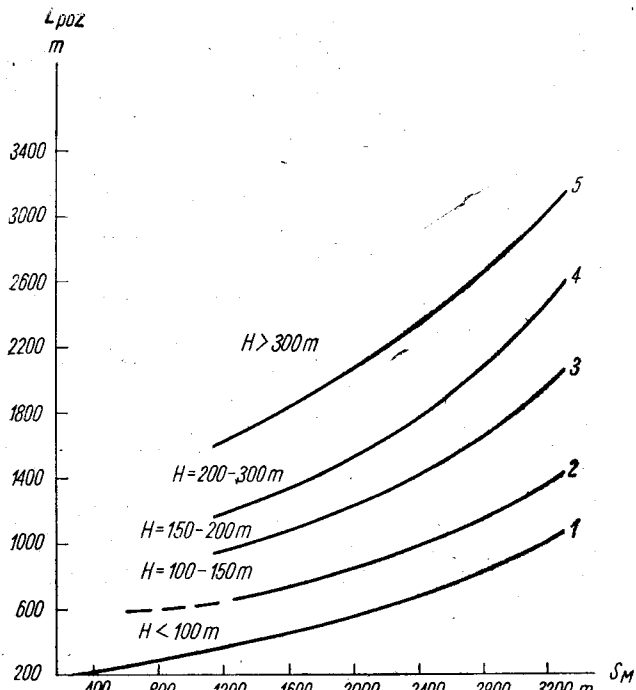
Do określenia wysokości skośnej, zależnej od wysokości podstaw chmur, konstruuje się specjalne nomogramy (rys. 199). Strzałki na nomogramie wskazują, jak należy określać widzialność skośną, znając wysokość podstaw chmur.

Na zmniejszenie widzialności wpływają przede wszystkim zawarte w powietrzu pyły oraz produkty kondensacji powodując zmętnienie powietrza.

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.

Omówione rodzaje zmętnienia prowadzą w każdym przypadku do zatarcia konturów obserwowanych przedmiotów i zamazania ich detali.



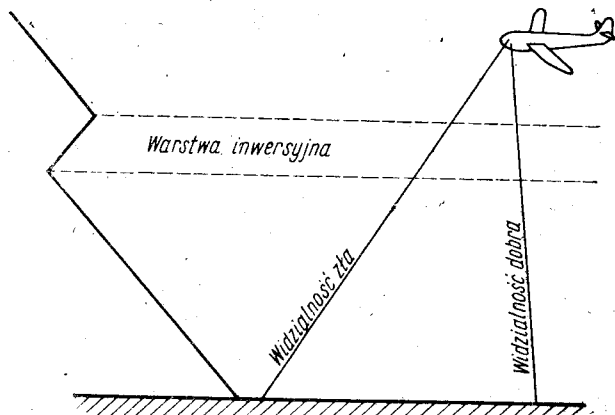
Rys. 199. Nomogram do określania widzialności skośnej (H — wysokość podstawy chmur)



Proces powstawania zmgętnienia 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 zmgętnienie 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 obiekt staje się słabo widoczny.

Znane jest także zjawisko zmgętnienia 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 rozpylać 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 rysunku 200. 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



Rys. 200. Wpływ inwersji temperatury na widzialność

Zależność prądów falowych (V fala) i prądów rotorowych (V rot) od prędkości wiatru notowanego na Kaspirowym Wierchu (1957—1965)

V fala [m/s]	V rot [m/s]	1-3 słabe	4-6 umiarkowane	7-9 silne	10-12 b. silne	13-15 n. silne	Ogółem
1-3 słabe	11 12,8 12,6	11 12,8 7,57	2 2,3 19,0	2 2,3 16,5	a b d		15 17,4 14,0 7,22
4-6 umiark.	21 24,4 12,9	21 24,4 3,18	13 15,1 17,5	1 1 4,65 27		1 1,2 18	38 41,9 15,1 4,75
7-9 silne	9 10,5 13,1	9 10,5 3,30	4 4,6 15,8		1 1,2 14	1 1,2 18	15 17,5 14,2 8,05
10-12 silne	5 5,8 14,4	5 5,8 3,36	6 7,0 23,8		1 1,2 16		12 14,0 19,3 6,51
13-15 b. silne			3 3,5 22,3				3 3,5 22,3 2,52
16-18 n. silne	1 1,2 2,0	1 1,2		1 1,2 27			2 2,4 23,5 4,95
19-21 gwałtowne			1 1,2 35			2 2,3 32,5	3 3,5 33,3 2,89
Ogółem	47 54,7 13,2	47 54,7 4,63	29 33,7 19,8	4 4,7 21,8	2 2,4 15,0	4 4,7 25,2	86 100 8,62

a — liczba przypadków,
b — częstość w %,
c — średnia prędkość wiatru [m/s],
d — odchylenie standardowe od średniej prędkości wiatru [m/s].

V fala — prędkość prądów falowych [m/s]
V rot. — prędkość prądów rotorowych [m/s]

b. silne — bardzo silne
n. silne — nadzwyczaj silne



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 zmetniałą warstwę powietrza, ulega wydłużeniu i silniejszemu rozproszeniu.

Intensywność zmetnienia jest różna dla różnych mas powietrza. Najmniejszym zmetnieniem wyróżniają się masy powietrza arktycznego i świeże masy powietrza polarno-morskiego. Największe zaś zmetnienie charakteryzuje masy powietrza zwrotnikowo-kontynentalnego i polarno-kontynentalnego. Zróznicowanie to uwarunkowane jest różną zawartością pyłów w wymienionych masach powietrza. Na przykład masy powietrza kontynentalnego zalegające nad obszarami lądowymi wchłaniają w siebie 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).

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.

8.2.2

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.

8.2.3

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

W tablicy 56 oraz 57 zestawiono dla przykładu widzialność przed opadem oraz widzialność w czasie występowania opadu.

Z tablicy 57 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 40 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.

Z tablicy 57 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.



Widzialność podczas wypadania deszczu o różnej intensywności

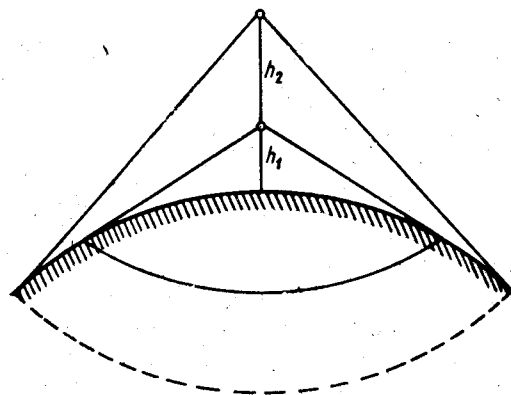
TABLICA 56

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

Widzialność podczas opadów śniegu

TABLICA 57

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	10,5	20,0	50,0
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 mm/h	—	0,05–0,2	0,2	0,2	0,2	0,2–0,5	0,2	0,5	0,2–0,5



Rys. 201. Wzrost zasięgu widzialności

W okresie zimy znaczny wpływ na widzialność wywierają zamiecie i zawieje śnieżne. Zamiecią nazywane jest zjawisko porывania przez wiatr śnieżynki 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 wynosi 2,0–0,5 km, a przy prędkości ponad 20 m/s widzialność nie przekracza 500 m.

Zjawisko, które charakteryzuje jednocześnie 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. 201). Jak zmienia się zasięg widzenia niektórych obiektów na powierzchni ziemi zależnie od wysokości lotu przedstawiono w tablicy 58.

Zależność dostrzegania przedmiotów od wysokości lotu

TABLICA 58

Obiekty	Wysokość lotu [m]				
	500	1000	2000	4500	6500
	Widzialność przedmiotów [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 rzeczki	10	20	30	40	60
Lasy	15	30	40	50	60

W przypadku jednorodnych mas powietrza obniżenie widzialności 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.

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, nie-



dosytu 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 to może być lokalnymi źródłami zmótnienia lub też różnym natężeniem zjawiska meteorologicznego (deszcz, śnieg).

8.3

OBLODZENIE

8.3.1

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 spotkać się w ciągu całego roku z tą tylko różnicą, że latem, na wyższym pułapie, a zimą na niższym. Główną przyczyną oblodzenia jest zamarzanie kropeł przechłodzonych, które po zderzeniu się z samolotem zamarzają, tworząc powłokę lodową, nie obojętna jest przy tym wielkość kropeł. 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. 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 mogą opłynąć płata, zderzają się z nim, rozlewają i zamarzają. Oczywiście, intensywność oblodzenia jest tym większa, im więcej wody znajduje się w powietrzu i im większe są rozmiary kropeł.

Z oblodzeniem można się spotkać tak w chmurach, jak i przy bezchmurnym niebie.

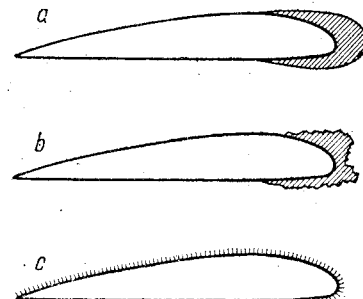
W przypadku bezchmurnego nieba z oblodzeniem można się spotkać wówczas, gdy temperatura powierzchni samolotu jest niższa od temperatury powietrza otaczającego. Warunki takie można spotkać podczas nagłego schodzenia z wysokiego pułapu na niższy, czyli podczas przechodzenia z warstw o niskiej temperaturze do warstw o wyższej temperaturze. Obserwuje się wówczas proces sublimacji pary wodnej zawartej w powietrzu. Powierzchnia samolotu pokrywa się wtedy cienką, równomierną warstwą lodu, przypominającą 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.

8.3.2

KLASYFIKACJA OSADÓW LODOWYCH

Z uwagi na kształt osadzającego się na powierzchniach nośnych lodu, wyróżnia się dwa zasadnicze rodzaje oblodzenia: oblodze-



Rys. 202.
Formy oblodzenia

a — profilowe, b — bryłowe,
c — szron

OBLODZENIE W CHMURACH JEDNORODNYCH MAS POWIETRZA

nie profilowe i oblodzenie bryłowe, (rys. 202). 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 gołoleź i nie ulega wykruszeniu. Zasięg oblodzenia (patrzac w kierunku od krawędzi natarcia do krawędzi spływu) zależy od wielkości znajdujących się w powietrzu przechłodzonych kroplek 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.

Oblodzenie bryłowe 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 sadz. Sadz ta jest bardzo krucha, i pod wpływem wibracji samolotu łatwo się kruszy i odpada. Jak wykazały obserwacje, sadz 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 lód przezroczysty, lód matowy, sadz i szron.

Lód przezroczysty tworzy się podczas lotu w chmurach charakteryzujących się dużą wodnością i zbudowanych z przechłodzonych kroplek, o temperaturze od 0 do -10°C .

Lód matowy tworzy się w czasie lotu w chmurach zbudowanych z przechłodzonych kroplek wody i kryształków lodowych. Powstaje on zwykle w temperaturze niższej niż -10°C i ma budowę krystaliczną i szorstką powierzchnię.

Sadz 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.

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 kropelek. 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 (zimną). Intensywność oblodzenia zależy od tego, czy z chmur tych wydzieli się opad, czy nie. Jeżeli opad nie występuje, oblodzenie jest małe lub brak go zupełnie. Wzmacnia 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/h. W przypadku zaś gdy z wspomnianych chmur będzie się wydzieliał opad, wówczas intensywność oblodzenia będzie bardzo silna, a pokrywa lodowa może narastać z prędkością 2 mm/h.

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 ogrzany 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 kryształków lodu. Oblodzenie z jakim można się spotkać w tych chmurach, będzie więc bardzo silne. Najintensywniej za-



znacza 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.

8.3.4

OBŁODZENIE W CHMURACH STREF FRONTOWYCH

Obłodzenie w strefie frontu ciepłego. W strefie wyraźnie zaznaczonego frontu ciepłego z układem chmur Ns—As, z których wypada w okresie lata silny opad ciągły, obłodzenie 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 , obłodzenie jest nieznaczne. Jednak gdy lot odbywa się przez dłuższy czas w chmurach frontowych, wówczas całkowita grubość powłoki lodowej może osiągać 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 obłodzenie w postaci gołoleddzi 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 gołoleddź.

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 gołoleddź, oznacza to, że na wysokości 500—600 m panuje temperatura dodatnia, a pułap chmur nie sięga wyżej niż 2500 m.

Obłodzenie w strefie frontu chłodnego. Gdy na froncie chłodnym występują chmury Ns, dające opad ciągły, wówczas obłodzenie jest niewielkie. Bardziej niebezpieczne, ze względu na obłodzenie, są chmury Cb, rozwijające się na linii frontu. Warunki obłodzenia w tych chmurach zostały omówione poprzednio w punkcie dotyczącym obłodzenia 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 obłodzenia.

8.4

BURZE

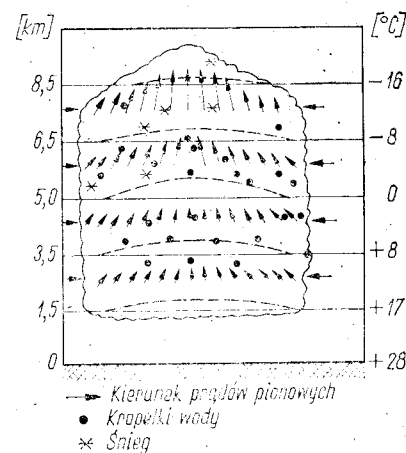
8.4.1

ROZWÓJ CHMURY BURZOWEJ

W meteorologii burzą określa się złożone zjawisko atmosferyczne, którego częściami składowymi są wyładowania elektryczne między chmurami lub między chmurą a ziemią (błyskawice) oraz towarzyszące im zjawiska akustyczne, czyli grzmoty. Burza związana jest z rozwojem potężnych chmur Cumulonimbus. Obecność ich świadczy o tym, że atmosfera ma równowagę chwiejną, a powietrze zawiera w sobie duże ilości pary wodnej. Cechą charakterystyczną burz jest także występowanie szkwałów, silnych krótkotrwałych opadów, czasami wypadanie gradu.

Burza jest zjawiskiem stosunkowo krótkotrwałym, przechodzącym przez trzy stadia: stadium rozwoju, stadium dojrzałe, stadium rozpadu.

Schematycznie stadium rozwoju chmury burzowej przedstawiono na rysunku 203. W tym stadium powietrze znajdujące się wewnątrz chmury jest cieplejsze od powietrza otaczającego i unosi się do góry. Prędkości wznoszenia rosną wraz z wyso-



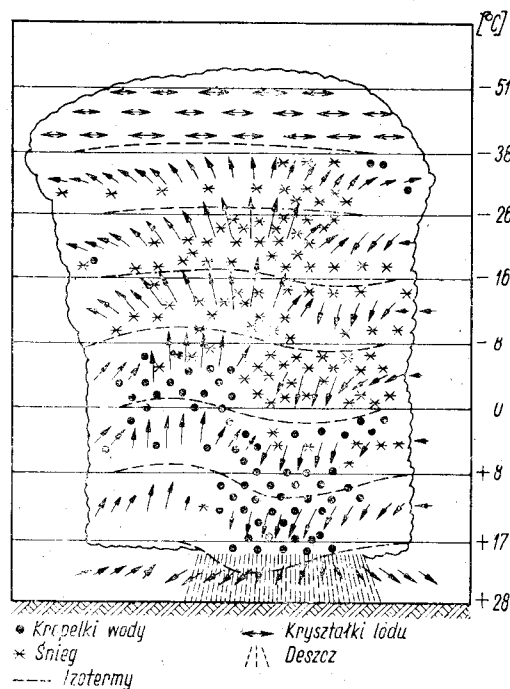
Rys. 203. Chmura burzowa w stadium rozwoju



kością i chmura rozbudowuje się do poziomu, na którym panuje temperatura niższa od zera. Na tej wysokości chmura zbudowana jest już z kropel oraz z płatków śniegu. Prędkość prądów pionowych w górnych partiach chmury dochodzi do 10 m/s. W tym stadium rozwoju chmura zasysając powietrze przez podstawę (prądy pionowe) i przez boczne ściany chmury „zaopatruje się” w parę wodną.

Początkowe stadium rozwoju chmury burzowej trwa około 10—15 minut. W ciągu tego czasu komórka konwekcyjna zwiększa swój przekrój z 1—3 km do 10 km, a w kierunku pionowym rozbudowuje się do wysokości 6—8 km. W tym też czasie chmura wzbogaca się bardzo w wodę — tak w stanie płynnym, jak i stałym; jednak silne prądy wstępujące uniemożliwiają jej wypadanie w postaci deszczu. Wewnątrz chmury kropie deszczu, kryształki lodu i płatki śniegu przenoszone są prądami pionowymi w górę i w dół, w rezultacie czego dochodzi do rozdziału ładunków elektrycznych.

Na rysunku 204 przedstawiono pionowy przekrój przez chmurę znajdującą się w stadium dojrzałym. W stadium tym kropie i kryształki lodowe rozrastają się do tego stopnia, że prądy wstępujące nie są już w stanie utrzymać ich dalej w chmurze;

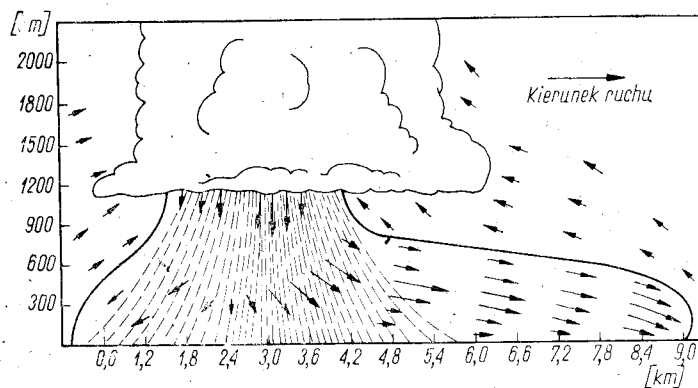


Rys. 204. Chmura burzowa w stadium dojrzałym

wtedy zaczynają one wypadać w postaci deszczu lub gradu. Wypadanie deszczu świadczy o tym, że chmura w swym cyklu rozwojowym osiągnęła szczyt i że od tej chwili rozpoczyna się jej rozpad. Na rysunku 204 widać, że w stadium dojrzałości w niektórych partiach chmury zaczynają przeważać prądy zstępujące, wywołane tarciem spadających kropeł o otaczające powietrze.

Początkowo prądy zstępujące obserwuje się tylko w środkowej i dolnej części chmury, a następnie rozprzestrzeniają się one stopniowo coraz wyżej. W środkowych i górnych partiach chmury prądy wstępujące mogą być bardzo intensywne, prędkość ich może dochodzić do 30 m/s.

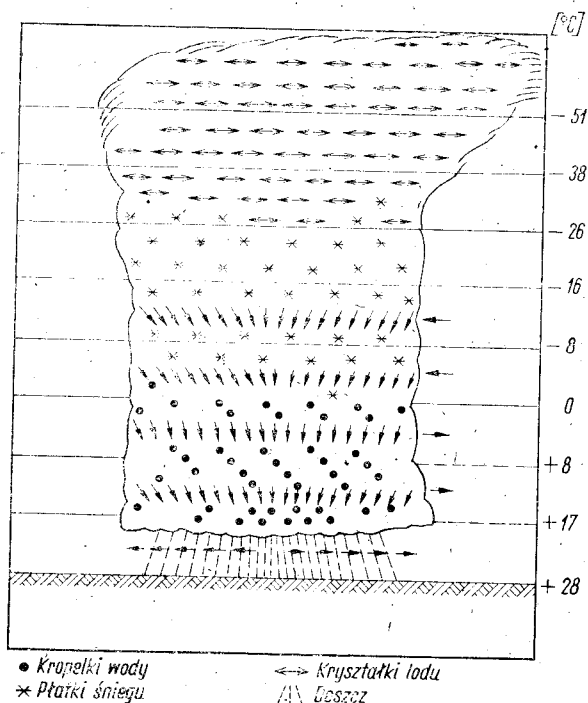
W omawianym stadium prądy wstępujące i zstępujące sąsiadują ze sobą w chmurze bardzo blisko. Szybownik przelatując przez chmurę znajdującą się w stadium dojrzałym, obecność tych prądów odczuwa przez nagłe i bardzo silne rzucanie, które może być katastrofalne w skutkach. Prądy zstępujące rozprzeczają się poziomo nad powierzchnią w postaci wilgotnych i zimnych strug powietrza — w podobny sposób jak woda, która napotyka na swej drodze przeszkodę (rys. 205). Dotarcie takiego prądu do ziemi następuje nagle i zaznacza się silnymi porywami wiatru.



Rys. 205. Rozprzeczanie się prądu opadającego pod chmurą burzową

Stadium dojrzałości trwa 15—30 minut. W tym czasie prądy zstępujące starają się opanować całą chmurę, która osiąga w tym okresie maksimum swego rozwoju pionowego. W tym samym czasie obserwuje się liczne wyładowania elektryczne i wypadanie gradu.

W stadium rozpadu kontury chmury stają się mniej wyraźne. Charakter prądów pionowych jest zupełnie odwrotny niż w stadium dojrzałym (rys. 206). Miejsce silnych prądów wstępujących w dwóch pierwszych stadiach zajmują obecnie słabsze prą-

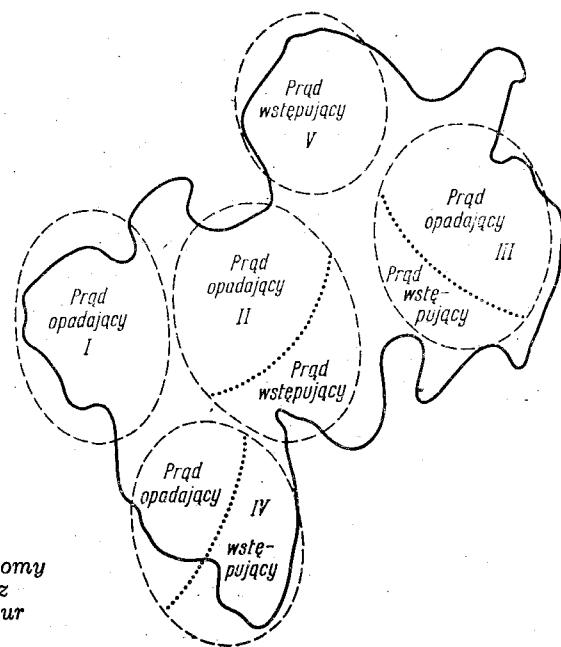


Rys. 206. Chmura burzowa w stadium rozpady

dy zstępujące, które pod koniec trzeciego stadium zajmują już obszar całej chmury. W tym też okresie maleje intensywność opadów, a temperatura powietrza wewnątrz chmury zbliża się stopniowo do temperatury powietrza otaczającego.

Przedstawiony obraz rozwoju chmury burzowej stanowi tylko przypadek. Tylko bardzo rzadko zdarza się, aby burza stanowiła tylko jedną komórkę konwekcyjną. Najczęściej bowiem burza składa się z grupy chmur (komórek konwekcyjnych) przy czym każda z nich ma obszary o pionowych prądach wstępujących i zstępujących; dlatego też chmura burzowa ma bardzo złożony charakter. Schematycznie przedstawiono burzę złożoną z kilku komórek na rysunku 207, przy czym komórka I jest komórką najstarszą, a komórka V — najmłodszą. Oznacza to, że w komórce I przeważają już tylko prądy opadające, a w komórce V — prądy wstępujące.

Energia wyzwalamąca się podczas kondensacji w postaci ciepła utajonego jest bardzo wielka. Jak wykazały badania, w chmurze, której przekrój wynosił 1 km, a wielkość spadłego opadu była rzędu 10 mm — masa skondensowanej wody dochodziła do 30 000 ton, co odpowiada wydzielaniu się 2×10^{18} kalorii ciepła.



Rys. 207. Poziomy przekrój przez skupisko chmur burzowych

Znając już mechanizm rozwoju samej chmury burzowej zatrzymajmy się chwilę nad zagadnieniem elektryzacji kropli deszczu i samej chmury.

Do tej pory nie jest całkowicie wyjaśnione, w jaki sposób powstają w chmurach burzowych różnoimienne ładunki przestrzenne. Wszystkie jednak teorie zakładają, że każda kropla opadu ma ładunek elektryczny, przy czym jego znak zależy od rozmiarów kropli — duże cząsteczki opadu mają zazwyczaj nabój ujemny, a małe — nabój dodatni. Ponieważ duże i małe krople mają różny ciężar, dlatego w chmurze dochodzi do ich rozsortowania. Rozsortowanie to dokonuje się w prądach pionowych. Dzięki temu procesowi w chmurze powstają obszary o różnoimennych nabożach przestrzennych. Wynika z tego, że energią napędzającą „prądnice” chmury burzowej jest energia prądów wstępujących, która wykonuje pracę przeciw siłom elektroakustycznym, jakie działają między poszczególnymi nabożami. Tu tkwi rozwiązanie zagadki, dlaczego działalność elektryczna związana jest z chmurami burzowymi — chmury te charakteryzują bowiem najsilniejsze prądy pionowe (rys. 7).

Znaczne napięcia elektryczne, jakie powstają wewnątrz chmur Cb. jak i między tymi chmurami oraz między chmurami a powierzchnią ziemi powodują, że większość ładunków przestrzennych przepływa w formie wyładowań iskrowych — błyskawic.



KLASYFIKACJA BURZ

Zależnie od warunków meteorologicznych, w jakich dochodzi do rozwoju burz, dzieli się je na:

- a) burze frontowe,
- b) burze wewnątrzmasowe.

Burze frontowe rozwijają się na frontach atmosferycznych. W zależności od tego, na jakich frontach dochodzi do ich rozwoju, dzieli się je na:

- burze frontu chłodnego (i okluzji chłodnych),
- burze frontu ciepłego.

Burze wewnątrzmasowe rozwijają się wewnątrz danej masy powietrza, które zalega nad określonym obszarem. Zwykle dzieli się je na:

- burze adwekcyjne,
- burze konwekcyjne.

8.4.2.1

BURZE FRONTU CHŁODNEGO

Ten rodzaj burz rozwija się na czole frontu chłodnego, gdzie obserwuje się intensywne „wyrzucanie” ciepłego powietrza ku górze. W przypadku, gdy ciepłe powietrze wypychane do góry przez napływające chłodne masy jest dostatecznie wilgotne i charakteryzuje się równowagą chwiejną, wówczas na czole frontu chłodnego rozwijają się silnie wypiętrzone chmury Cb. Charakterystyczną cechą burz rozwijających się na frontach chłodnych (i okluzjach chłodnych) jest to, że układają się one w postaci linii o długości dochodzącej do kilkuset kilometrów.

W naszych szerokościach geograficznych chłodnymi masami w cieplejszej połowie roku bywają masy powietrza polarnego, morskiego i masy powietrza arktycznego. Najintensywniejszy rozwój chmur burzowych obserwuje się w przypadku, gdy chłodne masy powietrza polarnego czy arktycznego wyciskają ku górze bardzo ciepłe i wilgotne masy powietrza zwrotnikowego czy też przegrzane masy powietrza polarnokontynentalnego.

Burze frontu chłodnego związane są zawsze z ośrodkami niżowymi i nie wykazują dużej zależności od pory dnia i charakteru podłoża. Występują one wąską strefą (40–50 km) ciągnącą się czasami na przestrzeni kilkuset kilometrów. Przed linią frontu przemieszczają się zwykle chmury Cs pojawiające się na sto do stukilkudziesięciu kilometrów przed samą chmurą burzową. Poprzedzają one o 1–2 godzin wystąpienie burzy.

Wiatry dolne przed wystąpieniem burzy wieją przeważnie rów-

nolegle do frontu bądź też w kierunku frontu. W czasie burzy wiatry stają się porywiste i często przechodzą w szkwały wiejące od burzy w kierunku prostopadłym do frontu. Sama zaś chmura burzowa przemieszcza się pod pewnym kątem względem prostopadłej do kierunku ruchu frontu. Niekiedy burze frontu chłodnego pojawiają się już na 200–300 km przed linią frontową — wówczas przejście frontu chłodnego zaznacza się silnymi wiatrami.

8.4.2.2

BURZE FRONTU CIEPŁEGO

Ten rodzaj burz występuje znacznie rzadziej niż burze frontu chłodnego. W czasie wślizgiwania się powietrza ciepłego po klinie powietrza chłodnego ku górze powietrze to ulega stopniowemu adiabatycznemu ochłodzeniu, a para wodna w nim zawarta ulega kondensacji i wydziela się w postaci opadów ciągłych. Tak w ogólnym zarysie wyglądają procesy frontowe w przypadku, gdy masa powietrza ciepłego ma równowagę stałą. W przypadku jednak, gdy masa tego powietrza jest bardzo wilgotna i ma równowagę wilgotno-chwiejną, wówczas proces kondensacji pary wodnej przebiega bardzo gwałtownie, co prowadzi do powstania zawartego układu chmur frontowych. Jeżeli w takim układzie nad wślizgującą się masą powietrza ciepłego zalega chłodna masa powietrza, dochodzi do wzmożenia się chwiejności i w efekcie do rozwoju chmur Cb. W porównaniu z burzami frontu chłodnego podstawy chmur Cb frontu ciepłego zalegają znacznie wyżej.

W przypadku burz frontu ciepłego obserwator nie widzi chmury Cb, gdyż wbudowana jest ona w układ chmur Ns—As. Obecność jej zdradzana jest wyładowaniami elektrycznymi i grzmotami. Jeśli chmurze Cb nie towarzyszą zjawiska elektryczne i akustyczne, obecność jej zdradzana jest nagłym wzrostem intensywności opadu.

8.4.2.3

BURZE OKLUZJI CHŁODNEJ

Ten rodzaj burz nie różni się niczym od burz frontu ciepłego. Jak już wiemy, fronty okluzji powstają z chwilą zetknięcia się frontu chłodnego z ciepłym. W takim przypadku ciepłe powietrze wyciśnięte zostaje do góry i jego granica z powietrzem chłodnym znajduje się nad powierzchnią ziemi. Podczas tego procesu kon-

znajdź więcej na

nakolannik.pl

baza wiedzy pilota



trast termiczny w dolnych warstwach powietrza zanika, lecz w wyższych warstwach utrzymuje się on nadal, co sprzyja rozwojowi silnej chwiejności, a w efekcie — rozwojowi chmur burzowych.

8.4.2.4

BURZE ADWEKCYJNE

Ten rodzaj burz powstaje w chłodnej masie powietrza, jaka napływa za frontem chłodnym. Gdy na tyle niżej za frontem chłodnym napływa chłodna masa powietrza polarnego morskiego, wówczas ogrzewając się od podłoża przyjmuje on równowagę wilgotno-chwiejną, co prowadzi do rozwoju chmur Cb, którym towarzyszą silne przelotne opady i burze. Burze te łatwo jest odróżnić od burz frontowych, gdyż towarzyszą one chmurom odizolowanym od siebie. Są to po prostu typowe chmury wewnętrzmasowe.

Burz adwekcyjnych nie należy mylić z burzami konwekcyjnymi; pierwsze z nich rozwijają się we względnie niskich temperaturach, a prędkość ich przemieszczania się jest większa niż burz konwekcyjnych. Intensywność burz adwekcyjnych wzrasta w przypadku, gdy podczas silnego ogrzewania się dolnych warstw powietrza od podłoża do wyższych warstw napływają świeże, chłodne masy powietrza polarnego morskiego. Burze też przebiegają tym gwałtowniej, im silniej nagrzane są dolne warstwy powietrza i im chłodniejsze są masy napływające górą.

8.4.2.5

BURZE KONWEKCYJNE (CIEPLNE)

Cechą charakterystyczną tych burz jest ich występowanie w godzinach, w których przypada maksimum temperatury. Rozwijają się one podczas pięknej upalnej pogody i mają wybitnie lokalny charakter.

Główną przyczyną rozwoju burz konwekcyjnych jest wyraźnie zaznaczona równowaga wilgotno-chwiejna. Chwiejność ta wywołana jest silnym nagrzaniem dolnych warstw powietrza od podłoża.

Latem, przy mało zmiennym polu barycznym o słabym gradientie ciśnienia, obserwuje się coraz silniejsze nagrzewanie się podłoża. Temperatura powietrza wzrasta z dnia na dzień, a ze wzrostem temperatury wzrasta również wilgotność bezwzględna powietrza i zaczynają się pojawiać pierwsze chmury Cumulus,

które następnie zaczynają rozwijać się w chmury Cumulonimbus. Chmury te występują odrębnie.

Burze konwekcyjne przemieszczają się powoli i szybko zanikają. Na drugi dzień chmury Cumulus pojawiają się ponownie, lecz nieco wcześniej niż pierwszego dnia. Proces ten trwa tak długo, dopóty prądy konwekcyjne nie doprowadzą do ogrzania się górnych warstw powietrza, a dolne warstwy nie ulegną ochłodzeniu przez wypadające opady. Z chwilą wyrównania się kontrastów termicznych działalność burzowa ustaje.

Bieg elementów meteorologicznych podczas burzy konwekcyjnej jest bardzo prosty. Temperatura i wilgotność bezwzględna wzrastają aż do chwili wystąpienia burzy; wilgotność względna zaś maleje. Wskutek silnego ogrzania się powietrza ciśnienie atmosferyczne stopniowo spada aż do momentu wystąpienia burzy; wówczas zaczyna ono nagle wzrastać. Prędkość wiatru wzrasta i wieje on od burzy we wszystkich kierunkach prowadząc czasami do powstania nowych chmur Cb wokół pierwotnego ogniska burzy. Po ustaniu burzy wszystkie elementy wracają do „normy”.

Burze konwekcyjne są zwykle bardzo intensywne — towarzyszą im liczne wyładowania elektryczne, obfite opady deszczu i gradu. Prędkość ich przemieszczania się jest niewielka i waha się w granicach 5—15 km/h.

8.5

TURBULENCJA

8.5.1

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, za-



- burząc istniejące tam pola temperatury i wiatru (zwiększając 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

$$T = \frac{V_{\max} - V_{\min}}{V_{\text{sr}}}$$

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 zwiększeniem 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 rysunku 22. 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.

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 wy-

nosi od 500 do 1000 m, a w kierunku poziomym może się rozciągać 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. 59).

Skala oceny intensywności rzucania

TABLICA 59

Intensywność	Przeciążenie (w częstościach przyspieszenia ziemskiego g)	Charakterystyka zachowania się samolotu podczas rzucania
Słaba	$ \Delta n < 0,2$	Pojedyncze lekkie wstrząsy samolotu.
Umiarkowana	$0,2 < \Delta n < 0,5$	Częste wstrząsy. Wskazówki przyrządów pokładowych wahają się.
Silna	$0,5 < \Delta n < 1,0$	Silne i nagłe wstrząsy samolotu. Ciągłe zmiany wskazań wariometru i prędkościomierza.
Bardzo silna	$ \Delta n < 1,0$	Warunki lotu ulegają zaburzeniu. 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 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 $R/G = 1$. Samolot lecący w chwiejnej masie powietrza przecina to prądy



wstępujące, to znowu zstępujące, a więc jest podnoszony ku górze lub rzuwany do dołu. Podczas rzucania następuje zmiana kąta natarcia (kąt natarcia zwiększa się lub maleje). Ponieważ w dowolnej chwili przed rzucając samolot w dół czy w 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:

$$n = 1 \pm \frac{\rho \cdot v \cdot w}{2 \frac{G}{S} C_y}$$

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 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):

$$R_i = \frac{g}{T} \cdot \frac{\gamma_a - \gamma}{\beta^2}$$

gdzie:

- g — przyspieszenie ziemskie,
- T — temperatura bezwzględna powietrza,
- γ — pionowy gradient temperatury,
- γ_a — gradient sucha-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.

8.5.2

RZUCANIE PRZY TERMICE 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 do przeszkód, wówczas turbulencja, a więc i rzucanie, może nie wystąpić.

8.5.3

TURBULENCJA DYNAMICZNA

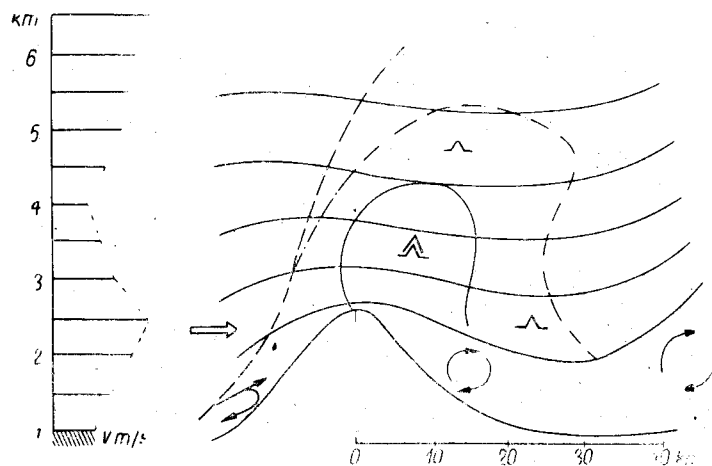
Turbulencja wywołana rzeźbą terenu nazwana została turbulencją dynamiczną. Intensywność jej jest zawsze większa nad obszarami wyróżniającymi się bardziej urozmaiconą rzeźbą. Tym samym więc najwyraźniej ona się zaznacza nad górami, gdzie odkształcenie prądów powietrza jest największe. W turbulencji w 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 grzbie-tem 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 ro-rotu bywają różne, mogą wynosić nawet kilkaset metrów. Ro-tory przyczyniają się do znacznej turbulencji po stronie za-wietrznej gór. Prędkości wznoszenia oraz opadania rotorów w naszych warunkach (Tatry i Karkonosze) mogą osiągnąć war-tość 10–15 m/s.

Strukturę stref turbulencyjnych nad górami przedstawiono schematycznie na rysunku 209. Należy tu dodać, że strefa ta nie utrzymuje się w jednym miejscu, lecz może się przemiesz-czać względem łańcucha górskiego, który ją wywołał. Dojść może nawet do tego, że strefa turbulencji „odrywa” się od gór i „węduje” na pewną odległość, znoszona przez wiatr. Bezpo-srednio nad zawietrznym zboczem gór formuje się obszar in-tenasywnej turbulencji, która maleje w miarę zwiększania się wysokości oraz w miarę oddalania się od łańcucha górskiego. W tych też kierunkach maleje także zrucanie. Przy silnych wiatrach pionowy zasięg turbulencji dochodzi do czterokrotnej



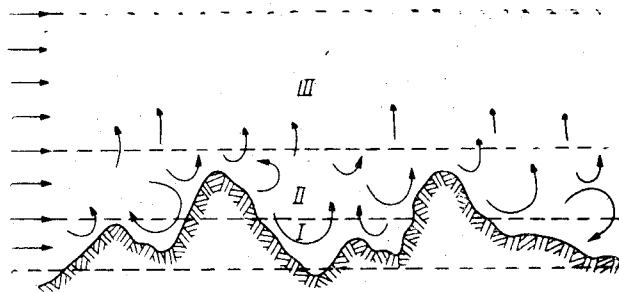
Rys. 208. Struktura stref turbulencji nad górami

wysokości gór. Z tego powodu nawet niezbyt wysokie góry mo-gą wywołać turbulencję sięgającą aż do górnych granic tropo-sfery.

Jeżeli wiatr na pewnej wysokości zmienia swój kierunek, to strefa zrucania zostaje znoszona w tym samym kierunku. Opi-sana 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 łań-cuchami gór, mogą się na siebie nakładać, co zwiększa inten-sywność zrucania.

Jak wpływa urozmaicona rzeźba gór na wzrost turbulencji, przedstawiono na rysunku 209. 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 konwek-cją i wiatrami lokalnymi.

Druga strefa sięga od średniego poziomu gór aż do wysokości jakie osiągają poszczególne szczyty. W niej to obserwuje się jak najintensywniejszy wzrost turbulencji stopniowo maleje, gdyż z wysokością zmniejsza się wpływ podłoża na prądy po-wietrza, które dzięki temu stają się coraz mniej turbulentne. Chociaż decydującym czynnikiem powstawania turbulencji w górach jest czynnik dynamiczny, to jednak pewną rolę odgry-wa tu również i konwekcja. Prądy pionowe w górach prowa-dzą do bardzo intensywnego rozwoju chmur kłębiastych. Stwierdzono, że nad grzbieciami gór 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 cieplej poło-



Rys. 209. Turbulencja orograficzna

wie roku mogą występować równoległe dwa rodzaje turbulencji — dynamiczna i konwekcyjna.

Innymi słowy, rozwój prądów pionowych nad górami wzmaga turbulencje. Trzeba tu dodać, że obecność lokalnej cyrkulacji górskiej w znacznym stopniu utrudnia rozwój prądów konwekcyjnych, zmniejszając jej intensywność nad obszarem gorzyszym.

Częstość (%) występowania rotorów o różnych prędkościach w zależności od prędkości wiatru nad Karkonoszami (prędkość wiatru mierzona na Śnieżce)

TABLICA 60

Wiatr [km/h]	Intensywność prądów pionowych w rotorach [m/s]										Ra- zem
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	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—30		2									2
		4	8	18	44	6	5	4	4	7	100

Częstość (%) występowania rotorów o różnych prędkościach w zależności od prędkości wiatru nad Tatrmi (prędkość wiatru mierzona na Kasprowym Wierchu)

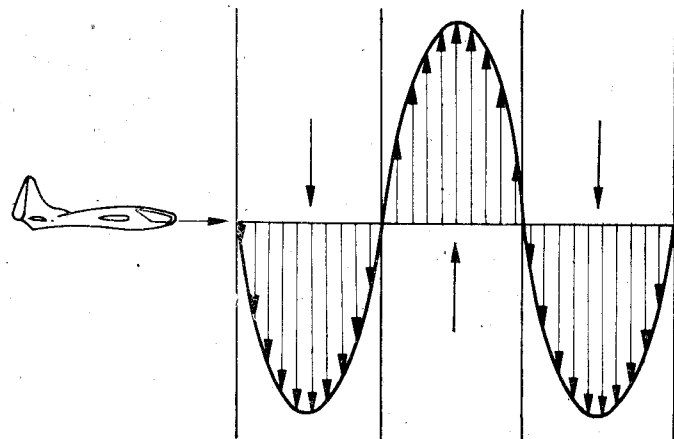
TABLICA 61

Wiatr w km/h	Intensywność prądów pionowych w rotorach [m/s]										Ra- zem
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
110							1				3
100—100							1				3
90—100								1	9		2
80—90								2	7	2	11
70—80							3	6	2	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											
		2	6	3	11	7	33	14	10	7	100

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 wspo-

mnąć także choć w paru słowach o rotorach. Jak wiadomo, chmury te powstają podczas występowania fali górskiej. Usytuowane są one zawsze po zawietrznej stronie 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 prędkości) 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. 60 i 61). Dane te pochodzą ze sprawozdań lotów falowych wykonanych w Jeżowie i Nowym Targu. Częstość występowania pionowych prądów rotorowych przedstawiono w procentach. Z tablic tych wynika, że przy jednako-



Rys. 210. Rzucanie w prądach konwekcyjnych

wych prędkościach wiatru (notowanych na Kasprowym Wierchu i na Śnieżce) prędkość prądów rotorowych w obszarze Tatr jest większa niż w Sudetach. Dla przykładu rozpatrzmy 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 w zakresie maksymalnych 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. 210) i jak niebezpieczne w skutkach może być nagłe dostanie się w ich zasięg.



Wydawnictwa Komunikacji i Łączności,
Warszawa 1982
Wydanie 1. Nakład 9800+200 egz.
Ark. wyd. 19. Ark. druk. 12,666 (17,30A)
w tym 1 wkładka dwustronna
Oddano do składania w kwietniu 1981
Podpisano do druku i druk ukończono w grudniu 1981
Papier druk. sat. kl. V 70 g 70×100 cm
Zam. P/16/81. K.8965. Cena zł 85.—
Szczecińskie Zakłady Graficzne
Szczecin, al. Wojska Polskiego 128
Zam. 591/11.10/I G-5/61



znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota