



ELŻBIETA WOŁOSZYN

METEOROLOGIA i KLIMATOLOGIA

w zarysie

WYDAWNICTWO POLITECHNIKI GDAŃSKIEJ

ELŻBIETA WOŁOSZYN

METEOROLOGIA *i* KLIMATOLOGIA

w zarysie

*Skrypt jest przeznaczony dla studentów
Wydziału Inżynierii Lądowej i Środowiska*

Gdańsk 2009

PRZEWODNICZĄCY KOMITETU REDAKCYJNEGO
WYDAWNICTWA POLITECHNIKI GDAŃSKIEJ

Romuald Szymkiewicz

RECENZENT

Jerzy Cyberski

PROJEKT OKŁADKI

Katarzyna Olszonowicz

Wydano za zgodą
Rektora Politechniki Gdańskiej

Wydawnictwa PG można nabywać w Księgarni PG (Gmach Główny, I piętro)
bądź zamówić pocztą elektroniczną (ksiegarnia@pg.gda.pl),
faksem (058 347 16 18) lub listownie (Wydawnictwo Politechniki Gdańskiej,
Księgarnia PG, ul. G. Narutowicza 11/12, 80-233 Gdańsk)
www.pg.gda.pl/WydawnictwoPG

© Copyright by Wydawnictwo Politechniki Gdańskiej
Gdańsk 2009

Utwór nie może być powielany i rozpowszechniany, w jakiegokolwiek formie
i w jakiegokolwiek sposób, bez pisemnej zgody wydawcy

ISBN 978–83–7348–282–1

Spis treści

PRZEDMOWA	9
1. WSTĘP	11
1.1. Wprowadzenie	11
1.2. Przedmiot i zadania meteorologii	12
1.3. Główne etapy rozwoju meteorologii na świecie	13
1.4. Rozwój meteorologii w Polsce	15
2. FIZYCZNE PODSTAWY METEOROLOGII. OGÓLNE WIADOMOŚCI O ZIEMI	17
2.1. Budowa i ruch Ziemi	17
2.2. Kształt Ziemi i jego znaczenie	18
2.3. Ruch obrotowy Ziemi	19
2.4. Ruch Ziemi wokół Słońca	19
3. BUDOWA I SKŁAD ATMOSFERY ZIEMSKIEJ	23
3.1. Główne cechy atmosfery ziemskiej	23
3.1.1. Homosfera i heterosfera	25
3.2. Pionowy podział atmosfery	26
3.3. Skład powietrza atmosferycznego	31
3.3.1. Powietrze suche	31
3.3.2. Zmiany składu powietrza z wysokością	33
3.3.3. Woda w atmosferze	33
3.3.4. Aerosol atmosferyczny	34
3.4. Najważniejsze związki w chemii atmosfery	37
3.5. Krążenie głównych pierwiastków.....	37
3.5.1. Związki siarki	38
3.5.2. Związki azotu	39
3.5.3. Związki węgla	39
3.6. Zanieczyszczenia fotochemiczne	40
3.7. Wielkości określające stan fizyczny atmosfery	41
3.7.1. Temperatura powietrza	41
3.7.2. Ciśnienie atmosferyczne	42
3.7.3. Wilgotność powietrza	43
3.7.4. Kierunek i prędkość wiatru	44
3.7.5. Zachmurzenie	44
3.7.6. Widzialność pozioma	44
3.7.7. Opady atmosferyczne	44
3.7.8. Pogoda i klimat	45
4. PROMIENIOWANIE I CIEPŁO W ATMOSFERZE	46
4.1. Podstawowe wiadomości o promieniowaniu	46
4.1.1. Zdolność emisyjna i absorpcyjna. Kwant energii	46

4.1.2. Prawo Kirchhoffa	47
4.1.3. Prawo Plancka	48
4.1.4. Prawo Stefana-Boltzmann	48
4.1.5. Prawo Wiena	48
4.1.6. Prawa Lamberta i Rayleigha	48
4.2. Rozkład energii w widmie promieniowania Słońca i Ziemi	49
4.3. Promieniowanie słoneczne	51
4.3.1. Charakterystyka promieniowania słonecznego	51
4.3.2. Osłabienie promieniowania w atmosferze	52
4.4. Promieniowanie całkowite. Pochłanianie i odbijanie promieniowania przez powierzchnię Ziemi	55
4.5. Promieniowanie Ziemi i atmosfery	56
4.5.1. Promieniowanie ziemskie	56
4.5.2. Promieniowanie atmosfery	57
4.5.3. Promieniowanie efektywne	58
4.6. Bilans cieplny Ziemi i atmosfery	58
4.7. Temperatura powietrza i jej zmiany	61
4.7.1. Dobowe zmiany temperatury powietrza	61
4.7.2. Roczne zmiany temperatury powietrza	63
4.8. Procesy przemiany energii w atmosferze	63
5. TERMODYNAMIKA ATMOSFERY	64
5.1. Procesy adiabatyczne w atmosferze	64
5.2. Równowaga pionowa atmosfery	67
5.2.1. Stany równowagi	67
5.2.2. Konwekcja termiczna i dynamiczna	69
5.3. Pionowy rozkład temperatury powietrza	70
5.3.1. Rodzaje inwersji temperatury	70
5.4. Diagramy aerologiczne	71
6. WODA W ATMOSFERZE	75
6.1. Krążenie wody w przyrodzie	75
6.2. Parowanie i stan nasycenia atmosfery	75
6.3. Wilgotność powietrza	79
6.3.1. Wielkości określające wilgotność atmosfery	79
6.3.2. Gęstość powietrza wilgotnego	81
6.3.3. Zmiany wilgotności powietrza	82
6.4. Kondensacja pary wodnej w atmosferze	85
6.5. Chmury	87
6.5.1. Klasyfikacja chmur	88
6.5.2. Powstawanie chmur	89
6.5.3. Struktura chmury	94
6.5.4. Krótki opis wyglądu głównych rodzajów chmur	96
6.5.5. Zachmurzenie	98
6.6. Powstawanie i klasyfikacja mgieł	99
6.6.1. Mgły z ochłodzenia	99
6.6.2. Mgły frontowe	101
6.6.3. Mgły z parowania. Dymienie morza	101
6.6.4. Rozpraszanie mgieł	102
6.7. Opady atmosferyczne	102
6.7.1. Powstawanie opadów	102

6.8. Klasyfikacja opadów	106
6.8.1. Rodzaje opadów atmosferycznych	106
6.8.2. Opady gradu	107
6.8.3. Podział genetyczny opadów	108
6.8.4. Osady atmosferyczne	110
6.9. Sztuczne wywoływanie opadów	111
6.10. Rozkład opadów na kuli ziemskiej	111
7. CIŚNIENIE ATMOSFERYCZNE	115
7.1. Zmiany ciśnienia powietrza	115
7.2. Izobary. Układy baryczne	118
7.3. Mapy powierzchni izobarycznych	120
7.4. Poziomy gradient ciśnienia	121
7.5. Wahania ciśnienia atmosferycznego	123
7.5.1. Zmiany dobowe	123
7.5.2. Wahania roczne	124
8. WYBRANE PROBLEMY DYNAMIKI ATMOSFERY	125
8.1. Wprowadzenie	125
8.2. Opis ruchu powietrza	125
8.2.1. Równanie ruchu	125
8.2.2. Równanie ciągłości	126
8.3. Główne siły działające na cząstkę powietrza w atmosferze	126
8.3.1. Siła ciężkości	126
8.3.2. Siła gradientu ciśnienia	126
8.3.3. Siła Coriolisa	127
8.3.4. Siła odśrodkowa	128
8.3.5. Siła tarcia	128
8.4. Wiatry geostroficzny i gradientowy	129
8.4.1. Wiatr geostroficzny	129
8.4.2. Wiatr gradientowy	130
8.5. Wpływ tarcia	131
8.5.1. Wpływ tarcia w przyziemnej warstwie powietrza	131
8.5.2. Struktura wiatru w przyziemnej warstwie powietrza	134
8.5.3. Wiatry dolne. Linie prądu	134
8.6. Typowe przykłady wpływu powierzchni Ziemi na ruch powietrza.....	136
9. CYRKULACJA ATMOSFERY	140
9.1. Ogólna cyrkulacja atmosfery	140
9.2. Strefowość w rozkładzie ciśnienia i wiatrów	142
9.2.1. Rozkład ciśnień na powierzchni Ziemi	142
9.3. Rozkład temperatury, ciśnienia i prądów powietrza w troposferze	145
9.3.1. Górne planetarne strefy frontowe (jet-stream)	147
9.4. Rozkład wiatrów przy powierzchni Ziemi	149
9.4.1. Cyrkulacja w strefie międzyzwrotnikowej. Zjawiska upwelling, El Niño i La Niña ...	150
9.4.2. Cyrkulacja atmosfery w umiarkowanych i wysokich szerokościach geograficznych ...	153
9.5. Cyrkulacja monsunowa	154
9.6. Wiatry lokalne	157
9.6.1. Wiatry lokalne będące prądami ogólnej cyrkulacji atmosfery	157
9.6.2. Wiatry lokalne związane z wpływami termicznymi	161
9.7. Cyklony tropikalne	162

9.7.1. Wiadomości ogólne	162
9.7.2. Powstawanie cyklonów tropikalnych	163
9.7.3. Budowa i ruch cyklonów tropikalnych	164
9.7.4. Ciśnienie i wiatr w cyklonach tropikalnych	165
9.7.5. Falowanie i zmiany poziomu morza	167
9.7.6. Skale cyklonów tropikalnych	167
9.8. Małe wiry powietrzne o osi pionowej	169
10. MASY POWIETRZA I FRONTY ATMOSFERYCZNE	171
10.1. Masy powietrza	171
10.2. Klasyfikacja mas powietrza	172
10.2.1. Klasyfikacja termiczna	172
10.2.2. Klasyfikacja geograficzna mas powietrza	176
10.3. Geneza i rodzaje frontów atmosferycznych	178
10.3.1. Ogólne wiadomości o frontach	178
10.3.2. Klasyfikacja frontów	178
10.4. Fronty główne i fronty wtórne	179
10.5. Fronty ciepłe i fronty chłodne. Okluzja	181
10.5.1. Front ciepły	181
10.5.2. Front chłodny	182
10.5.3. Fronty zokludowane (okluzja)	185
10.5.4. Front stacjonarny	187
10.5.5. Fronty a ciśnienie	187
10.6. Szkwale	187
11. UKŁADY CIŚNIENIA I CYRKULACJA W POZAZWROTNIKOWYCH SZEROKOŚCIACH GEOGRAFICZNYCH	189
11.1. Powstawanie i rozwój niżów	189
11.2. Przemieszczanie się niżów i wyżów	192
11.3. Cechy pogody na obszarach niżów i wyżów pozazwrotnikowych	196
11.4. Cyrkulacja w pozazwrotnikowych szerokościach geograficznych	197
12. PROGNOZOWANIE STANÓW POGODY	199
12.1. Pogoda i czynniki ją kształtujące	199
12.2. Prognozy pogody i ich klasyfikacja	200
12.2.1. Klasyfikacja ze względu na okres wyprzedzenia	200
12.2.2. Klasyfikacja prognoz ze względu na odbiorców	200
12.2.3. Ostrzeżenie o groźnych zjawiskach	201
12.2.4. Metody sporządzania prognoz	202
12.3. Organizacja służb prognoz meteorologicznych	203
12.3.1. Światowy system prognoz	203
12.3.2. Organizacja służby prognoz meteorologicznych w Polsce.....	203
12.3.3. Sieć stacji synoptycznych i posterunków hydrologiczno-meteorologicznych.	204
12.3.4. Sieć radarów meteorologicznych POLRAD	205
12.3.5. Sieć wykrywania i lokalizacji wyładowań atmosferycznych PERUN	207
12.3.6. Sieć pomiarów aerologicznych	208
12.3.7. Stacja odbioru danych satelitarnych	208
12.4. Mapy pogody	209
12.4.1. Mapy synoptyczne.....	209
12.4.2. Analiza mapy synoptycznej.....	212
12.4.3. Typowe układy cyrkulacyjne w Polsce	213
12.4.4. Prognozowanie pogody na podstawie obserwacji i oznak lokalnych.....	215

12.5. Modele matematyczne w prognozach pogody	218
13. ŚWIATŁO I ZJAWISKA OPTYCZNE W ATMOSFERZE	220
13.1. Zjawiska optyczne w atmosferze. Wprowadzenie	220
13.2. Zjawiska optyczne związane z istniejącymi w atmosferze źródłami światła	220
13.2.1. Zorza polarna	220
13.2.2. Świecenie nieba	221
13.2.3. Iryzacja	221
13.3. Zjawiska związane z molekularnym rozpraszaniem światła	222
13.3.1. Sklepienie niebieskie	222
13.3.2. Barwa nieba	222
13.3.3. Zorza (barwy zmrokowe)	223
13.4. Refrakcja atmosferyczna i jej efekty	223
13.4.1. Pozorne zwiększenie wysokości Słońca, wydłużenie dnia	224
13.4.2. Spłaszczenie tarczy Słońca i Księżyca. Zielony promień	225
13.4.3. Miraż (fatamorgana)	225
13.4.4. Migotanie gwiazd	227
13.5. Zjawiska związane z obecnością w atmosferze stałych i ciekłych cząsteczek	227
13.5.1. Tęcza	227
13.5.2. Gloria	230
13.5.3. Halo	230
13.5.4. Wieńce	232
13.5.5. Pierścień Bishopa	232
14. ZJAWISKA ELEKTRYCZNE W ATMOSFERZE	233
14.1. Elektryczność atmosferyczna	233
14.1.1. Pole elektryczne atmosfery	233
14.2. Burze	234
14.2.1. Rozwój chmury burzowej (Cb)	234
14.2.2. Klasyfikacja burz	237
14.3. Wyładowania elektryczne	239
14.3.1. Wyładowania elektryczne, błyskawice	239
14.3.2. Rodzaje błyskawic	239
14.3.3. Uderzenia pioruna	242
14.3.4. Ognie św. Elma	244
14.3.5. Grzmoty	244
15. KSZTAŁTOWANIE SIĘ KLIMATÓW	246
15.1. Wprowadzenie	246
15.2. Kształtowanie się klimatów	246
15.2.1. Procesy klimatotwórcze	247
15.2.2. Klimaty morski i lądowy (kontynentalny)	250
15.3. Skala przestrzenna klimatu	252
15.3.1. Podział przestrzenny klimatu	252
15.3.2. Klimat lasu (mezoklimat, klimat miejscowy)	252
15.3.3. Klimat lokalny miasta	253
15.4. Klimaty Ziemi i ich klasyfikacja	255
15.4.1. Klasyfikacja Köppena	255
15.4.2. Klasyfikacja Alisowa	256
15.4.3. Klasyfikacja Okołowicza	257
15.5. Klimaty Europy	260
15.6. Klimaty Azji	262

15.7. Klimaty Afryki	265
15.8. Klimaty Ameryki Północnej	267
15.9. Klimaty Ameryki Południowej	270
15.10. Klimaty Australii	272
15.11. Klimaty krain polarnych	274
16. KLIMAT POLSKI	277
16.1. Wprowadzenie	277
16.2. Czynniki cyrkulacyjne	277
16.2.1. Charakterystyka mas powietrza napływających nad Polskę	278
16.2.2. Fronty atmosferyczne nad Polską	281
16.3. Typy pogody występujące w Polsce	282
16.4. Specyfika i różnicowanie klimatu Polski	284
16.4.1. Klimatyczne pory roku	284
16.4.2. Regiony klimatyczne Polski	286
16.5. Elementy klimatu Polski	288
16.5.1. Ciśnienie atmosferyczne	289
16.5.2. Wiatr	290
16.5.3. Promieniowanie słoneczne i usłonecznienie	291
16.5.4. Zachmurzenie	293
16.5.5. Temperatura powietrza	294
16.5.6. Wilgotność powietrza	298
16.5.7. Opady atmosferyczne	299
16.6. Ekstremalne zjawiska przyrodnicze	303
16.6.1. Wprowadzenie	303
16.6.2. Nadzwyczajne zagrożenia pogodowe w Polsce	304
16.6.3. Maksymalne prędkości wiatru w Polsce i ich skutki	304
17. ZMIANY I WAHANIA KLIMATU	307
17.1. Czynniki klimatotwórcze	307
17.2. Zmiany klimatu – hipotezy	308
17.3. Badania klimatu i ich wyniki	309
17.3.1. Metody badań zmian klimatu	310
17.3.2. Badania polskie	311
17.4. Ochrona klimatu	316
17.4.1. Wprowadzenie	316
17.4.2. Charakterystyka gazów cieplarnianych	318
17.4.3. Konwencje klimatyczne	319
17.4.4. Protokół z KIOTO	320
Załącznik tablic	321
Załącznik fotografii	340
Spis rysunków	349
Spis tabel	354
Bibliografia	356

Przedmowa

Skrypt przeznaczony jest dla studentów Wydziału Inżynierii Lądowej i Środowiska, kierunku Inżynieria Środowiska, jako pomoc i uzupełnienie do przedmiotu Meteorologia i Klimatologia, a także dla wszystkich osób zainteresowanych tymi zagadnieniami.

Wiele zagadnień, które z racji ograniczeń czasowych jest omawianych skrótowo podczas zajęć, zostało w skrypcie przedstawionych znacznie szerzej. Umożliwia to zainteresowanym czytelnikom lepsze poznanie genezy i przebiegu zjawiska, a tym samym głębsze jego zrozumienie.

W wielu przypadkach konieczne jest także odwołanie do literatury, do podstawowej wiedzy z innych dyscyplin, a przede wszystkim z fizyki, matematyki itp. Cennym i nowoczesnym uzupełnieniem wiedzy są także profesjonalne serwisy Internetowe, z których na bieżąco można korzystać w celu na przykład sprawdzenia bieżącej prognozy pogody lub sprawdzenia ostrzeżeń meteorologicznych czy hydrologicznych (na przykład www.imgw.pl, www.ipcc.ch, www.ecmf.int, www.ametsoc.org, www.emetsoc.de, www.nws.noaa.gov, www.imgw.gdynia.pl/eo.html, www.rap.ucar.edu/weather/).

Pragnę w tym miejscu podziękować recenzentowi pracy Panu Profesorowi Jerzemu Cyberskiemu za wnikliwe uwagi, które były bardzo pomocne przy ostatecznej redakcji skryptu, oraz Pani Barbarze Ziółek za ogromną pracę włożoną w przygotowanie skryptu do druku.

Wstęp

1.1. Wprowadzenie

Atmosfera, której ekwiwalentna grubość stanowi mniej niż 1% promienia Ziemi, jest niezbędna do utrzymania życia na naszej planecie. Większość procesów pogodotwórczych zachodzi i przemieszcza się w dolnej warstwie atmosfery grubości około 10 km. Atmosfera ziemska tworzyła się i ewoluowała do obecnej postaci około 400 mln lat temu, gdy bardzo bogata roślinność porastała lądy kuli ziemskiej.

Atmosfera stanowi niezbędną osłonę przed szkodliwym promieniowaniem słonecznym, a gazy ją tworzące podtrzymują życie roślin i zwierząt, czyli biosferę, od której zależy życie ludzkie.

Stan atmosfery nad naszym globem jest bardzo zmienny, co wynika z różnych procesów pogodowych. Ekstremalne zjawiska pogodowe, takie jak wichury, zamiecie śnieżne, tajfuny, tornada, powodzie itp., mają ogromny, często tragiczny wpływ na życie ludzkie, mimo że potrafimy je już przewidywać.

Głębsze zrozumienie zjawisk atmosferycznych daje nadzieję na lepsze przewidywanie kaprysów pogody, a także na ich kontrolowanie i modyfikację w celu osłabienia ich niszczącego działania. Dążenia te stanowią cel nauk atmosferycznych, w tym głównie meteorologii, postrzeganej często jako fizyka procesów pogodowych.

Systemy pogodowe, które powodują różnorodność stanów atmosfery, różnią się zarówno rozmiarami, jak i skalą czasu. Wyróżnia się cztery skale systemów pogodowych: mezoskalę, skalę synoptyczną, skalę planetarną i skalę mikrometeorologiczną.

Systemy mezoskalowe są to systemy o rozciągłości poziomej, rzędu kilku kilometrów i czasie trwania kilku godzin, na przykład burze (ok. 10 km).

Systemy o skali synoptycznej obejmują swym zasięgiem kilka tysięcy kilometrów, a ich czas trwania jest rzędu kilku dni. Przykładem są cyklony niskich szerokości geograficznych czy tajfuny tropikalne.

Przykładem **systemów w skali planetarnej** są prądy ogólnej cyrkulacji atmosferycznej, obejmujące swym zasięgiem obszary od 5000 do 10 000 km i trwające kilka tygodni.

Systemy mikrometeorologiczne dotyczą lokalnych zjawisk, przebiegających w pobliżu powierzchni Ziemi, o czasie trwania rzędu kilku minut, odbywających się często pod osłoną roślinności, np. lokalne trąby powietrzne.

Pojęcie klimatu wprowadza natomiast dłuższą skalę czasową. Klimat jest szerokim pojęciem, uwzględniającym stan atmosfery w ciągu długiego czasu i obejmującym wpływ wszystkich zjawisk pogodowych – zarówno ekstremalnych, jak i uśrednionych. Rozróżnia się również różne skale klimatu: globalne (makroklimat), regionalne, lokalne (mezoklimat, mikroklimat) itp.

Kluczem do procesów atmosferycznych jest energia promieniowania, którą Ziemia i atmosfera otrzymują od Słońca. Dopływ tej energii do powierzchni Ziemi w danym miejscu i czasie zależy przede wszystkim od stanu i własności atmosfery. Poznanie natury, składu i głównych własności atmosfery jest podstawowym zadaniem tego skryptu.

Struktura pracy odzwierciedla to podejście. W pierwszej części omawia się zadania, rolę i główne etapy rozwoju meteorologii, a następnie jej fizyczne podstawy – rolę kształtu i ruchu Ziemi. W kolejnych rozdziałach poznajemy budowę i skład atmosfery, jej rolę w globalnej wymianie energii, bilans wilgoci i systemy wiatrów. Następnie omawia się procesy pogodotwórcze i systemy klimatów.

W załącznikach podaje się przydatne tablice oraz fotografie niektórych chmur i zjawisk meteorologicznych.

1.2. Przedmiot i zadania meteorologii

Meteorologia (z greckiego *meteoros* – unoszący się w powietrzu, *logos* – nauka) jest to nauka o atmosferze ziemskiej i zachodzących w niej zjawiskach, stanowi dział geofizyki – fizykę atmosfery. Meteorologia stawia sobie za zadanie poznanie i zrozumienie zjawisk atmosferycznych w celu ich przewidywania, a nawet kontrolowania i modyfikowania ich przebiegu. Zakres badań meteorologii jest obszerny i obejmuje:

- 1) budowę i skład chemiczny atmosfery oraz jej stan fizyczny (temperaturę, ciśnienie, wilgotność, zachmurzenie, wiatr, opady itp.);
- 2) wymianę energii cieplnej między atmosferą a powierzchnią Ziemi i oceanami;
- 3) przemiany fazowe wody i obieg wilgoci w atmosferze;
- 4) dynamikę atmosfery – ruchy atmosfery w skali planetarnej, regionalnej i lokalnej;
- 5) elektryczność atmosfery;
- 6) zjawiska akustyczne i optyczne w atmosferze,

a także współzależności między zjawiskami atmosferycznymi a życiem organicznym i różnymi formami praktycznej działalności człowieka. Szczególną rolę wśród problemów, którymi zajmuje się meteorologia, odgrywają zagadnienia związane z prognozą pogody.

Wpływ podłoża na przebieg procesów atmosferycznych połączony jest z wzajemnym oddziaływaniem procesów zachodzących w atmosferze i występujących na powierzchni Ziemi oraz w samej litosferze, np. wymiana ciepła i wilgoci, związki między polem elektrycznym atmosfery i Ziemi, między zjawiskami w jonosferze a zmianami pola magnetycznego Ziemi. Wynikają stąd ściśle powiązania z innymi działami geofizyki, a w szczególności z hydrologią, oceanologią, magnetyzmem Ziemi oraz różnymi działami geografii.

Podstawą badań meteorologicznych są obserwacje wykonywane w warunkach naturalnych. Do badań wykorzystuje się obserwacje instrumentalne i wizualne elementów meteorologicznych i zjawisk pogodowych.

Wraz z rozwojem meteorologii wyodrębniło się wiele oddzielnych dyscyplin dotyczących różnych zagadnień meteorologicznych lub różniących się między sobą podejściem do zachodzących w atmosferze zjawisk. Do najważniejszych należą: aktynometria, elektryczność atmosfery, meteorologia dynamiczna, meteorologia synoptyczna, optyka atmosfery, agrometeorologia.

Stosowany jest też inny podział meteorologii, który wyróżnia fizykę warstwy przyziemnej (granicznej), fizykę swobodnej atmosfery (aerologię) i fizykę atmosfery górnej.

Wymienione dyscypliny meteorologii nie są niezależne, lecz wzajemnie przenikają się i uzupełniają. W ścisłym związku z nimi pozostaje również klimatologia.

Główne dyscypliny meteorologii można zdefiniować następująco.

Meteorologia dynamiczna

Jest to dział meteorologii, zajmujący się zastosowaniem praw hydrodynamiki i termodynamiki do badań atmosfery ziemskiej, jej ruchu i związanych z nim przemian energii. Jednym z jej zadań jest formułowanie teorii do opracowywania prognoz pogody. Meteorologia dynamiczna posługuje się złożonym aparatem matematycznym. Decydujące dla jej rozwoju było pojawienie się komputerów.

Meteorologia synoptyczna

Jest to dział meteorologii zajmujący się badaniem zachodzących w atmosferze procesów związanych z pogodą i jej przewidywaniem (badanie cyklonów i antycyklonów, powstawania, przemieszczania i transformacji mas powietrza oraz związanych z nimi frontów atmosferycznych).

Aktynometria

Jest to dział meteorologii zajmujący się opracowywaniem metod pomiaru natężenia promieniowania słonecznego, bezpośredniego, rozproszonego oraz promieniowania długofalowego Ziemi i atmosfery.

Optyka atmosfery

Jest to dział zajmujący się zjawiskami optycznymi w atmosferze wywołanymi pochłanianiem, rozpraszaniem, załamaniem i dyfrakcją światła.

Elektryczność atmosferyczna

Zajmuje się polem elektrycznym atmosfery, jonizacją i przewodnictwem elektrycznym powietrza, ładunkiem elektrycznym chmur i opadów oraz wyładowaniami elektrycznymi.

Agrometeorologia

Agrometeorologia zajmuje się badaniem wpływu pogody i klimatu na rolnictwo, a przede wszystkim badaniem związków pomiędzy oddziaływaniem czynników meteorologicznych a wzrostem, rozwojem oraz plonowaniem roślin uprawnych.

1.3. Główne etapy rozwoju meteorologii na świecie

Zjawiska atmosferyczne należą do czynników, które najsilniej oddziałują na człowieka w otaczającym go świecie. Człowiek od najdawniejszych czasów obserwował przyrodę i próbował wyjaśniać i przewidywać różne zjawiska.

Już w starożytności w Chinach, Indiach, krajach śródziemnomorskich były czynione próby regularnych obserwacji meteorologicznych, na podstawie których powstały pewne naukowe wyobrażenia o procesach atmosferycznych i klimacie. Chińczycy jako pierwsi, kilka wieków przed naszą erą, zastosowali deszczomierz do pomiaru opadu. Deszczomierz uważa się za pierwszy instrument meteorologiczny.

Wielki filozof grecki Arystoteles (384–322 p.n.e.) pierwszy opisał zjawiska zachodzące w atmosferze w dziele pt. *Meteorologia*. Składało się ono z czterech ksiąg, w których opisywał zjawiska w górnych warstwach atmosfery, burze, wiatry, błyskawice itp.

W II w. p.n.e. Grecy wybudowali w Atenach 8-kierunkową różę wiatrów. Na każdym z boków miała ona płaskorzeźbę przedstawiającą postać mitologiczną wraz z atrybutami charakteryzującymi pogodę, jaką dany wiatr ze sobą przynosił. Podobną różę, ale 12-kierunkową, posługiwali się Rzymianie. W Średniowieczu nastąpił zastój w rozwoju meteorologii, jednak profesorowie uniwersytetów nadal opisywali obserwowane zjawiska meteorologiczne.

Następny etap w rozwoju meteorologii łączy się z rozwojem nauk przyrodniczych w okresie Odrodzenia. Około roku 1500 Leonardo da Vinci skonstruował pierwszy anemometr oraz przyrząd do pomiaru wilgotności powietrza. Uważa się, że początki współczesnej meteorologii jako nauki sięgają XVI–XVII w., kiedy stworzone zostały podstawy fizyki. W tym okresie wynaleziono również podstawowe przyrządy meteorologiczne oraz zapoczątkowano obserwacje. Ważnymi datami są rok 1597, w którym fizyk i astronom włoski Galileusz (1564–1642) skonstruował przyrząd do pomiaru temperatury powietrza, oraz rok 1643, w którym włoski fizyk E. Torricelli (1608–1647) skonstruował barometr rtęciowy. Umożliwiło to fizykowi francuskiemu Perriers'owi, stwierdzenie zmniejszania się ciśnienia atmosferycznego z wysokością.

W późniejszych latach nastąpił gwałtowny rozwój przyrządów meteorologicznych, i tak w 1650 r. Ferdynand II Toskański zbudował higrometr; powstały skale termometryczne: G. D. Fahrenheita (1716), A. Celsjusza (1736), R. A. de Réaumura (1773). Higrometr włosowy został skonstruowany przez H. B. de Saussure w 1783 r., a inny przyrząd – do pomiaru wilgotności powietrza – psychrometr skonstruował w 1825 r. E. F. August.

Skala wiatrów została wprowadzona w 1805 r. przez angielskiego admirała F. Beauforta. W roku 1847 L. Vidie skonstruował aneroid do pomiaru ciśnienia, a w 1847 r. K. J. Angström zbudował pyrliometr – przyrząd do pomiaru natężenia promieniowania słonecznego. Stosowany do dziś deszczomierz został skonstruowany przez G. J. Hellmanna w 1883 r.

W XVIII wieku została już zorganizowana przez Palatyńskie Towarzystwo Meteorologiczne w Niemczech międzynarodowa sieć meteorologiczna składająca się z 39 stacji, w tym dwie w Ameryce Północnej i jedna na Grenlandii. Dzięki tak różnorodnym obserwacjom zostały odkryte i opisane różne zjawiska atmosferyczne, jak np. pasaty, monsuny, powstały mapy prądów morskich i przeważających wiatrów nad oceanami.

Rozpoczęto też badania wyższych warstw atmosfery – początkowo w obserwatoriach górskich (Alpy – przełęcz św. Godarta na wys. ok. 2 km n.p.m. – 1781 r.), a później za pomocą lotów balonowych (powyżej 10 km).

Ważną datą jest rok 1878, kiedy to powstała Międzynarodowa Organizacja Meteorologiczna, przekształcona po II wojnie światowej w 1950 r. w Światową Organizację Meteorologiczną przy ONZ (WMO – World Meteorological Organization) z siedzibą w Genewie. Organizacja ta koordynuje prace badawcze i metody pomiarowo-badawcze w skali całego świata.

Na początku XIX w. powstały również pierwsze państwowe sieci meteorologiczne w Europie Zachodniej. Bardzo szybki rozwój meteorologii w XX wieku związany jest zarówno z powstaniem nowych technik pomiarowych dotyczących przede wszystkim pomiarów w górnych warstwach atmosfery, jak i metod badawczych. Obecnie w meteorologii

wykorzystywane są najnowsze zdobycze techniki – rakiety meteorologiczne, stacje radarowe, sztuczne satelity Ziemi, komputery.

Pierwsza radiosonda opracowana przez Mołczanowa, umożliwiająca uzyskanie pionowego profilu elementów meteorologicznych w atmosferze, powstała w 1930 r. Na początku naszego wieku powstały też teorie wyjaśniające powstawanie niżów (V. F. Bjerknes – Norwegia), została odkryta stratosfera (1902 r. – R. Assmann i L. Teisserenc de Bort), a w 1920 r. została opracowana przez L. F. Richardsona pierwsza numeryczna mapa pogody.

Zanotowano ogromny postęp w badaniach fizyki chmur, powstawania opadów, jonosfery, w aktynometrii i wyjaśnianiu mechanizmów ogólnej cyrkulacji atmosfery.

W 1928 r. T. Bergeron sklasyfikował masy powietrza i wprowadził pojęcie klimatologii dynamicznej, a w 1963 r. E. N. Lorenz zastosował teorię chaosu do prognozowania pogody. W latach 70. XX w. zostały opracowane skale oceniające intensywność wiatrów: 5-stopniowa skala H. Saffira i B. Simpsona intensywności huraganów (cyklonów tropikalnych) i 6-stopniowa skala T. Fujity dotycząca intensywności tornad na obszarze Stanów Zjednoczonych AP.

Ważnymi datami w badaniach atmosfery w ostatnim 50-leciu są: rok 1960 – wystrzelenie pierwszego satelity meteorologicznego; 1962 – opracowanie przez WMO światowego programu Systemu Badań i Prognoz Pogody; 1966 – wystrzelenie pierwszego geostacjonarnego satelity meteorologicznego i przekazanie obrazów zmian pogody; 1969 – otrzymanie pierwszego profilu pogody pomierzonego przez satelitę; 1987 – opracowanie sieci telekomunikacyjnej umożliwiającej automatyczne połączenie i wymianę informacji między centrami meteorologicznymi.

1.4. Rozwój meteorologii w Polsce

Na ziemiach polskich pierwsze obserwacje pogody były notowane przez profesorów krakowskich już na przełomie XV i XVI w. (Kroniki ks. Marcina Biema z Olkusza, rektora Wszechnicy Krakowskiej, jednego z profesorów M. Kopernika). Systematyczne, instrumentalne obserwacje meteorologiczne rozpoczęto w Warszawie w 1655 r. w ramach tzw. florentyńskiej sieci meteorologicznej, zorganizowanej przez Ferdynanda II, księcia tokańskiego. Była to pierwsza sieć międzynarodowa, składająca się z 11 stacji, w tym 4 poza Włochami. Obserwacje prowadzono do około 1667 r.

W następnych dziesięcioleciach były podejmowane różne próby obserwacji – razem w ok. 30 miejscowościach, w tym w Gdańsku, Krakowie, Toruniu, Warszawie, Żaganiu i innych. Regularne obserwacje meteorologiczne, trwające do dziś, rozpoczęto dopiero pod koniec XVIII w. w Krakowie, Warszawie i Wilnie (w Warszawie od 1776 r., w Krakowie od 1792 r., w Wilnie od 1777 r.). W Krakowie inicjatorem obserwacji był dyrektor Krakowskiego Obserwatorium Astronomicznego – Jan Śniadecki, w Wilnie – Michał Odłanicki-Poczobut. W XVII w. rozpoczęto obserwacje również w Gdańsku (1655 r.) oraz we Wrocławiu (1682 r.) i są prowadzone one z małymi przerwami do dziś.

Pod koniec XIX stulecia i na początku XX, na współczesnym obszarze Polski istniały właściwie cztery działające niezależnie od siebie sieci stacji meteorologicznych: rosyjska, austriacka, pruska i tzw. warszawska (nie licząc „branżowych”). Ich scalenie nastąpiło dopiero w 1919 r., gdy powstała Polska Państwowa Służba Meteorologiczna, której organizatorem i pierwszym kierownikiem był W. Gorczyński.

Sieć ta, znacznie rozszerzona w okresie międzywojennym, uległa niemal całkowitemu zniszczeniu w czasie II wojny światowej. Została odbudowana i rozbudowana dopiero po 1945 r. Warunki polityczne panujące na ziemiach polskich w XIX i na początku XX w. utrudniały prowadzenie badań naukowych. Można jednak wyróżnić kilku badaczy: H. Arctowskiego – kierownika wyprawy antarktycznej na statku „Belgica”, autora prac z zakresu krótkoterminowych wahań klimatu, A. B. Dobrowolskiego – współuczestnika ww. wyprawy, wybitnego badacza w zakresie fizyki lodów, optyki atmosfery, twórcy teorii „układów chmur”, M. P. Rudzkiego – profesora Uniwersytetu Jagiellońskiego, zajmującego się geofizyką i meteorologią w ujęciu dynamicznym; E. Romera – światowej sławy geografa i R. Mereckiego – autorów wybitnych monografii z klimatologii Polski.

Wyniki obserwacji dla Warszawy wykorzystał w XIX w. W. Jastrzębski, opracowując „Kartę Meteorologiczną stolicy Królestwa Polskiego” (1828 r.). Praca ta jest jedną z pierwszych dwóch monografii klimatu miasta w literaturze światowej.

Rozbiory Polski, a następnie Powstanie Listopadowe, zahamowały rozwój obserwacji meteorologicznych. Na współczesnym obszarze Polski działała tylko stacja w Warszawie.

Na obszarze Królestwa Polskiego powstało 65 stacji meteorologicznych i 270 posterunków opadowych. Na obszarze dawnej Galicji do roku 1865 było czynnych tylko 17 stacji – powstałych głównie z inicjatywy osób prywatnych. Na obszarze należącym do zaboru pruskiego działało pod koniec XIX wieku około 40 stacji. Po odzyskaniu niepodległości w 1919 r. utworzony został Państwowy Instytut Meteorologiczny, którego pierwszym kierownikiem był Władysław Gorczyński (1879–1953) – wybitny badacz w zakresie aktynometrii i klimatologii, konstruktor solarymetrów, autor klasyfikacji klimatów. Sieć stacji meteorologicznych została znacznie rozbudowana w okresie międzywojennym. Zrujnowana w wyniku działań wojennych w okresie 1939–1945, została zorganizowana niemal od podstaw po wojnie. W latach 1945–1972 działał Państwowy Instytut Hydrologiczno-Meteorologiczny (PIHM), który w roku 1973 przekształcił się w Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMGW). Obecnie sieć meteorologiczną tworzą stacje podległe Instytutowi Meteorologii i Gospodarki Wodnej (Skąpski, 2006).

Oprócz wymienionych już badaczy duże zasługi w rozwoju meteorologii mają również W. Smosarski (1876–1960) – autor prac z zakresu optyki i elektryczności atmosferycznej; E. Stenz (1897–1956) – geofizyk i meteorolog, wieloletni kierownik służby meteorologicznej i hydrologicznej w Afganistanie; prof. Henryk Bronisław Arctowski (1871–1958), światowej sławy meteorolog i fizyk atmosfery, Tadeusz Kopcewicz (1910–1976) – geofizyk, autor kilkutomowego podręcznika „Fizyka atmosfery”.

Znaczący wkład do agrometeorologii wniosły prace M. Molgi (1906–1980), Eugeniusza Romera (1871–1954) oraz W. Okołowicza (1906–1979), który opracował ponadto obszerny, pierwszy w Polsce podręcznik klimatologii ogólnej oraz mapy klimatyczne Polski i świata. Profesor Okołowicz był długoletnim polskim przedstawicielem w WMO.

Fizyczne podstawy meteorologii.

Ogólne wiadomości o ziemi

2.1. Budowa i ruch Ziemi

Ziemia jest planetą o kształcie w przybliżeniu kulistym. Zbudowana jest z koncentrycznych warstw zwanych geosferami: litosfery, hydrosfery i atmosfery. Promień Ziemi jest najmniejszy na biegunach – 6 356,9 km, największy na równiku – 6 378,2 km; jako wartość średnią można przyjąć 6 370 km.

Litosfera – składa się ze skorupy ziemskiej, płaszcza i jądra Ziemi. Często pod tym terminem rozumie się tylko skorupę ziemską.

Hydrosfera – jest wodną powłoką Ziemi. W jej skład wchodzi ocean, morza, zbiorniki wodne, rzeki itp.

Atmosfera – jest to gazowa powłoka Ziemi, składająca się z 5 podstawowych warstw: troposfery, stratosfery, mezosfery, termosfery i egzosfery.

Wszystkie graniczące ze sobą geosfery przenikają się i współoddziałują. Szczególną rolę odgrywa tu czynna powierzchnia Ziemi (powierzchnia gruntu, roślin, wody itp.), stanowiąca podłoże atmosfery.

Ziemia porusza się wokół Słońca po orbicie eliptycznej, stąd jej zmienna odległość od Słońca. Najbliższe Słońca Ziemia znajduje się w dniu 3 stycznia, jest to tzw. punkt przysłoneczny (**perihelium**) – 147 094 000 km, najdalej w dniu 4 lipca – tzw. punkt odsłoneczny (**aphelium**) – 152 103 000 km. Średnia odległość między Ziemią a Słońcem wynosi 149,5 mln km.

Pełne okrążenie Słońca przez Ziemię trwa 365 dni 6 h 9 min 10 s, jest to tzw. rok gwiazdowy. Podstawą obliczeń czasu jest tzw. rok zwrotnikowy, trwający 365 dni 5 godz. 48 min 46 s. Jest to okres między dwoma kolejnymi momentami wiosennego zrównania dnia z nocą. Rok zwrotnikowy jest również podstawą rachuby zmian astronomicznych pór roku.

Przemieszczając się po orbicie, Ziemia obraca się jednocześnie wokół własnej osi. Obrót Ziemi wokół własnej osi względem dowolnej gwiazdy trwa 23 godz. 56 min 4 s. Jest to tzw. doba gwiazdowa.

Pełen obrót Ziemi wokół własnej osi względem Słońca nazywa się natomiast dobą słoneczną. Ze względu na nachylenie osi ziemskiej do płaszczyzny orbity i jej eliptyczny kształt, długość doby słonecznej w ciągu roku jest zmienna. Średnia doba słoneczna, trwająca 24 godziny, jest jednostką czasu. Różnica czasów średniego i rzeczywistego słonecznego dla wszystkich dni w roku podana jest w załączniku 1, tab. Z20.

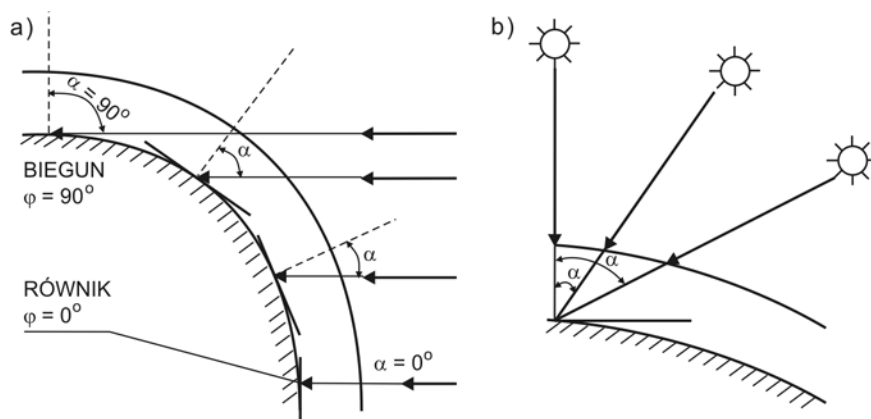
Oś obrotu Ziemi tworzy z płaszczyzną orbity kąt bliski $66,5^\circ$ (praktycznie stały w ciągu roku (pomijając zjawisko precesji)).

Kształt Ziemi, jej obrót wokół własnej osi i ruch po orbicie okołosłonecznej są czynnikami decydującymi o kształtowaniu się wielu zjawisk na powierzchni Ziemi i w jej atmosferze. Będzie o tym mowa w dalszej części skryptu.

2.2. Kształt Ziemi i jego znaczenie

Uwzględniając znaczną odległość Ziemi od Słońca, można przyjąć, że promienie słoneczne dochodzące do powierzchni Ziemi są względem siebie równoległe. Rozpatrując promienie słoneczne na powierzchni Ziemi, definiuje się kąt padania jako kąt między kierunkiem padania promieni a normalną do powierzchni w punkcie padania. W danym punkcie powierzchni poziomej jest on równy odległości zenitalnej Słońca.

Jeśli wiązka światła słonecznego pada na powierzchnię płaską, to kąt padania promieni przy danej wysokości Słońca jest stały w każdym punkcie tej powierzchni. Ponieważ jednak powierzchnia Ziemi jest kulista, kąt padania promieni słonecznych zależy od szerokości geograficznej i najmniejsze wartości średnie osiąga w szerokościach międzyzwrotnikowych (kierunek padania promieni zbliżony do pionu), a największe w szerokościach podbiegunowych (kierunek padania zbliżony do poziomu), rys. 2.1a.



Rys. 2.1. Zmiany kąta padania i drogi promieni Słońca w atmosferze w zależności od:
a) szerokości geograficznej, b) wysokości Słońca (Holec, Tymański, 1973)

Kulisty kształt Ziemi powoduje również zmienną długość drogi promieni słonecznych w atmosferze. Przy danej wysokości Słońca najdłuższą drogę promienie słoneczne przechodzą w wysokich szerokościach geograficznych. W ciągu doby natomiast, w miarę wzrostu wysokości Słońca na każdej szerokości geograficznej, ich droga maleje (rys. 2.1b). Ze względu na to, że w miarę zwiększania się długości drogi promieni w atmosferze słabnie ich energia, a nagrzewanie powierzchni Ziemi maleje ze wzrostem kąta padania promieni, obszary wyższych szerokości geograficznych otrzymują znacznie mniej energii słonecznej niż strefa międzyzwrotnikowa.

2.3. Ruch obrotowy Ziemi

Występowanie dni i nocy (wschodów i zachodów Słońca) wynika z ruchu obrotowego Ziemi wokół własnej osi. W każdym momencie połowa powierzchni Ziemi jest oświetlona przez promienie słoneczne, podczas gdy druga pozostaje w cieniu.

Ruch obrotowy Ziemi wywołuje tzw. pozorny dobowy ruch Słońca, wiążący się z dobowymi zmianami wysokości Słońca i kąta padania promieni słonecznych (rys. 2.1b). Z ruchem obrotowym Ziemi związana jest również zmiana w ciągu doby długości drogi promieni słonecznych w atmosferze. W konsekwencji dopływ energii słonecznej do dowolnego miejsca na Ziemi jest również zmienny w ciągu doby.

Ruch obrotowy Ziemi jest także przyczyną powstawania siły odchylającej wszystkie ciała będące w ruchu (tzw. siła Coriolisa): w prawo na półkuli północnej i w lewo na południowej. Podlegają jej przede wszystkim prądy powietrzne i morskie.

Ruch obrotowy Ziemi powoduje ponadto przemieszczanie się wokół Ziemi deformacji litosfery, hydrosfery i atmosfery, powstałych pod wpływem przyciągania Ziemi przez Słońce i Księżyc. Wynikają stąd zjawiska pływów.

2.4. Ruch Ziemi wokół Słońca

Zanim przejdziemy do omówienia znaczenia ruchu Ziemi wokół Słońca, przypomniemy podstawowe definicje z astronomii.

Wysokość (współrzędna w układzie horyzontalnym) – kąt między kierunkiem do ciała niebieskiego a płaszczyzną horyzontu, mierzony w stopniach: nad horyzontem od 0° do $+90^\circ$ i pod horyzontem od 0° do -90° .

Zenit – leżący powyżej horyzontu punkt sfery niebieskiej będący przecięciem jej przez linię pionu przechodzącą przez miejsce, w którym znajduje się obserwator. Wysokość zenitu wynosi 90° .

Nadir – punkt na niewidocznej hemisferze niebieskiej, leżący na prostej pionowej, przeciwnie do zenitu.

Deklinacja – kątowa odległość Słońca na sferze niebieskiej, liczona od równika niebieskiego, dodatnia na północ od równika niebieskiego, ujemna na półkuli niebieskiej południowej.

Ze względu na stały kąt nachylenia osi ziemskiej do płaszczyzny orbity, równy $66,5^\circ$, Ziemia w swym ruchu rocznym zwraca się ku Słońcu raz półkulą północną, raz południową. Wynika stąd systematyczna, okresowa zmienność deklinacji Słońca i pór roku. Deklinacja Słońca zmienia się w ciągu roku od $(-23,5^\circ \text{ S (Zwrotnik Koziorożca)})$ do $(+23,5^\circ \text{ N (Zwrotnik Raka)})$ i ponownie $(-23,5^\circ \text{ S itd. (załącznik 1, Z1)})$. Słońce osiąga położenie zenitalne jedynie nad tym równoleżnikiem, którego szerokość geograficzna jest równa bieżącej wartości deklinacji. Położenie zenitalne Słońca zmienia się więc z deklinacją. Wysokość Słońca w południe w wybranych dniach dla półkuli północnej w przedstawiono w tablicy 2.1 w tekście.

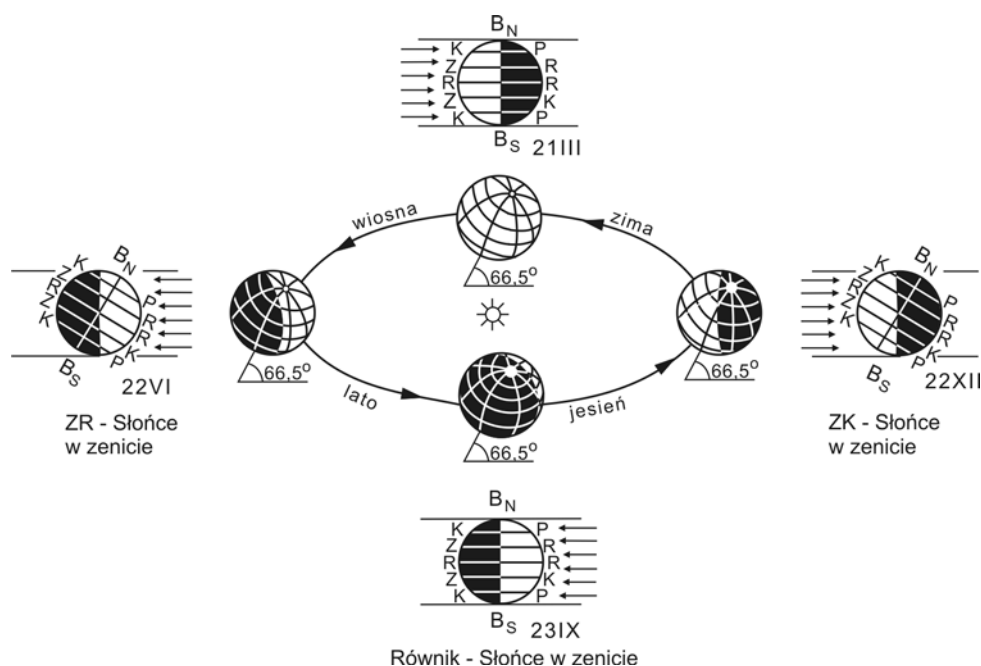
W dniach 21 marca i 23 września deklinacja Słońca jest równa 0° , a promienie słoneczne padają prostopadle do płaszczyzny, w której leży oś Ziemi. Słońce osiąga więc zenit na równiku. Oświetlona część dowolnego równoleżnika jest równa części nieoświetlonej, a granica cienia przechodzi przez bieguny (rys. 2.2). Na wszystkich szerokościach geograficznych

długość dnia jest równa długości nocy – jest to równonoc wiosenna i jesienna. Dopływ energii słonecznej do równych szerokości geograficznych każdej z półkul jest taki sam.

Tablica 2.1

Wysokość Słońca nad horyzontem w południe dla półkuli północnej (Kaczorowska, 1986)

Szerokość geograficzna	21.III	22.VI	23.IX	22.XII
Biegun	0°	23,5°	0°	-23,5°
Koła polarne	23,5°	47,0°	23,5°	0°
Zwrotnik Raka	66,5°	90,0°	66,5°	47,0°
Równik	90,0°	66,5°	90,0°	66,5°



Rys. 2.2. Ruch roczny Ziemi wokół Słońca. Zmiany pór roku: B_N, B_S – bieguny północny i południowy, KP – koło polarne, RR – równik, ZR – Zwrotnik Raka, ZK – Zwrotnik Koziorożca (Holec, Tymański, 1973)

Od 21 marca Ziemia zwraca się półkulą północną ku Słońcu. Jest to początek astronomicznej wiosny na półkuli północnej i astronomicznej jesieni na półkuli południowej.

W miarę wzrostu deklinacji Słońca na półkuli północnej wzrasta długość dnia. Oświetlone łuki równoleżników stają się dłuższe od nieoświetlonych. W dniu 22 czerwca deklinacja Słońca ma największą wartość północną (+23,5° N). Słońce osiąga **zenit nad zwrotnikiem Raka**. Jest to najdłuższy dzień na półkuli północnej. Koło podbiegunowe, równoleżnik 66,5° N, leży w obszarze całkowicie oświetlonym. Od dnia 22 czerwca na półkuli północnej zaczyna się astronomiczne lato. Jest to dzień przesilenia letniego. Od tej daty deklinacja Słońca i długość dnia

maleją, początkowo nieznacznie, później szybciej. W dniu 23 września deklinacja Słońca ponownie osiąga wartość 0 (zrównanie dnia z nocą; Słońce w zenicie nad równikiem). W tym dniu na półkuli północnej zaczyna się astronomiczna jesień.

Na półkuli południowej zachodzi proces odwrotny. Dzień 22 czerwca jest tam początkiem astronomicznej zimy. Od tej daty długość dnia na półkuli południowej systematycznie rośnie, a na północnej maleje. Zrównanie dnia z nocą następuje ponownie 23 września.

W tym dniu na półkuli południowej zaczyna się astronomiczna wiosna. Od 23 września deklinacja Słońca wzrasta ku południowi. Długość dnia na półkuli południowej zwiększa się nadal, a maleje na półkuli północnej (odwrotnie do sytuacji po 21 marca).

W dniu 22 grudnia deklinacja Słońca osiąga maksymalną wartość południową ($-23,5^{\circ}\text{S}$). Jest to najdłuższy dzień na półkuli południowej. Na biegunie południowym panuje dzień polarny – Słońce nie zachodzi. Dzień 22 grudnia stanowi na półkuli południowej początek lata astronomicznego, a na półkuli północnej początek astronomicznej zimy. Na półkuli północnej dzień jest najkrótszy, a na północ od koła podbiegunowego panuje noc polarna (Słońce nie wschodzi w ogóle).

Dzień 22 grudnia jest dniem przesilenia zimowego. Od tego dnia deklinacja Słońca zaczyna maleć (długość dnia na półkuli północnej rośnie) i ponownie w dniu 21 marca deklinacja osiąga 0° . Na półkuli północnej zaczyna się wiosna, a na południowej jesień.

Jest to zamknięty cykl rocznych zmian pór roku związanych z ruchem Ziemi wokół Słońca. Wynikające stąd najdłuższe i najkrótsze czasy trwania dnia dla różnych szerokości geograficznych zaprezentowano w tablicy 2.2.

Tablica 2.2

Czas trwania najdłuższego i najkrótszego dnia na różnych szerokościach geograficznych
(Holec, Tymański, 1973)

Szerokość geograficzna	Dzień najdłuższy	Dzień najkrótszy
0°	12 h 00 min	12 h 00 min
10°	12 h 35 min	11 h 25 min
20°	13 h 13 min	10 h 47 min
30°	13 h 56 min	10 h 04 min
40°	14 h 51 min	09 h 09 min
50°	16 h 09 min	07 h 51 min
60°	18 h 30 min	05 h 30 min
65°	21 h 09 min	02 h 51 min
$66^{\circ}33'$	24 h 00 min	0 h 0 min

Stosunki cieplne na Ziemi są ściśle związane ze zmienną ilością energii słonecznej dopływającej do naszego globu. Ilość ta wiąże się ze zmianami pór roku i długości dnia. Pory roku wynikają ze zmiany deklinacji Słońca w trakcie ruchu Ziemi po orbicie wokół Słońca i są to zmiany w cyklu rocznym. Ruch obrotowy Ziemi wokół jej osi jest natomiast

przyczyną występowania dnia i nocy oraz dobowych zmian w dopływie energii słonecznej. W rezultacie obserwuje się również roczny i dobowy rytm zmian większości zjawisk meteorologicznych.

Najwięcej promieniowania słonecznego do naszych szerokości geograficznych dopływa w czasie przesilenia letniego, bo Słońce najdłużej znajduje się nad horyzontem, a kąt padania w południe jest najmniejszy. Najmniej promieniowania dopływa w czasie przesilenia zimowego, gdy dzień jest najkrótszy, a kąt padania i długość drogi, jaką muszą przejść promienie w atmosferze – największe.

Jednak wskutek innych czynników, takich jak ogrzanie gleby, powietrza, zbiorników wodnych itp., maksymalne temperatury powietrza przypadają później niż w okresie przesilenia letniego. W naszych szerokościach geograficznych najcieplejszym miesiącem jest lipiec, a najchłodniejszym styczeń. Stąd, w celu scharakteryzowania różnych parametrów i zjawisk meteorologicznych, przedstawia się ich wartości średnie lub przebiegi dla tych miesięcy.

Budowa i skład atmosfery ziemskiej

3.1. Główne cechy atmosfery ziemskiej

Atmosfera, czyli gazowa powłoka otaczająca Ziemię, stanowi fizyczną mieszaninę gazów, które nie tworzą ze sobą związków chemicznych. Gazy wchodzące w skład powietrza w stosunku stałym nazywane są **składnikami atmosfery**, natomiast gazy występujące w ilości zmiennej nazywane są **domieszkami**.

Atmosfera związana jest z Ziemią siłą przyciągania grawitacyjnego. Gęstość atmosfery jest zmienna i osiąga maksimum tuż nad powierzchnią Ziemi. Ze wzrostem odległości od Ziemi gęstość atmosfery stopniowo maleje, aż staje się nie do odróżnienia od gęstości gazu międzyplanetarnego. Dlatego też nie ma wyraźnej granicy atmosfery, chociaż umownie czasem przyjmuje się jako górną granicę wysokość 1000 km. Jest to wysokość, do której można jeszcze obserwować z Ziemi zjawiska fizyczne, zachodzące w gazach. Atmosfera na tej wysokości jest jednak tak rozrzedzona, że jej gęstość jest mniejsza niż gęstość jakiegokolwiek próżni wytworzonej przez człowieka.

W miarę oddalania się od powierzchni Ziemi, można wyróżnić warstwy o wyraźnie odmiennych właściwościach, w których zachodzą różnorodne zjawiska fizyczne i chemiczne. Często atmosferę dzieli się na wysokości około 30÷35 km na tzw. atmosferę dolną i górną, które z kolei dzielą się jeszcze na charakterystyczne warstwy.

Bezpośredni wpływ na powierzchnię Ziemi wywierają zjawiska zachodzące w atmosferze dolnej, natomiast zjawiska z atmosfery górnej oddziałują pośrednio. Atmosfera górna interesuje nas przede wszystkim ze względu na obecność w niej warstw zjonizowanych, przebieg reakcji fotochemicznych, zawartość specjalnych składników oraz jej wpływ na takie dziedziny, jak na przykład telekomunikacja.

Na rysunku 3.1 przedstawiono główne cechy atmosfery ziemskiej. Zastosowano tam logarytmiczną skalę wysokości, należy więc zwrócić uwagę, że górne warstwy są znacznie grubsze od dolnych. Po prawej stronie umieszczono skalę ciśnienia obliczonego z równania hydrostatyki:

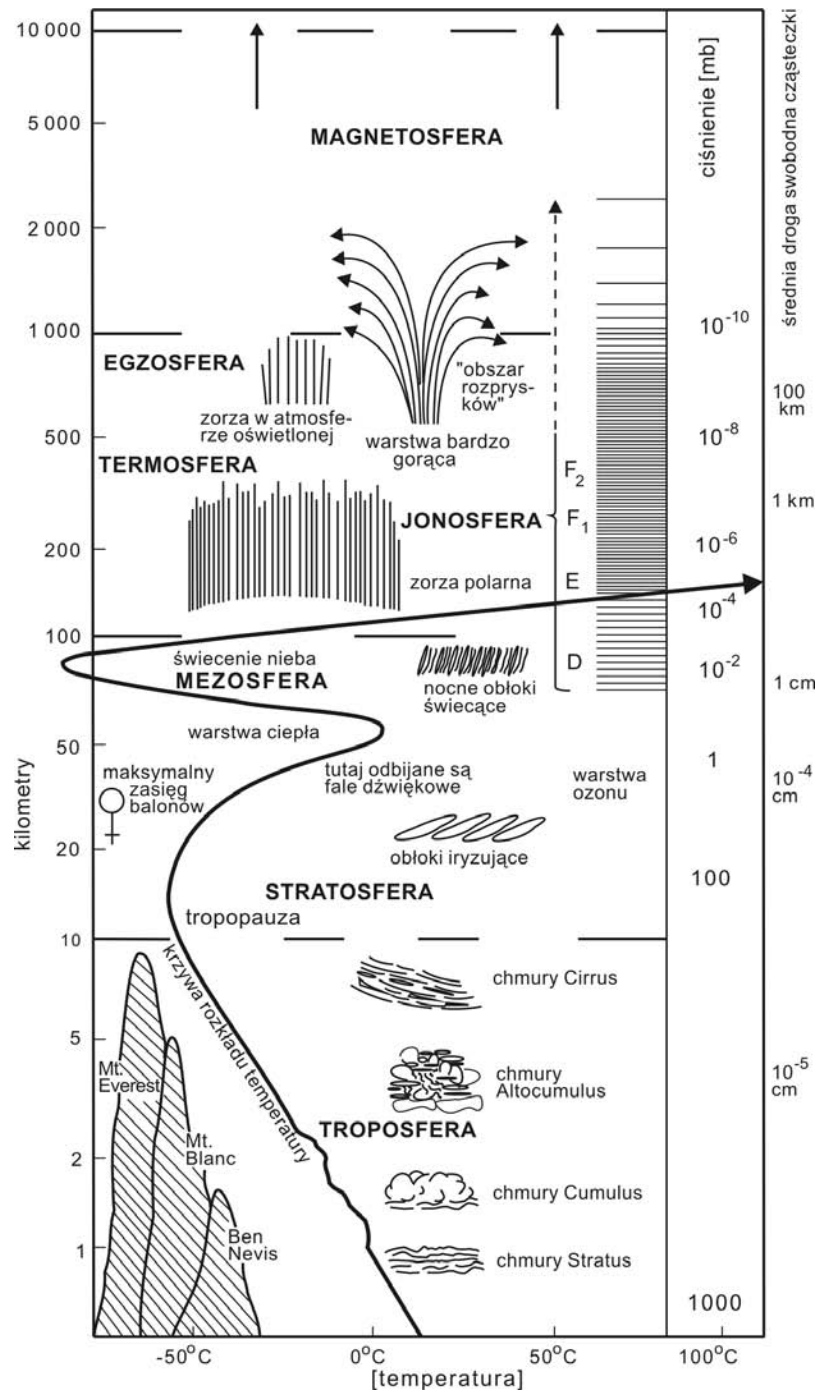
$$p = - \int_{z=0}^{\infty} \rho g dz, \quad (3.1)$$

gdzie: ρ – gęstość powietrza (maleje z wysokością z),

g – przyspieszenie ziemskie,

z – wysokość nad powierzchnią Ziemi,

p – ciśnienie powietrza na wysokości z .



Rys. 3.1. Główne cechy atmosfery ziemskiej
(Iribarne, Cho, 1988 – rysunek poglądowy)

Wynika z niego, że ciśnienie na poziomie z jest proporcjonalne do ciężaru powietrza zalegającego nad tym poziomem, przypadającego na jednostkę powierzchni (równanie to przyjęto przy założeniu, że atmosfera znajduje się w bezruchu, co nie ma wpływu na słuszność rozważań).

Według obliczeń masa atmosfery wynosi $M = \sim 5,136 \cdot 10^{18}$ kg i jest około 10^6 razy mniejsza od masy litosfery, a 250 razy mniejsza od masy hydrosfery. Ze względu na zmniejszanie się gęstości powietrza z wysokością masa atmosfery jest nierównomiernie rozłożona w pionie. Większa część masy atmosfery zgromadzona jest w warstwach najbliższych Ziemi. Ocenia się, że w warstwie do wysokości:

5 km zawiera się	50% masy atmosfery,
do 10 km	– 75%,
do 16 km	– 90%,
do 20 km	– 95%, a do 35 km zawiera się 99% całej masy atmosfery.

Spadek gęstości atmosfery ze wzrostem odległości od powierzchni Ziemi jest bardzo wyraźny i na dużych wysokościach gęstość powietrza jest niezwykle mała. Na wysokości 0 m gęstość atmosfery wynosi średnio $\rho = 1,29$ kg/m³, na wysokości 500 km $\rho = 1,46 \cdot 10^{-19}$ kg/m³, a na wysokości 35 000 km wynosi tylko $\rho = 1,65 \cdot 10^{-23}$ kg/m³. Wynikają stąd odpowiednie zmiany ciśnienia i tak np. na wysokości 0 m npm ciśnienie normalne wynosi 1013 hPa, na wysokości 5 km około 600 hPa, na wysokości 100 km około $4 \cdot 10^{-3}$ hPa, a na wysokości 300 km tylko $3 \cdot 10^{-10}$ hPa. Zmiany ciśnienia i gęstości z wysokością nad poziomem morza przedstawiono w tablicach Z2 i Z2a w załączniku1.

3.1.1. Homosfera i heterosfera

W warstwie atmosfery do wysokości około 100 km występują bardzo silne mechanizmy mieszania gazów (turbulencja, konwekcyjne przewracanie warstw). Składniki powietrza są więc dobrze wymieszane. Warstwa ta, mająca stały skład chemiczny (głównie azot i tlen), z wyjątkiem pary wodnej, dwutlenku węgla i innych gazów śladowych, nazywana jest **homosferą**. Równowagę w tej warstwie opisuje równanie hydrostatyki (3.1).

Powyżej wysokości 100 km mieszanie powietrza już praktycznie nie występuje. Skład chemiczny atmosfery zmienia się tu z wysokością. Gazy o większej masie cząsteczkowej zalegają przede wszystkim w dolnych warstwach, a lżejsze w górnych. Wpływ na ten skład mają również procesy fotochemiczne i promieniowanie słoneczne. Warstwa ta została nazwana **heterosferą**. Rozkład ciśnień w heterosferze jest opisany układem równań odpowiednich dla każdego z gazów śladowych.

Traktując atmosferę jako ośrodek płynny w stanie równowagi hydrostatycznej dla dowolnej warstwy o jednostkowej powierzchni podstawy i wysokości dz , zgodnie z (3.1) mamy:

$$-dp = \rho g dz . \quad (3.2)$$

Powietrze można traktować, z niewielkim błędem, jako mieszaninę gazów doskonałych. Dla każdego składnika mamy zatem równanie stanu gazu doskonałego (Clapeyrona):

$$p_i V = n_i R \cdot T , \quad (3.3)$$

gdzie: p_i – ciśnienie cząstkowe składnika i ,
 V – objętość,

n_i – liczba moli składnika i ,
 R – uniwersalna stała gazowa ($R = 8,31441 \text{ J/mol} \cdot \text{K}$),
 T – temperatura bezwzględna.

Dla mieszaniny spełnione jest równanie Daltona:

$$p = \sum p_i, \quad (3.4)$$

gdzie: p – ciśnienie całkowite mieszaniny,

p_i – ciśnienie cząstkowe (parcjale) składnika i (ciśnienie, jakie wywierałby składnik, gdyby zajmował całą objętość mieszaniny)

Wyznaczając średnią masę cząsteczkową powietrza M z zależności:

$$M = \frac{\sum n_i M_i}{n} = \frac{m}{n}, \quad (3.5)$$

gdzie: m – masa powietrza o objętości V ,

M_i – masa cząsteczkowa składnika i ,

oraz podstawiając

$$\rho = \frac{M}{V},$$

otrzymujemy (z 3.3) równanie

$$p = \frac{R \cdot T}{M} \rho. \quad (3.6)$$

Podstawiając następnie ρ z równania (3.1), otrzymujemy równanie hydrostatyki w postaci:

$$\frac{dp}{p} = -\frac{gM}{R \cdot T} dz. \quad (3.7)$$

Równanie to, po scałkowaniu w granicach od p_o do p i od $z = 0$ do z ma postać:

$$p = p_o \exp \left(-\int_o^z \frac{gM}{R \cdot T} dz \right) = p_o \exp \left(-\int_o^z \frac{dz}{H} \right), \quad (3.8)$$

gdzie parametr H :

$$H = \frac{R \cdot T}{gM} \quad (3.9)$$

definiuje się jako lokalną wysokość charakterystyczną atmosfery.

Wielkość M można uważać za stałą aż do wysokości 100 km. Przyspieszenie g zależy od z , ale zmienia się tylko o około 3% co 100 km wysokości. Parametr H zmienia się więc praktycznie proporcjonalnie do temperatury T aż do wysokości 100 km. Dla warunków $T = 273 \text{ K}$, $g = 9,8 \text{ m/s}^2$, $M = 28,96 \text{ g/mol}$ otrzymuje się wartość $H = 8 \text{ km}$.

3.2. Pionowy podział atmosfery

Ze względu na specyficzne własności fizyczne, a przede wszystkim rozkład temperatur i koncentracji elektronów oraz przebieg różnych zjawisk, przyjęto dzielić atmosferę na

różne warstwy (w ramach tzw. atmosfery dolnej i górnej). Najczęściej wyróżnia się 5 warstw: troposferę, stratosferę (z ozonosferą), mezosferę (z jonosferą), termosferę i egzosferę. Poszczególne strefy oddzielone są warstwami przejściowymi (tablica 3.1).

TROPOSFERA (*tropos* – z języka greckiego: zwrot, obrót) jest to warstwa ciągłego mieszania, zaczynająca się od powierzchni Ziemi i charakteryzująca się spadkiem temperatury wraz z wysokością. Własności troposfery zależą głównie od wymiany ciepła i wilgoci między powietrzem a podłożem. W zależności od szerokości geograficznej, pory roku i ciśnienia przy powierzchni Ziemi grubość troposfery jest zmienna i waha się od około 7 km nad biegunami do około 18 km nad równikiem. Latem górna granica jest wyżej, zimą niżej, ponadto jest wyżej nad wyżami oraz niżej nad układami nizinowymi.

Tablica 3.1

Pionowa budowa atmosfery

Nazwa warstwy	Średnia wysokość dolnej i górnej granicy [km]	Warstwy przejściowe
TROPOSFERA	0÷10	tropopauza
STRATOSFERA	11÷50 (55)	stratopauza
20÷50 – ozonosfera		
MEZOSFERA	55÷85	mezopauza
< 60 km – jonosfera		
TERMOSFERA	85÷500	termopauza
EGZOSFERA	>500	

W troposferze znajduje się około 80% całej masy atmosfery oraz praktycznie cała para wodna i domieszki pochodzenia ziemskiego. Troposfera jest najważniejszym ośrodkiem przenoszenia masy (wody i zanieczyszczeń), energii słonecznej, pędu (wiatry), w niej zachodzi również większość procesów mających bezpośredni wpływ na pogodę.

Charakterystyczną cechą troposfery jest spadek temperatury powietrza ze wzrostem wysokości, średnio o $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. W związku z tym, na jej górnej granicy występują temperatury ujemne. Nad obszarami międzyzwrotnikowymi (na wysokościach 15÷18 km) temperatura powietrza jest rzędu -70 do -80°C ; nad obszarami polarnymi: latem około -45°C , a zimą od -60°C do -70°C . W pewnych obszarach troposfery mogą występować cienkie warstwy, w których temperatura rośnie z wysokością – jest to inwersja temperatury (rozdział 5).

Warstwę, w której kończy się typowy dla troposfery rozkład temperatury (spadek z wysokością), nazywa się **tropopauzą**. Jest to warstwa przejściowa, oddzielająca troposferę od stratosfery. Przeciętna jej grubość wynosi od kilkuset metrów do 2÷3 km.

W szczegółowych analizach budowy troposfery dzieli się ją jeszcze na trzy podwarstwy: dolną, średnią i górną. Dolną warstwę troposfery, w której procesy cieplne i ruch zależą od charakteru podłoża, nazywa się **planetarną warstwą graniczną** (tzw. warstwa graniczna lub warstwa tarciowa). Rozciąga się ona od podłoża do około 100 m zimą nocą (zwykle jest to warstwa inwersyjna, ciepło płynie od atmosfery do powierzchni ziemi) do

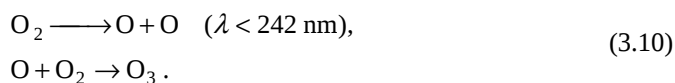
około 2000 m w ciągu gorącego dnia, gdy ze względu na silne promieniowanie słoneczne wytwarza się intensywna turbulencja. W warstwie tej tworzą się chmury niskie, a pionowy gradient temperatury jest bardzo zmienny, zwłaszcza w części przygruntowej.

Średnia warstwa troposfery rozciąga się na wysokości od 1,5 km do 6 km. W warstwie tej tworzą się chmury średnie. Trzecia warstwa troposfery – **troposfera górna**, rozciąga się od wysokości 6 km do górnej granicy troposfery. Tworzą się w niej chmury pie-rzasto-warstwowe, zbudowane z kryształków lodu oraz przenikają do niej wierzchołki wypiętrzonych chmur burzowych. Temperatura w tej warstwie jest zawsze ujemna.

STRATOSFERA – (*stratus* – warstwa) rozciągająca się powyżej troposfery do 50÷55 km. Odznacza się słabymi pionowymi ruchami powietrza, w wyniku których gazy układają się w warstwy zależne od gęstości (temperatury). Stratosferę dzieli się na 2 warstwy: izo-termiczną i ciepłą. Warstwa izotermiczna rozciąga się w dolnej części stratosfery, od tropo-sfery do wysokości około 20 km. Temperatura w niej jest prawie stała i bardzo niska (około $-50\div -80^{\circ}\text{C}$). Powyżej tej warstwy, w warstwie ciepłej, temperatura szybko rośnie, osiąga-jąc swoje maksimum nawet powyżej 0°C na wysokości około 50÷55 km, czyli na granicy stratosfery. Powyżej zaczyna się kolejna warstwa przejściowa – **stratopauza**, homogenicz-na warstwa o grubości około 2 km.

Wzrost temperatury w stratosferze jest wynikiem pochłaniania promieniowania sło-necznego, ultrafioletowego w paśmie długości fali λ od około 170 nm do 370 nm przez ozon. Ta ciepła warstwa na wysokości od 20 do 50 km, w której stężenie ozonu jest duże, nazywana jest **ozonosferą**.

Ozon (ozon – zapach – O_3) w atmosferze powstaje pod wpływem ultrafioletowego promieniowania Słońca:



Ogólna ilość ozonu jest niewielka – stężenie 10 ppm, a cała masa ozonu utworzyłaby w warunkach normalnych warstwę o grubości zaledwie 3 mm. Zawartość ozonu w strato-sferze jest zmienna, w zależności od pory roku, aktywności Słońca itp. Od kilkunastu lat rejestruje się jednak stałe zmniejszanie koncentracji ozonu, przy czym okresowo ubytki ozonu były tak znaczne, że nazwano je **dziurami ozonowymi**. Obserwowano je np. w 1985 roku nad Antarktydą, w 1992 r. na półkulą północną i nad Australią.

Do rozpadu ozonu przyczyniają się rodniki wodorotlenkowe OH, tlenki azotu NO oraz atomy chloru Cl. Zachodzą katalityczne reakcje rozpadu:



gdzie X oznacza katalizator.

Najbardziej efektywne katalizatory Cl i NO powstają pod wpływem promieni ultrafio-letowych Słońca. Na przykład rozpad freonu CFCl_2 z uwolnieniem wolnego atomu chloru następuje pod wpływem promieniowania o długości fal $\lambda = 175 - 220 \text{ nm}$, podobnie z pod-tlenku N_2O powstaje NO. Zarówno freon jak N_2O są zanieczyszczeniami o charakterze antropogenicznym – człowiek ma więc wpływ na powstanie dziur ozonowych.

Ozon odgrywa ogromną rolę jako regulator temperatury, a także – pochłaniając promie-niowanie krótkofalowe – wywiera wpływ na procesy biologiczne na Ziemi. Nadmiar promie-

niowania ultrafioletowego byłby zabójczy dla organizmów żywych, natomiast jego brak zmieniłby formy życia ze względu na korzystny wpływ, jaki wywiera ono na fotosyntezę.

Stratosfera charakteryzuje się bezchmurnym niebem, niekiedy tylko występują bardzo cienkie chmury świecące (iryzujące) na wysokości 20+30 km, zbudowane z kryształków lodu.

MEZOSFERA (gr. *mesos* – środkowy). Jest to warstwa o grubości ok. 35 km, rozciągająca się od stratopauzy do około 80 km. Charakteryzuje się silnym spadkiem temperatury wraz ze wzrostem wysokości. Na wysokości około 85 km temperatura spada od około -75 do -100°C . Na tym poziomie znajduje się górna granica mezosfery – **mezopauza**. Mezosfera stanowi górną granicę tej części atmosfery, której skład może być uważany za jednorodny, tzw. homosfery. Temperatura na wysokości mezopauzy jest najniższą temperaturą obserwowaną w atmosferze.

Na wysokości około 60 km (w mezosferze) zaczyna się obszar silnie zjonizowany, tzw. **jonosfera**, sięgająca najwyższych warstw termosfery. W mezosferze jonizacja nie jest trwała, występuje praktycznie tylko w ciągu dnia.

W mezosferze, w pobliżu mezopauzy, na dużych szerokościach geograficznych, gdy Słońce znajduje się od 5° do 13° poniżej horyzontu, obserwuje się nocne obłoki świecące (srebrzyste), zbudowane z drobnych cząsteczek pyłu pokrytych kryształkami lodu.

TERMOSEFERA (gr. *thermos* – ciepły) znajduje się powyżej mezopauzy i obejmuje wysokości od 85 do 500 km. W termosferze temperatura wzrasta, osiągając na wysokości około 150 km temperaturę 240°C , a powyżej 200 km temperaturę od około 500°C do 1200°C , osiągając na wysokości 500 km nawet 2000°C . Podstawowym źródłem ciepła w termosferze jest pochłanianie promieniowania słonecznego ultrafioletowego i rentgenowskiego, fotojonizacja, fotodysocjacja oraz energia strumienia korpuskularnego Słońca. W termosferze zmienia się także znacznie skład atmosfery. Na skutek fotojonizacji i fotodysocjacji cząsteczki wielu gazów rozpadają się na pojedyncze atomy. Nie ma mieszania gazów i cięższe cząsteczki oraz atomy osiadają. Ze wzrostem wysokości ciężkie cząsteczki azotu są więc zastępowane przez atomy tlenu, a na dużych wysokościach przeważają lekkie atomy wodoru.

EGZOSFERA (gr. *egzo* – zewnętrzny). Nazywana jest warstwą rozpraszania i występuje powyżej termopauzy od 500 km. Wszystkie gazy są tu silnie rozrzedzone, gęstość atmosfery jest bardzo mała i zderzenia między cząsteczkami występują niezwykle rzadko. Średnia swobodna droga cząsteczek, czyli odległość, jaką przebywa cząsteczka między zderzeniami, bardzo wzrasta. Przy powierzchni Ziemi wynosi ona około 10^{-5} m, natomiast na wysokości 500 km wzrasta do kilkudziesięciu kilometrów. W tych warunkach obojętne cząsteczki gazów, poruszające się z dużą prędkością $v > 11,2$ km/s, uciekają z obszaru działania sił przyciągania ziemskiego w przestrzeń kosmiczną. Ruch cząstek naładowanych (jonów i elektronów) zależy natomiast od pola magnetycznego ziemskiego.

Temperatura na wysokości 500 km może osiągać wartość od 500°C do 2000°C , w zależności od pory dnia, aktywności Słońca i szerokości geograficznej. W egzosferze następuje stopniowe przejście od atmosfery ziemskiej do gazu międzyplanetarnego. Obszar ten często nazywany jest „obszarem rozprysków”.

Jonosfera – podwarstwa zaczynająca się na wysokości około 60 km, w górnej mezosferze. Odnacza się dużą koncentracją wolnych elektronów i jonów. Wyróżnia się w niej 4

warstwy: D, E, F₁ i F₂ o różnej koncentracji elektronów i jonów. Warstwa D obejmuje obszar jonosfery poniżej 90 km (maksimum jonizacji występuje na wysokości ok. 90 km), część jonosfery zawarta pomiędzy wysokościami 90 a 160 km to warstwa E (maksimum jonizacji na wysokości ok. 120 km), powyżej zalegają warstwy F₁ (maksimum 200 km) i F₂ (300 km).

Proces jonizacji zachodzi na skutek bombardowania cząsteczek gazów przez promieniowanie ultrafioletowe i rentgenowskie emitowane przez Słońce. Jonosfera ulega więc zmianom dobowym i rocznym, w zależności od natężenia promieniowania jonizującego emitowanego przez Słońce. Warstwa D nocą zanika, natomiast w warstwach E i F zmniejsza się wyraźnie zagęszczenie elektronów.

Jonosfera ma duże znaczenie w łączności radiowej dalekiego zasięgu. Silnie zjonizowane warstwy mają zdolność odbijania wysyłanych z Ziemi fal radiowych, które powracają z powrotem na Ziemię (głównie fale krótkie). Dobowe wahania zagęszczenia elektronów w poszczególnych warstwach są powodem obserwowanych wahań zasięgu łączności.

Typowym zjawiskiem dla jonosfery są zorze polarne, występujące na wysokościach od 95 do 1000 km (rozdz.13.2.1).

MAGNETOSFERA – jest to obszar atmosfery znajdujący się powyżej egzosfery. Strefa ta ma związek z oddziaływaniem pola magnetycznego ziemskiego ze strumieniem korpuskularnego promieniowania słonecznego (tzw. wiatr słoneczny). Na skutek tego po stronie oświetlanej Ziemi, w odległości około 10 – 15 promieni Ziemi natężenie pola magnetycznego spada do zera. Granica ta nazywa się **magnetopauzą**, a obszar wewnątrz niej – **magnetosferą**.

Po stronie zacienionej magnetosfera rozciąga się na znacznie większe odległości. Jest to tzw. ogon magnetyczny Ziemi.

Cząstki, które w wyniku zderzeń znajdują się w polu magnetycznym, będą w nim poruszały się po spirali wokół linii sił pola magnetycznego. W wyniku ponownych zderzeń ich energia może zostać zmniejszona, co spowoduje usunięcie cząstki do niższych części atmosfery. Te uwięzione cząstki skupiają się wokół Ziemi głównie w dwóch pasach, tzw. pasach Van Allena (odkryte w 1958 r.) – pierwszy w odległości około 2500÷5000 km oraz drugi, w odległości 20000÷30000 km od powierzchni Ziemi.

Wysokie temperatury w atmosferze występują w pobliżu powierzchni Ziemi, w okolicach stratopauzy, w termosferze i egzosferze (rys. 3.1).

Powierzchnia Ziemi pochłania większą część promieniowania słonecznego i podgrzewa troposferę od dołu. Źródłem ciepła dla stratosfery są z kolei jej górne warstwy (ozonosfera), w których ozon pochłania promieniowanie ultrafioletowe. Warstwy te ogrzewają od dołu również mezosferę.

Najwyższe temperatury w atmosferze występują w górnych warstwach termosfery i egzosfery, co wskazuje na wielkie prędkości znajdujących się tam cząstek gazów. Temperatura w tym obszarze sięga nawet do 2000°C. Warstwy te przechodzą stopniowo w koronę słoneczną, złożoną z gorących gazów.

Z istnienia tak wysokich temperatur w termosferze i egzosferze nie wynika, iż obiekt przekraczający te strefy odczuje istotnie wpływ temperatury, ponieważ koncentracja cząsteczek jest bardzo mała, panuje prawie próżnia i gęstość gazu jest zbyt niska (10^{-15} ÷ 10^{-17} kg/m³ na wysokości 500 km), aby mogła wystąpić wymiana ciepła. Droga swobodnych cząsteczek powietrza na wysokości 500 km wzrasta do kilkudziesięciu kilometrów, czą-

steczki zderzają się więc bardzo rzadko. Temperatura wyraża tu zatem średnią energię kinetyczną cząsteczek, a pojęcie temperatury jako funkcji stanu termodynamicznego traci sens.

Fizyczne powody szczególnego rozkładu temperatury w górnej atmosferze tkwią przede wszystkim w pochłanianiu słonecznego promieniowania ultrafioletowego i rentgenowskiego oraz energii strumienia korpuskularnego Słońca. Zachodzą tu także reakcje fotojonizacji i fotodysocjacji, powodujące wysoką temperaturę w termosferze i egzosferze.

3.3. Skład powietrza atmosferycznego

Powietrze stanowiące atmosferę jest mieszaniną gazów, w której zawieszone są bardzo małe cząstki stałe i płynne. Można powiedzieć, że powietrze składa się z:

- 1) mieszaniny gazów – powietrze suche,
- 2) wody występującej w 3 fazach,
- 3) zawiesziny cząstek stałych i ciekłych, zwanej aerozolem atmosferycznym.

3.3.1. Powietrze suche

Rozważając skład powietrza suchego, można wprowadzić podział na składniki **główne** i **drugorzędne**, występujące tylko w ilościach śladowych (inaczej składniki główne i domieszki). Szczegółowy skład powietrza suchego przedstawiono w tablicy 3.2. Cztery główne składniki atmosfery stanowią ponad 99,99% objętości powietrza suchego. Udział ich przedstawia się następująco (procent objętościowy):

78,09	azot	} > 99%	} 99,97%	} 99,997%		
20,95	tlen					
0,93	argon	}				
0,033	dwutlenek węgla					

Stężenie CO₂ w pobliżu powierzchni Ziemi jest zmienne. Wpływają na to różnego rodzaju procesy spalania (pożary, przemysł), a także proces fotosyntezy oraz wymiana w oceanach. Natomiast nad warstwami przyziemnymi skład powietrza suchego jest stały w całej homosferze, ze względu na silne procesy mieszania.

Składniki drugorzędne stanowią mniej niż **0,003%, czyli 30 ppm** (części na milion). Są one jednak bardzo istotne dla chemii atmosfery, a przede wszystkim wpływają na zanieczyszczenie atmosfery i ozonosferę.

Składniki atmosfery klasyfikuje się często według różnych kryteriów, i tak na przykład wg Iribarne'a (1988) klasyfikujemy je (tablica 3.2):

a) ze względu na obfitość występowania:

- 1) składniki główne: N₂, O₂, Ar, CO₂ – stanowiące więcej niż 99,997%, o koncentracji większej od 300 ppm każdy,
- 2) składniki drugorzędne o koncentracji od 0,1 do 20 ppm – o niezmiennym stężeniu,
- 3) składniki drugorzędne o koncentracji mniejszej od 0,1 ppm – o zmiennym stężeniu;

Tablica 3.2

Składniki powietrza suchego (na podstawie Iribarne'a, Cho 1988)

Lp.	Nazwa gazu	Symbol	Udział procentowy objętościowy	Szacowany czas przebywania w atmosferze		
Składniki główne						
1	Azot	N ₂	78,09	99% 99.97%	trwale	2 · 10 ⁷ lat
2	Tlen	O ₂	20,95			
3	Argon	Ar	0,93			
4	Dwutlenek węgla	CO ₂	od 0 do 0,033			
Składniki drugorzędne						
	Niezmienne		koncentracja			
5	Neon	Ne	18 ppm			
6	Hel	He	5 ppm			
7	Krypton	Kr	1 ppm			
8	Ksenon	Xe	0,09 ppm			
9	Metan	CH ₄	1,5 ppm			
10	Tlenek węgla	CO	0,1 ppm			
11	Wodór	H ₂	0,5 ppm			
12	Podtlenek azotu	N ₂ O	0,25 ppm			
Zmienne			Typowa koncentracja			
13	Ozon	O ₃	do 10 ppm w stratosferze 5—50 ppb (w powietrzu czystym), do 500 ppb w powietrzu zanieczyszczonym, przy gruncie	zmienne		
14	Siarkowodór	H ₂ S	0,2 ppb (nad lądem)		10 dni	
15	Dwutlenek siarki	SO ₂	0,2 ppb (nad lądem)		5 dni	
16	Amoniak	NH ₃	6 ppb (nad lądem)		1÷4 dni	
17	Dwutlenek azotu	NO ₂	1 ppb (nad lądem) 100 ppb w powietrzu zanieczyszczonym		2÷8 dni	
18	Aldehyd mrówkowy	CH ₂ O	0 ÷ 10 ppb			

Symbol: ppm – oznacza koncentrację części na milion
ppb – oznacza koncentrację części na miliard

b) ze względu na zmienność stężenia: o stężeniu stałym i zmiennym

Zmienność stężenia składnika wiąże się z obfitością jego występowania, aktywnością chemiczną oraz czasem przebywania w atmosferze. Wszystkie składniki główne oraz składniki drugorzędne o stężeniu > 300 ppm występują w ilościach niezmiennych. Dwutlenek węgla CO₂ ponad warstwami przyziemnymi wykazuje również stężenie nie-

zmienne, gdyż atmosfera stanowi zbyt dużą objętość, by można było zaobserwować zmiany jego stężenia. Składniki drugorzędne SO_2 , NO , NO_2 bardzo aktywnie chemicznie wykazują stężenie zmienne, gdyż szybko reagują, a występują w małych ilościach;

c) ze względu na skład chemiczny

Ta klasyfikacja wiąże się głównie z aktywnością chemiczną i przemianami, jakim składniki podlegają. Wyróżnia się gazy szlachetne, obojętne – występujące w stałych ilościach i nieulegające przemianom, oraz związki aktywne, np. związki siarki i azotu oraz węgla;

d) ze względu na czas przebywania w atmosferze τ

Ze względu na czas przebywania w atmosferze τ rozróżnia się 3 kategorie gazów:

- gazy trwałe – o τ bardzo dużym, około 2 milionów lat, np. He , N_2 ,
- gazy półtrwałe – τ od kilku miesięcy do kilku lat, np.: CO_2 , CH_4 , H_2 , NO_2 mają cechy podobne, chociaż ich skład chemiczny różni się,
- gazy zmienne – τ waha się od kilku dni do kilku tygodni. Są to gazy aktywne chemicznie. Ich obieg związany jest z obiegiem wody; np. τ dla pary wodnej wynosi ok. 10 dni;

e) ze względu na pochodzenie. Podział ten obejmuje głównie przypadki takie, jak:

- 1) spalanie – naturalne, np. CO_2 , i antropogenne, np. CO_2 , SO_2 , NO itd.,
- 2) procesy biologiczne – działalność bakterii, fotosynteza, np. CO_4 , N_2O , H_2 , NH_3 , H_2S , NO ,
- 3) reakcje chemiczne w atmosferze, np. HCl ,
- 4) inne źródła, jak np. działalność wulkaniczna; mają jednak mniejsze znaczenie (występują lokalnie i okresowo).

3.3.2. Zmiany składu powietrza z wysokością

Stały skład głównych składników powietrza: azotu i tlenu w dolnej atmosferze wynika z silnych procesów mieszania, zachodzących głównie do 80÷100 km. Azot i tlen pozostają głównymi składnikami do dużych wysokości, jednak powyżej wysokości 100 km krótkofalowe promieniowanie Słońca sprawia, że tlen znajduje się tam wyłącznie w stanie atomowym (O), a cząsteczki innych gazów ulegają rozpadowi na jony.

Na wysokości około 100 km stwierdza się także obecność niezdisocjowanego tlenu azotu, a w wyższych warstwach występują ślady sodu. W wysokich warstwach powyżej 1000 km głównym gazem jest hel, a powyżej 2000 km – wodór.

W odróżnieniu od głównych stałych składników powietrza, zawartość procentowa pary wodnej w homosferze zmienia się z wysokością bardzo wyraźnie. W warstwie do wysokości 12 km zawiera się przeciętnie 99% ogólnej ilości pary wodnej występującej w atmosferze. Zawartość głównych składników atmosfery do wysokości 150 km przedstawiono w tablicy Z3 w załączniku 1.

3.3.3. Woda w atmosferze

W atmosferze znajduje się zawsze pewna ilość wody, która może występować w każdym z trzech stanów skupienia. Para wodna dostaje się do atmosfery z powierzchni Ziemi w wyniku parowania powierzchni wód, szaty roślinnej, powierzchni gleby, lodowców itp.

Największe jej ilości znajdują się w warstwie bezpośrednio przylegającej do powierzchni parującej. W miarę wzrostu wysokości oraz w miarę oddalania się od zbiorników wodnych ilość pary wodnej maleje.

W atmosferze para wodna może ulegać przemianom fazowym, przechodząc w ciecz lub ciało stałe, by powracać na powierzchnię Ziemi w postaci opadu deszczu, śniegu, rosy itp. Średni czas przebywania wody w atmosferze jest krótki i szacuje się go na około 10 dni.

Zawartość pary wodnej w atmosferze jest bardzo zmienna, zarówno w czasie jak i przestrzeni. Przy powierzchni Ziemi waha się (objętościowo) od 0,2% w szerokościach polarnych do około 2,5% w pobliżu równika. W skrajnych przypadkach osiąga wartości od 0 do 4,1%.

Wyraźny jest spadek zawartości pary wodnej z wysokością. Na wysokości 1,5 km przeciętna koncentracja pary wodnej jest o 50% mniejsza niż przy powierzchni Ziemi, na wysokości 5 km aż 10 razy mniejsza, a na wysokości 10 km 100 razy mniejsza. Blisko 99% pary wodnej zawiera się w warstwie do wysokości 12 km.

Krążenie wody wiąże się z bardzo ważnymi procesami w atmosferze, a mianowicie:

- 1) parowanie i kondensacja wywierają znaczny wpływ na termodynamikę procesów w atmosferze oraz na równowagę pionową atmosfery;
- 2) woda jest niezbędna do utworzenia się chmur i powstawania opadów;
- 3) para wodna i chmury odgrywają bardzo ważną rolę w wymianie promieniowania w atmosferze (pochłaniane jest promieniowanie podczerwone głównie w paśmie widma od 3 do 6,3 μm oraz $>14 \mu\text{m}$);
- 4) krążenie wody za pomocą mechanizmów wychwytywania i wymywania usuwa zanieczyszczenia z atmosfery;
- 5) woda uczestniczy w reakcjach chemicznych lub też tworzy środowisko reakcji dla nich.

Szerzej zagadnieniem krążenia wody w atmosferze zajmiemy się w rozdziale 6.

3.3.4. Aerosol atmosferyczny

Powietrze atmosferyczne, oprócz składników gazowych, zawiera wiele stałych i ciekłych cząstek, które stanowią aerosol atmosferyczny. Wymiary ich są bardzo małe, promień r wynosi od 10 μm do 0,001 μm . Pochodzenie i skład aerosolu jest różny, można go przedstawić na przykład według następującego podziału:

- 1) spalanie naturalne lasów i spalanie przemysłowe. Cząstki mogą zawierać różne sole, węgiel, sadze itp.;
- 2) reakcje substancji w fazie gazowej, również reakcje fotochemiczne – powstają siarczany i azotany;
- 3) kruszenie ciał stałych – reakcje chemiczne w glebie, a następnie erozja przez wodę i wiatr, powstają cząstki mineralne – krzemiany, sole sodu, potasu, wapnia;
- 4) rozpryskiwanie roztworów – pękanie drobnych pęcherzyków na powierzchni morza, cząsteczki soli zawartych w wodzie przenoszą się do atmosfery;
- 5) wulkany emitują do atmosfery zanieczyszczenia gazowe (głównie parę wodną oraz CO_2 , N, SO_2 , CO, H) oraz cząsteczki pyłów mineralnych, kropelki roztworów;
- 6) cząstki organiczne: mikroorganizmy, zarodniki roślin, pyłki roślin, cząsteczki roślin itp. – unoszone z powierzchni Ziemi;
- 7) pył kosmiczny przedostający się z przestrzeni międzyplanetarnej (ok. 1 mln ton rocznie).

W tablicy 3.3 przedstawiono średnią ilość aerozolu dostarczanego rocznie do atmosfery.

Tablica 3.3

Zestawienie cząsteczek aerozolu przenoszonych do atmosfery średnio w ciągu roku (oprac. własne)

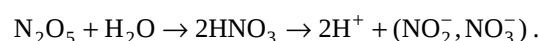
Pochodzenie antropogeniczne	[mln ton]	[%]	Pyły naturalne	[mln ton]	[%]
cząsteczki pyłu	92	3,9	pył z gleby	200	8,6
aerozole z przemian SO ₂	147	6,3	aerozole z przemian siarkowodoru	204	8,7
aerozole z przemian tlenków azotu	30	1,3	aerozole z przemian tlenków azotu	432	18,5
aerozole fotochemiczne z węglowodorów	27	1,1	aerozole fotochemiczne z substancji roślinnych	200	8,6
			popioły wulkaniczne	4	0,2
			rdza oraz pyły powstające w czasie pożarów lasów	3	0,1
			sól morską	1000	42,7
Razem	296	12,6	Razem	2043	87,4

Pyły antropogenne (techniczne) stanowią tylko 12,6% pyłów przenoszonych do atmosfery. Ich znaczenie w ochronie środowiska jest jednak ogromne, gdyż są to przede wszystkim pyły toksyczne, agresywne, mające negatywny wpływ zarówno na ludzi, jak i na otoczenie. Uczestniczą na przykład w powstawaniu kwaśnych deszczów, negatywnie działają na drogi oddechowe i szatę roślinną, hamując fotosyntezę, jak również wpływają niszcząco na różne konstrukcje i budowle.

Kwasowość opadu, wyrażająca się wzrostem stężenia jonów H^+ i spadkiem wskaźnika $pH < 5,6$ jest przede wszystkim wynikiem wiązania się z wodą atmosferyczną tlenków siarki i azotu, zgodnie z reakcjami:



oraz



Wszystkie cząsteczki aerozolowe w największych ilościach występują w najniższych warstwach atmosfery, ponieważ ich głównym źródłem jest powierzchnia Ziemi. Szczególnie duża koncentracja występuje nad obszarami miejskimi i przemysłowymi (tabl. 3.4a i 3.4b). Ilość i rodzaj domieszek w powietrzu mają także wpływ na zjawiska pochłaniania i rozpraszania promieniowania w atmosferze. Ich obecność wywołuje również występowanie w atmosferze szeregu zjawisk optycznych, właściwych roztworom koloidalnym (patrz rozdział 13), takich jak rozpraszanie, dyfrakcja, polaryzacja.

Tablica 3.4a

Typowe koncentracje cząstek przy powierzchni Ziemi $1/\text{cm}^{-3}$
(Iribarne, Cho, 1988)

Obszar	Koncentracja
nad oceanami	10^3
obszar wiejski	10^4
obszar miejski	10^5

Tablica 3.4b

Rozkład ilości zawiesin stałych w powietrzu przy stałych prądach pionowych
(Dębski, 1959)

Wysokość w metrach	Średnia ilość zawiesin w 1 cm^3 powietrza
100	44 000
500	13 000
1000	5 000
2000	550
5000	50
8500	5

Największe, higroskopijne cząstki aerozoli spełniają w atmosferze rolę jąder kondensacji, czyli ciał, na powierzchni których gromadzi się para wodna, tworząc kropelki wody (tabl. 3.5).

Tablica 3.5

Klasyfikacja cząstek aerozolowych wg wielkości
(Iribarne, Cho, 1988)

Promień $r[\mu\text{m}]$	Nazwa
$0,005 \div 0,1 \mu\text{m}$	jądra kondensacji (jądra Aitkena)
$0,1 \div 1,0 \mu\text{m}$	duże jądra
> 1	olbrzymie jądra

Prądy powietrza przenoszą aerozol atmosferyczny na wielkie odległości. Pyły z pustyń Afryki i Bliskiego Wschodu docierają do Europy i Ameryki. Dymy z pożarów leśnych Kanady przenoszone bywały do Europy. Popioły i dymy pochodzące z potężnych wybuchów wulkanów rozprzestrzeniały się na całą kulę ziemską. Po bardzo silnym wybuchu wulkanu Krakatau w Indonezji (1883 r.), w którym zostały wyemitowane ogromne ilości pyłów, w ciągu 7 lat temperatura na półkuli północnej była o 1° do 2°C niższa od wieloletniej.

Mechanizm usuwania cząsteczek aerozolu z atmosfery zależy przede wszystkim od wielkości cząsteczek. Największe cząsteczki ulegają sedymentacji (osadzanie), często również przylepiają się w wyniku zderzeń do różnych powierzchni. Cząsteczki będące jądrami

kondensacji opadają na ziemię wraz z deszczem, gradem lub śniegiem. W czasie opadu następuje również wychwytywanie przez opad innych większych kropli. Małe cząsteczki mogą być porywane przez krople w wyniku ruchów Browna lub innych oddziaływań (np. elektrostatycznych). Pomocnym w usuwaniu cząstek jest również proces koagulacji, dzięki któremu w rezultacie łączenia się małych cząstek tworzą się duże, ulegające sedymentacji.

3.4. Najważniejsze związki w chemii atmosfery

W tablicy 3.6 zestawiono najważniejsze związki w chemii atmosfery (Iribarne, Cho 1988). Grupy związków ujęte w ramki uczestniczą w tym samym obiegu, muszą więc być uwzględniane łącznie.

Gazy zawierające grupę NO_2 , NO_3 i grupę NH_3 , NH_4^+ stanowią gazy aktywne, o krótkim czasie przebywania w atmosferze, zmiennym, niewielkim stężeniu oraz związane są z krążeniem wody. Cztery gazy wykazujące podobieństwo: N_2O , CO , CH_4 , H_2 , są mało aktywne i występują w prawie stałym stężeniu, a ich krążenie zależy głównie od procesów biologicznych (bakterie). Dwutlenek węgla CO_2 stanowi przypadek szczególny i ma swój niezależny obieg. Ozon O_3 należy rozważać oddzielnie, ponieważ uczestniczy w obiegu NO i NO_2 oraz innych związków (np. siarki) jako utleniacz.

Tablica 3.6

Związki o dużym znaczeniu dla chemii atmosfery

związki siarki	związki azotu	związki węgla	inne
H_2S SO_2 $\text{SO}_3, \text{SO}_4^{2-}$ R utlenianie	$\text{NH}_3, \text{NH}_4^+$ R N_2O B NZ NO NO_2 NO_3^- R R	CH_4 B NZ CO B NZ CO_2 NZ	H_2 B NZ O_3

Ramki oznaczają związki uczestniczące w tym samym obiegu.

R – reagujący: obieg związany z obiegiem wody, krótki τ , zmienny;

B – pochodzenie głównie biologiczne;

NZ – o stężeniu niezmiennym (półtrwały).

3.5. Krążenie głównych pierwiastków

Substancje chemiczne, mające duże znaczenie dla chemii atmosfery, grupuje się ze względu na ich skład chemiczny jako pochodne różnych pierwiastków. Głównymi są: związki siarki (S), azotu (N) i węgla (C), inne związki mają mniejsze znaczenie.

Aby zrozumieć obieg każdego pierwiastka w atmosferze, należy poznać:

- 1) źródła różnych związków,
- 2) przekształcenia chemiczne, jakich doznają one w atmosferze,

- 3) obszar zaniku tych związków,
- 4) rozkład i zasób różnych związków w atmosferze,
- 5) bilans wymian i przekształceń.

Główne źródła i obszary zaniku poszczególnych związków schematycznie przedstawiono w tablicy 3.7.

Tablica 3.7

Źródła i obszar zaniku poszczególnych związków
(Iribarne, Cho 1988)

Źródła		Związki	Zanikanie
Związki S	biologiczne (rozkład materii organicznej przez bakterie)	$\rightarrow \text{H}_2\text{S}$	$\rightarrow$ wymywanie, wychwytywanie
	spalanie	$\rightarrow \text{SO}_2$	$\rightarrow$ pochłanianie przez rośliny
	rozbryzgi morskie	$\rightarrow \text{SO}_4^{2-}$	
Związki N	biologiczne	$\rightarrow \text{NH}_3$, NH_4^+	wymywanie, wychwytywanie
	bakterie w glebie	$\rightarrow \text{N}_2\text{O}$	bakterie w glebie, rozkład w stratosferze
	biologiczne, spalanie	$\rightarrow \text{NO}$, NO_2 , NO_3	wymywanie, wychwytywanie
Związki C	biologiczne (ryżowiska, bagna) gaz naturalny	$\rightarrow \text{CH}_4 \rightarrow$	utlenianie przy gruncie, rozkład w stratosferze (10%)
	fotosynteza przez mikroorganizmy morskie i biosferę ziemską	$\rightarrow \text{CO} \rightarrow$	bakterie w glebie, reakcje w stratosferze
	spalanie oddychanie	$\rightarrow \text{CO}_2 \rightarrow$	fotosynteza
	bakterie (rozkład materii organicznej)		CaCO_3 w oceanach
Inne	biologiczne (rozkład materii organicznej)	$\rightarrow \text{H}_2 \rightarrow$	bakterie

3.5.1. Związki siarki

Najważniejszym naturalnym źródłem związków siarki są substancje organiczne rozkładane przez bakterie, zawarte w płytkich strefach przybrzeżnych oraz bagnach, z których ulatnia się H_2S i inne. Porównywalnym źródłem są rozbryzgi z fal morskich unoszone przez wiatr, zawierające różne sole, głównie NaCl oraz siarczany. Ważnym źródłem pochodzenia tych związków jest również działalność przemysłowa: spalanie paliw zawierających siarkę wprowadza do atmosfery SO_2 . Stąd bardzo duży wpływ antropogeny na krążenie siarki.

Głównymi obszarami zaniku związków siarki są obszary deszczów, w których przez wymywanie i wychwytywanie związki te powracają na powierzchnię ziemi (kwaśne deszcze). Jest to tzw. **osad wilgotny**.

Absorpcja SO_2 przez rośliny i osadzanie się cząstek zawierających siarczany powodują również usuwanie związków siarki z atmosfery. Jest to tzw. **osad suchy**.

3.5.2. Związki azotu

Azot N_2 jest najobficiej występującym pierwiastkiem w atmosferze. Jego udział w krążeniu jest jednak mały i ogranicza się głównie do wiązania się w glebie lub w oceanach w wyniku działalności niektórych mikroorganizmów i przekształcania się w związki organiczne. Następnie N_2 wraca do atmosfery również w wyniku działalności bakterii, które redukują azotany (NO_3^-) i azotyny (NO_2^-). W wyniku tej redukcji powstaje N_2O , który podlega fotochemicznemu rozkładowi w stratosferze:



gdzie: $h\nu$ – kwant promieniowania o częstotliwości ν .

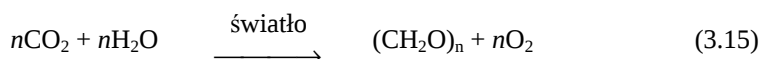
Związki amoniaku są chemicznie aktywne, a ich stężenie jest zmienne i związane z krążeniem wody. NH_3 łatwo rozpuszcza się w wodzie, tworząc wodorotlenek amonu a następnie siarczan amonu $(NH_4)_2SO_4$, jedną z najliczniej występujących soli w aerozolu atmosferycznym. Głównym źródłem amoniaku jest rozkład materii organicznej w wyniku procesów biologicznych. Wpływ antropogeny jest tu bardzo mały.

Dwa główne tlenki azotu: NO i NO_2 tworzą sole: azotyny NO_2^- i azotany NO_3^- występujące obficie w aerozolu atmosferycznym. Głównym źródłem NO_x jest rozkład azotanów w glebie przez bakterie oraz spalanie paliw kopalnianych. Jest to obieg aktywnych i występujących w zmiennych ilościach związków chemicznych, związany z obiegiem wody zarówno w reakcjach, jak i poprzez osady wilgotny. Wpływ antropogeny na ilość tlenków azotu jest znaczny. Związki organiczne zawierające azot odgrywają bardzo ważną rolę w glebie i oceanach, natomiast znacznie mniejszą w atmosferze.

3.5.3. Związki węgla

Dwutlenek węgla CO_2 jest jednym z głównych składników powietrza atmosferycznego. Najważniejsze jego źródła, to procesy spalania substancji zawierających węgiel: naturalne (pożary lasów) i antropogenne (spalanie paliw kopalnych), poza tym oddychanie zwierząt i rozpad materii organicznej. Jego zanik następuje w wyniku fotosyntezy węglowodanów w roślinach oraz przez rozpuszczanie się w oceanach.

Proces fotosyntezy ma przebieg:



W jego wyniku tworzą się węglowodany i tlen. Rozpuszczanie się CO_2 w oceanach prowadzi natomiast do tworzenia się osadu nierozpuszczalnego węglanu wapnia $CaCO_3$.

Wzrost emisji CO_2 w wyniku rozwoju przemysłu oraz zmniejszanie się powierzchni leśnych doprowadziły do znacznego i stałego wzrostu zawartości CO_2 w atmosferze. Jego koncentracja rośnie w tempie około 1 ppm/rok. Obecnie wynosi ok. 330 ppm. Jest to stan budzący zaniepokojenie ze względu na rolę, jaką odgrywa w zwiększaniu niekorzystnego efektu cieplarnianego. Wpływ antropogeny na wzrost jego stężenia jest bardzo duży.

Tlenek węgla CO wytwarzany jest przede wszystkim przez mikroorganizmy w warstwach powierzchniowych oceanów, a pochłaniany przez bakterie w glebie. Dodatkowym jego źródłem jest niecałkowite spalanie, a procesem zaniku fotosynteza oraz rozkład w wyniku reakcji chemicznych w stratosferze. Jest gazem dość obficie występującym i stabil-

nym. Stężenie jego jest zmienne w miastach i lasach ze względu na liczne lokalne źródła i obszary zaniku.

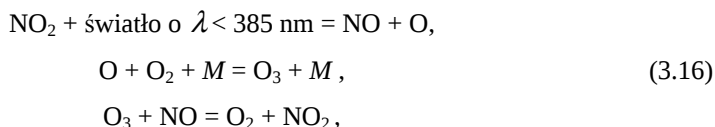
Metan CH_4 jest również gazem występującym dość obficie i stabilnym, krąży w obiegu zależnym od procesów biologicznych. Powstaje w wyniku rozkładu materii organicznej w bagnach, ryżowiskach itp. Obszary zaniku nie są dobrze poznane. Utlenia się albo rozpada w wyniku procesów biologicznych, część zaś zanika, reagując z OH w stratosferze.

Do innych związków węgla należą liczne substancje organiczne, np. węglowodory, formaldehydy. Mają one jednak niewielkie znaczenie w chemii atmosfery.

3.6. Zanieczyszczenia fotochemiczne

Pewne reakcje fotochemiczne, tj. następujące pod wpływem światła, mają podstawowe znaczenie dla tworzenia się tzw. smogu w miastach, czyli mieszaniny kropelek mgły z trującymi substancjami.

Promieniowanie słoneczne o długości fali krótszej niż 385 nm ($0,385 \mu\text{m}$) jest pochłaniane przez NO_2 i następuje jego dysocjacja na NO i O. Tlen atomowy łączy się ponownie z O_2 w O_3 , który z kolei reaguje z NO, dając O_2 i NO_2 :

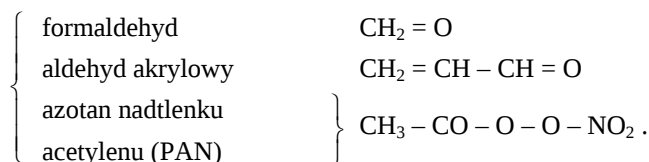


gdzie: M – oznacza cząsteczki niereagujące, lecz działające jako „trzecie ciało”, które pochłania energię wyzwoloną w reakcji chemicznej.

Reakcje te zachodzą ciągle i w czystym powietrzu występuje równowaga – koncentracja O i O_3 utrzymuje się na stałym poziomie. Jeżeli natomiast atmosfera jest zanieczyszczona substancjami łatwo utleniającymi przez ozon, równowaga ta jest zakłócona. Przede wszystkim aktywne są węglowodory (alkany) – o aktywnych chemicznie wiązaniach podwójnych (np. $\text{CH}_2 = \text{CH}_2$ – etylen, $\text{CH}_2 = \text{CH} - \text{CH}_3$ propylen itp.).

Reakcje ozonu z węglowodorami są niezwykle złożone, a niektóre z produktów końcowych wywierają wysoce drażniący wpływ na oczy, skórę oraz są trujące dla roślin. Takie szkodliwe skutki wywierają spaliny samochodowe, które powodują dużą koncentrację NO_2 w powietrzu (do 0,1 ppm), co pociąga za sobą wzrost koncentracji ozonu O_3 nawet do 0,5 ppm. Spaliny zawierają też znaczne stężenia toksycznych węglowodorów powstających w wyniku niecałkowitego spalania benzyny.

Drażniący wpływ na oczy i właściwości trujące dla roślin mają 3 główne składniki „smogu” fotochemicznego:



3.7. Wielkości określające stan fizyczny atmosfery

Wielkości określające stan fizyczny atmosfery nazywane są elementami meteorologicznymi lub elementami pogody.

Wartości liczbowe lub charakterystyki opisowe poszczególnych elementów meteorologicznych uzyskuje się z bezpośrednich pomiarów i obserwacji prowadzonych na stacjach meteorologicznych. Większość elementów meteorologicznych mierzy się za pomocą specjalnych przyrządów, niektóre jednak określa się tylko wizualnie, postępując według ustalonych zasad opisanych w instrukcjach meteorologicznych.

Najważniejszymi elementami meteorologicznymi są: temperatura powietrza, ciśnienie atmosferyczne, wilgotność powietrza, kierunek i prędkość wiatru, widzialność, zachmurzenie, opady. Często określa się również usłonecznienie, temperaturę powierzchni wody i gleby, parowanie z powierzchni wody i gleby, różne zjawiska meteorologiczne (meteory), jak również promieniowanie słoneczne, promieniowanie Ziemi i atmosfery.

Dalej podaje się podstawowe informacje na temat najważniejszych elementów pogody.

3.7.1. Temperatura powietrza

Temperatura powietrza jest wielkością fizyczną, która charakteryzuje jego stopień nagrzania. Jest ona miarą średniej energii kinetycznej cząstek gazów tworzących atmosferę. Jest to element pogody, którego regularne pomiary rozpoczęto najwcześniej. Pomiarów temperatury powietrza dokonuje się systematycznie na stacjach i posterunkach meteorologicznych za pomocą różnych termometrów.

Ze względu na rodzaj konstrukcji i zasadę działania, termometry stosowane do pomiaru temperatury powietrza dzieli się na: cieczowe, oporowe, deformacyjne oraz termoelektryczne. Najczęściej używane są termometry cieczowe, w których wykorzystano zjawisko objętościowej rozszerzalności cieplnej cieczy – najczęściej rtęci lub alkoholu.

Temperaturę wyraża się w stopniach skali termometrycznej. W użyciu są różne skale. Podstawową skalą międzynarodowego układu jednostek SI jest skala Kelvina, zwana bezwzględną skalą temperatur. Zero w skali Kelvina odpowiada temperaturze, w której ustaje ruch cieplny cząstek. Kelwin jest $1/273,16$ częścią temperatury punktu potrójnego wody. Punkt potrójny wody odpowiada temperaturze $0,01^{\circ}\text{C}$, w której woda, lód i para wodna mogą znajdować się jednocześnie, przy ciśnieniu 760 mm Hg, w równowadze termodynamicznej.

Zero K odpowiada temperaturze $-273,16^{\circ}\text{C}$, a jeden stopień w skali Kelvina jest równy jednemu stopniowi w skali Celsjusza.

W praktyce meteorologicznej najczęściej stosowana jest skala Celsjusza, w której jako zero (0°C) przyjęto temperaturę powodującą topnienie czystego chemicznie lodu, a jako temperaturę 100°C – temperaturę wrzenia chemicznie czystej wody pod ciśnieniem 760 mm Hg.

Jeden stopień tej skali, to $1/100$ część odległości pomiędzy punktami 0°C i 100°C . Związek między skalami wyrażają zależności:

$$tK = t^{\circ}\text{C} + 273,16, \quad (3.17a)$$

$$t^{\circ}\text{C} = tK - 273,16. \quad (3.17b)$$

W USA i w niektórych krajach Wspólnoty Brytyjskiej w codziennej praktyce używa się ciągle jeszcze skali Fahrenheita. W tej skali temperatura topnienia lodu, to punkt 32°F, a temperatura wrzenia wody 212°F. Odległość między tymi punktami podzielono na 180 części. Między skalą Fahrenheita a Celsjusza zachodzą następujące zależności:

$$t^{\circ}\text{F} = \frac{9}{5} t^{\circ}\text{C} + 32, \quad (3.18a)$$

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9} (t^{\circ}\text{F} - 32). \quad (3.218b)$$

W niektórych krajach, np. we Francji, do niedawna była używana skala Réaumura. W skali tej punkty stałe są takie same, jak w skali Celsjusza, zaś przyporządkowano im wartości 0°R i 80°R, a odcinek ten podzielono na 80 części. Wynikają stąd zależności:

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{5}{4} t^{\circ}\text{R}, \quad (3.19a)$$

oraz

$$t^{\circ}\text{R} = \frac{4}{5} t^{\circ}\text{C}. \quad (3.19b)$$

Porównanie skali termometrycznych przedstawiono w tablicy 3.8.

Tablica 3.8

Skale termometryczne (dla $p = 1013 \text{ hPa}$)

Lp.	Skala	Temperatura topnienia lodu	Temperatura wrzenia wody
1	Celsjusza [°C] (1712 r.)	0°	100°
2	Réaumura [°R] (1730 r.)	0°	80°
3	Fahrenheita [°F] (1708 r.)	32°	212°
4	Kelvina [K] (1859 r.) (absolutna, termodynamiczna)	273,16	373,16

3.7.2. Ciśnienie atmosferyczne

Ciśnienie atmosferyczne jest to ciśnienie wywierane przez ciężar atmosfery na dowolnym poziomie. Ciśnienie to jest równe sile parcia pionowego słupa powietrza o wysokości od danego poziomu do granicy atmosfery i o jednostkowej powierzchni. Liczbowo jest równe ciężarowi tego pionowego słupa powietrza.

Ciśnienie normalne jest to średnia wartość ciśnienia na poziomie morza. Umownie przyjęto, że jest to ciśnienie równoważone przez słup rtęci o wysokości 760 mm Hg w temperaturze 0°C, na poziomie morza i na 45° szerokości geograficznej, gdzie przyspieszenie ziemskie wynosi $g = 9,806 \text{ m/s}^2$.

Uwzględniając gęstość rtęci w temperaturze 0°C, równą $\rho_r = 13596 \text{ kg/m}^3$, można obliczyć siłę działającą na 1 m^2 powierzchni i odpowiadającą ciśnieniu 760 mm Hg:

$$p = \frac{V \cdot \rho_r \cdot g}{S}, \quad (3.20a)$$

gdzie: p – ciśnienie,
 V – objętość słupa rtęci [m^3],
 g – przyspieszenie ziemskie $9,806 \text{ [m/s}^2\text{]}$,
 ρ_r – gęstość rtęci $13\,596 \text{ [kg/m}^3\text{]}$,
 S – powierzchnia słupa rtęci $= 1 \text{ m}^2$.

$$p = \frac{760 \cdot 10^{-3} \cdot 1 \cdot 13596 \cdot 9,806}{1} = 101\,325 \text{ N/m}^2 = 101\,325 \text{ Pa} = 1013,25 \text{ hPa}. \quad (3.20b)$$

Normalnemu ciśnieniu powietrza atmosferycznego równemu 760 mm Hg odpowiada więc ciśnienie $1013,25 \text{ hPa}$, czyli $1013,25 \text{ mbar}$.

Ciśnienie atmosferyczne mierzymy barometrami rtęciowymi (cieczowymi), barometrami deformacyjnymi, metalowymi – aneroidami z puszką Vidiego, barometrami deformacyjnymi z cylindrami rezonatorowymi itp.

3.7.3. Wilgotność powietrza

Wilgotność powietrza jest to zawartość pary wodnej w powietrzu. Wyraża się ją za pomocą kilku charakterystyk, a mianowicie: prężności pary wodnej w powietrzu, wilgotności bezwzględnej, wilgotności względnej, niedosytu wilgotności, wilgotności właściwej, stosunku zmieszania.

Prężność pary wodnej

Powietrze jest mieszaniną powietrza suchego i pary wodnej. Zgodnie z prawem Daltona, ciśnienie mieszaniny gazów jest równe sumie ciśnień poszczególnych składników powietrza. Ciśnienie wywierane przez parę wodną jest niezależne od obecności pozostałych gazów i nazywa się prężnością aktualną (e). Największe, graniczne ciśnienie wywierane przez parę wodną w danej temperaturze nazywamy prężnością pary nasyconej E , a ilość graniczną pary – parą nasyconą.

Prężność pary nasyconej jest głównie funkcją temperatury powietrza, a także zależy od kształtu powierzchni, nad którą się ją rozpatruje. Inna jest dla powierzchni płaskiej zwierciadła wody, powierzchni wklęsłej, czy wypukłej, a ponadto w temperaturach ujemnych – większa jest nad powierzchnią wody przechłodzonej, a mniejsza nad lodem w tej samej temperaturze.

Wilgotność bezwzględna (w_b , a) jest to zawartość pary wodnej w gramach, w 1 m^3 powietrza. Nazywana jest często gęstością pary wodnej w powietrzu.

Wilgotność względna (f) jest to stosunek aktualnej prężności pary wodnej w powietrzu do prężności pary wodnej nasyconej w danej temperaturze. Można ją również zdefiniować jako stosunek aktualnej ilości pary wodnej w powietrzu do ilości pary wodnej w stanie nasycenia.

Niedosyt wilgotności powietrza (deficyt nasycenia) w danej temperaturze definiujemy jako różnicę między prężnością pary nasyconej i aktualną prężnością pary w powietrzu.

Wilgotność właściwa jest to ilość pary wodnej w gramach, zawarta w 1 kg powietrza wilgotnego, natomiast **stosunek zmieszania** wyraża zawartość pary wodnej w gramach

w 1 kg powietrza suchego. Często określa się również **temperaturę punktu rosy**, to znaczy temperaturę, do której należy ochłodzić powietrze, aby przy stałej prężności pary wodnej stała się ona równa prężności pary nasyconej.

W praktyce codziennej najczęściej posługujemy się terminem wilgotności względnej. Szczegółowe omówienie powyższych pojęć przedstawiono w rozdziale 6.

3.7.4. Kierunek i prędkość wiatru

Wiatrem nazywamy poziomy ruch powietrza względem powierzchni Ziemi (dokładniej ujmując: składową poziomą tego ruchu). Określa się dwie cechy wiatru: prędkość i kierunek.

Kierunek wiatru (skąd wiatr wieje) wyznacza się w stopniach, mierzonych od kierunku północy geograficznej, zgodnie z ruchem wskazówek zegara lub podaje się kierunki według róży wiatrów – najczęściej 16-stopniowej oraz w nawigacji morskiej w rumbach, uwzględniając tylko rumby parzyste, które pokrywają się z różą wiatrów: N, NNE, NE, ENE, E itp. Jeden rumb to $1/32$ kąta pełnego, czyli $11,25^\circ$ (tablica Z4 i rys. Z4a w załączniku 1).

Prędkość wiatru podaje się w metrach na sekundę, węzłach (mila morska/godzinę) lub w km/godz. W praktyce morskiej bardzo często określa się prędkość wiatru w stopniach skali Beauforta. Jest to skala wprowadzona przez angielskiego admirała Beauforta ok. 1806 r. na podstawie obserwacji działania wiatru na morze i na statek. Skalę tę rozszerzono o wpływ wiatru również na przedmioty znajdujące się na lądzie. Obecna wersja skali została wprowadzona do użytku w 1949. Skala Beauforta dzieli się na 13 stopni.

Rozszerzoną wersję skali Beauforta oraz skalę stanów morza zamieszczono w tablicach Z5 i Z6 w załączniku 1.

3.7.5. Zachmurzenie

Zachmurzenie oznacza wielkość pokrycia nieba przez chmury. Stosuje się skalę 11-stopniową lub 9-stopniową. W skalach tych 0 oznacza brak chmur, 10 (lub 8) – niebo całkowicie pokryte chmurami. Zachmurzenie określa się na podstawie obserwacji wizualnych.

Pełna charakterystyka zachmurzenia uwzględnia jeszcze rodzaje chmur, wysokość podstawy chmur, a także kierunek i prędkość ich ruchu.

3.7.6. Widzialność pozioma

Widzialność pozioma jest to największa odległość, z której obserwowany obiekt jest jeszcze widoczny.

3.7.7. Opady atmosferyczne

Opady atmosferyczne są to spadające z atmosfery na powierzchnię Ziemi ciekłe lub stałe produkty kondensacji pary wodnej. Opady atmosferyczne opisuje się, podając ich rodzaj (deszcz, mżawka, śnieg, grad) oraz charakter (ciągłe, przelotne, ulewne, słabe itp.). Ilość spadłego opadu wyraża się w mm jako **wysokość opadu**, która oznacza grubość war-

stwy wody, jaka utworzyłaby się na powierzchni Ziemi, gdyby woda opadowa nie odpływała, nie wsiąkała i nie parowała. Oprócz wysokości opadu często wyznacza się również jego czas trwania (min, godz.) i natężenie (mm/h), (mm/min). Przy braku odpowiednich przyrządów natężenie określa się wizualnie, biorąc pod uwagę nasilenie opadu (słaby, intensywny itp.).

3.7.8. Pogoda i klimat

Pogodę definiuje się jako stan zespołu elementów meteorologicznych w danej chwili, nad danym miejscem. Jeżeli zmienność elementów meteorologicznych jest mała, można pogodę scharakteryzować za pomocą wartości średnich z pewnego okresu. Zbyt długi okres obserwacji lub też zbyt duża zmienność elementów meteorologicznych zaciemniają rzeczywisty obraz pogody. Jeśli uwzględnimy długie okresy obserwacji, to na podstawie średnich wartości wieloletnich definiujemy **klimat** danego obszaru.

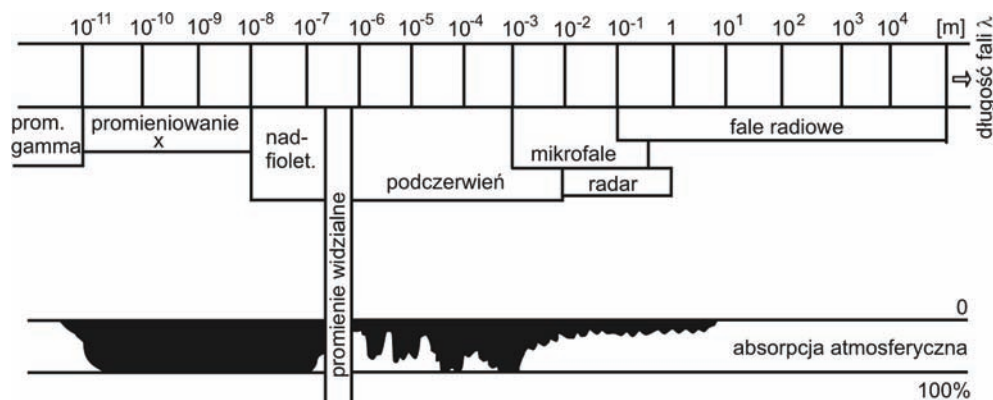
Promieniowanie i ciepło w atmosferze

4.1. Podstawowe wiadomości o promieniowaniu

Promieniowaniem nazywamy zjawisko wysyłania fal elektromagnetycznych. Polega ono na przekazywaniu energii od jednego ciała do drugiego, bez udziału ośrodka materialnego, wypełniającego przestrzeń między tymi ciałami. Źródłami promieniowania cieplnego są wszystkie ciała, których temperatura jest wyższa od zera bezwzględnego (0 K). Z meteorologicznego punktu widzenia, najważniejszymi źródłami promieniowania są: Słońce, Ziemia i atmosfera ziemiska.

Pierwotnym źródłem energii potrzebnej do powstawania zjawisk meteorologicznych jest promieniowanie Słońca. Zjawisko promieniowania oraz przemiany, jakim to promieniowanie podlega na Ziemi i w atmosferze, opisują podstawowe prawa: Kirchhoffa, Plancka, Stefana-Boltzmann, Wiena i Lamberta.

Zakresy widma promieniowania elektromagnetycznego dla różnych rodzajów promieniowania przedstawiono na rysunku 4.1.



Rys 4.1. Zakresy i charakterystyka widma promieniowania elektromagnetycznego (Ozga-Zielińska, Brzeziński, 1994)

4.1.1. Zdolność emisyjna i absorpcyjna. Kwant energii

Ilość energii jaką dane ciało wypromieniowuje z jednostki swej powierzchni w jednostce czasu nazywamy jego **zdolnością promieniowania** lub **zdolnością emisyjną**. Dla promieniowania o określonej długości fali λ , stosujemy oznaczenie e_λ . Stosunek ilości

energii pochłoniętej przez dane ciało do energii nań padającej nazywamy **zdolnością absorpcyjną** danego ciała. Dla danej długości fali λ stosujemy symbol a_λ .

Długość fali λ promieniowania elektromagnetycznego i jej częstotliwość ν związane są ze sobą równaniem:

$$c = \nu \cdot \lambda, \quad (4.1)$$

gdzie: $c = 2,998 \cdot 10^8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ – prędkość światła w próżni.

Fale elektromagnetyczne przenoszą energię, którą materia może pochłaniać, co może wywoływać różne skutki. Atomy i cząsteczki mogą pochłaniać promieniowanie jedynie w ściśle określonych „porcjach” energetycznych, zwanych kwantami energii lub fotonem f . Energia ta jest proporcjonalna do częstości promieniowania.

$$f = h \cdot \nu = \frac{h \cdot c}{\lambda}, \quad (4.2)$$

gdzie: h – stała Plancka, $h = 6,62 \cdot 10^{-34} \text{ J} \cdot \text{s}$.

Cząsteczki (np. gazów tworzących atmosferę) mogą istnieć tylko w pewnych stanach o charakterystycznej energii rotacji, drgań i konfiguracji elektronów. Pochłanianie energii promieniowania elektromagnetycznego stanowią procesy elementarne, z których każdy wiąże się z absorpcją jednego fotonu i jednoczesnym przejściem cząsteczki do stanu o wyższej energii. Jeżeli nie ma możliwości takiego przejścia, promieniowanie nie jest pochłaniane (może być rozproszone). Między energią pochłoniętą ΔE a częstością promieniowania ν zachodzi związek:

$$\Delta E = h \cdot \nu. \quad (4.3)$$

We wszystkich procesach niezwiązanych z dysocjacją i jonizacją mogą być pochłonięte tylko te fale, które odpowiadają różnicom ΔE między stanami energetycznymi cząsteczki. Pochłanianie jest dyskretne, tzn. pochłaniane są tylko te prążki widma, które odpowiadają określonym częstotliwościom.

Pochłanianie energii promieniowania jest związane z przejściem cząsteczki od pewnego stanu energetycznego do innego, o wyższej energii, z kolei odwrotnie, przejściu cząsteczki z wyższego stanu do stanu odpowiadającemu niższej energii towarzyszy emisja fotonu (kwantu energii) o odpowiedniej częstotliwości. Każda cząsteczka lub atom mogą więc zarówno pochłaniać, jak i emitować energię promieniowania w określonych porcjach.

4.1.2. Prawo Kirchhoffa

Prawo Kirchhoffa stwierdza, że stosunek **zdolności emisyjnej** do **absorpcyjnej** zależy jedynie od temperatury ciała i długości fali, na której zachodzi promieniowanie:

$$\frac{e_\lambda}{a_\lambda} = \varepsilon(\lambda, T) \quad (4.4)$$

gdzie: λ – długość fali,
 T – temperatura ciała.

Jeżeli $a_\lambda = 1$ dla wszystkich λ , to takie ciało nazywamy doskonale czarnym.

Jeżeli $a_\lambda < 1$ i jest niezależne od λ , to jest tzw. ciało szare.

Funkcja $\varepsilon(\lambda, T)$ jest więc funkcją opisującą zdolność emisyjną ciała doskonale czarnego gdy $a_\lambda = 1$.

4.1.3. Prawo Plancka

Kształt funkcji $\varepsilon(\lambda, T)$ podano w prawie Plancka:

$$\varepsilon(\lambda, T) = C_1 \lambda^{-5} \exp\left(\frac{C_2}{\lambda T} - 1\right), \quad (4.5)$$

gdzie: C_1, C_2 – stałe.

Przy ustalonym T , funkcja $\varepsilon(\lambda, T)$ przedstawia **widmo energetyczne** promieniowania, tzn. **gęstość energii przypadającą na określoną długość fali**.

4.1.4. Prawo Stefana-Boltzmann

Całkując powyższe równanie $\varepsilon(\lambda, T)$ po λ od zera do nieskończoności otrzymuje się prawo Stefana-Boltzmann. Podaje ono integralną zdolność emisyjną E ciała doskonale czarnego (dla wszystkich długości fali łącznie), w zależności od temperatury bezwzględnej ciała promieniującego:

$$E = \sigma T^4 \quad [\text{W m}^{-2}], \quad (4.6)$$

gdzie: σ – stała Stefana-Boltzmann, $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} [\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}]$ lub $\sigma = 1,35 \cdot 10^{-12} [\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}]$.

4.1.5. Prawo Wiena

Różniczkując wzór Plancka po λ i przyrównując do 0, następnie rozwiązując otrzymane równanie względem λ , mamy prawo Wiena:

$$\lambda_m T = C_3 = 2897 \cdot 10^{-6}, \quad (4.7)$$

gdzie: λ_m – długość fali, na którą przypada maksymalna gęstość energii w widmie [m],
 C_3 – stała, $C_3 = 2897 \cdot 10^{-6}$ [m].

Wzór ten opisuje zależność pomiędzy temperaturą bezwzględną T , a długością fali λ_m , na którą przypada maksimum energii w widmie. Przy danej temperaturze ciała promieniującego, maksimum energii przypada na ściśle określoną długość fali. Ze wzrostem temperatury przesuwa się ono w kierunku fal krótszych, natomiast przy spadku temperatury w kierunku fal dłuższych (rys. 4.2).

4.1.6. Prawa Lamberta i Rayleigha

Promieniowanie przechodzące przez pewien ośrodek materialny ulega w nim osłabieniu w wyniku częściowego pochłonięcia i rozproszenia. Proces rozpraszania polega na tym, że cząsteczki ośrodka pochłaniają padające nań promieniowanie i następnie reemitują je we wszystkich kierunkach bez zmiany długości fali. Natężenie promieniowania rozproszonego

w różnych kierunkach zależy od własności fizycznych ośrodka rozpraszającego, kształtu cząstek rozpraszających, stosunku ich rozmiarów do długości fali oraz kierunku rozpraszania w stosunku do kierunku promienia padającego.

Pochłanianie promieniowania w ośrodku materialnym wyraża się równaniem różniczkowym nazywanym prawem Lamberta:

$$\frac{dE}{ds} = -k_{\lambda} E, \quad (4.8)$$

gdzie: E – energia promieniowania,

k_{λ} – współczynnik ekstynkcji – pochłaniania lub rozpraszania, opisany wzorem Rayleigha:

$$k_{\lambda} = c \cdot \lambda^{-4}, \quad (4.9)$$

gdzie: c – stała, zależna od natury i kształtu cząstek rozpraszających.

4.2. Rozkład energii w widmie promieniowania Słońca i Ziemi

Rozkład energii w widmie promieniowania Słońca i Ziemi przedstawiono na rysunku 4.2. Obszary zakreskowane wskazują zakresy długości fal pochłaniane przez atmosferę i powierzchnię Ziemi.

Zgodnie z prawem Wiena dla temperatury charakterystycznej dla Ziemi 15°C (288 K) maksimum promieniowanej energii przypada na fale o długości 10 μm , a prawie 99% energii na fale o długościach z przedziału od 5 do 100 μm .

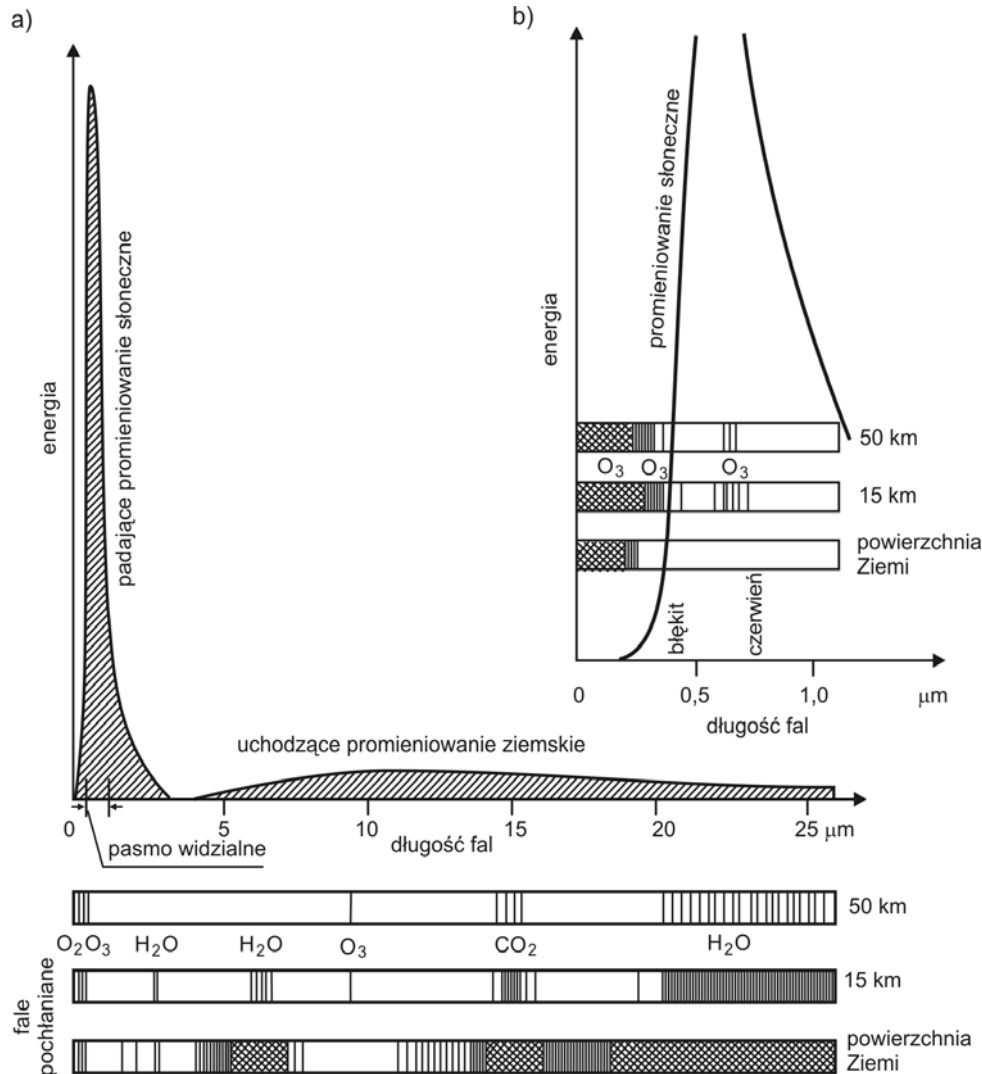
Maksimum promieniowanej energii Słońca, którego temperatura charakterystyczna wynosi 6000 K, przypada na fale o długości ok. 0,47 μm , co odpowiada barwie żółto-zielonej, a blisko 99% energii na fale o długości 0,25÷5 μm . W tych zakresach mieści się najważniejsze z meteorologicznego punktu widzenia promieniowanie widzialne oraz najbliższe mu, pod względem długości, promieniowanie nadfioletowe i podczerwone (tablica 4.1). Promieniowanie słoneczne zawiera się w przybliżeniu w granicach obszaru widma od 0,15 do 30 μm długości fal.

Tablica 4.1

Klasyfikacja widma słonecznego (Molga, 1983)

Obszar promieniowania	Pasmo	Zakres długości fal [μm]	Długość średnia fal [μm]
Nadfioletowe	–	< 0,40	
Widzialne	fioletowe	0,36÷0,43	0,42
	niebieskie	0,43÷0,45	0,44
	niebiesko-zielone	0,45÷0,50	0,48
	zielone	0,50÷0,57	0,54
	żółte	0,57÷0,60	0,59
	pomarańczowe	0,60÷0,63	0,62
	czerwone	0,63÷0,76	0,70
Podczerwone	–	>0,760	

Widmo fal elektromagnetycznych dzieli się często na dwa obszary: promieniowanie krótkofalowe o długości fal od $0,1 \mu\text{m}$ do $4 \mu\text{m}$ oraz promieniowanie długofalowe o zakresie od $4 \mu\text{m}$ do około $200 \mu\text{m}$. Wynika stąd, że prawie całe promieniowanie ciepłe powierzchni Słońca jest promieniowaniem krótkofalowym, a powierzchni Ziemi – promieniowaniem długofalowym.



Rys. 4.2. Rozkład energii w widmie promieniowania Słońca i Ziemi (a) oraz skala powiększona, pasmo widzialne (b) (Iribarne, Cho 1988).
Zakresowane pasy wskazują zakresy fal pochłanianych przez atmosferę na różnych wysokościach

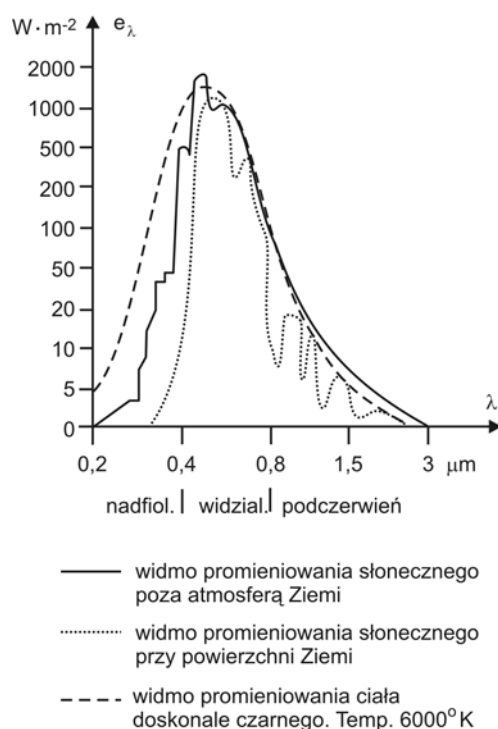
Oprócz promieniowania elektromagnetycznego Słońce emituje promieniowanie korpuskularne. Jest to strumień naładowanych cząstek elementarnych, poruszających się z wielkimi prędkościami (400–2000 km/s), składający się głównie z protonów i elektronów. Energia tego promieniowania jest około 10^7 razy mniejsza od promieniowania cieplnego. Przyczynia się ono do jonizacji górnych warstw atmosfery, wpływa na pole magnetyczne Ziemi i wywołuje zorze polarne. Nie dociera jednak poniżej wysokości 90 km nad powierzchnię Ziemi.

4.3. Promieniowanie słoneczne

4.3.1. Charakterystyka promieniowania słonecznego

Słońce jest pierwotnym źródłem energii na Ziemi. Przyjmując, że Słońce promieniuje jako ciało doskonale czarne o temperaturze $T_s = 6\,000\text{ K}$, jego zdolność emisyjna obliczona z prawa Stefana-Boltzmanna wynosi $E_s = 7,35 \cdot 10^7\text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, a całkowita moc promieniowania $4,4 \cdot 10^{26}\text{ J} \cdot \text{s}^{-1}$. Z tej ogromnej energii za pośrednictwem promieniowania do powierzchni Ziemi dociera około $2 \cdot 10^{17}\text{ J} \cdot \text{s}^{-1}$.

Na rysunku 4.3 przedstawiono rzeczywiste widmo promieniowania słonecznego oraz aproksymujące je widmo ciała doskonale czarnego. Różnice w widmach wynikają przede wszystkim z pochłaniania promieniowania słonecznego w atmosferze.



Rys. 4.3. Porównanie widma promieniowania słonecznego z widmem ciała doskonale czarnego. Skala energii e_λ logarytmiczna (Haman, 1965)

Ilość energii, która dochodzi w ciągu jednostki czasu do jednostki powierzchni umieszczonej prostopadle do promieni słonecznych na górnej granicy atmosfery nazywa się **stałą słoneczną**, oznaczaną często symbolem W_{BO} .

Przy średniej odległości Ziemi od Słońca wartość stałej słonecznej wynosi:

$$W_{BO} \cong 1380 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} = 1,38 \text{ kW} \cdot \text{m}^{-2} = 1,98 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$$

W ciągu roku, w zależności od odległości Ziemi od Słońca stała słoneczna ulega wahaniom rzędu 4%. Wartość stałej dla różnych terminów podano w tablicy Z7 w załączniku 1 na końcu skryptu, a w tablicach Z8 i Z9 obliczone sumy energii dochodzące do górnej granicy atmosfery w różnych okresach dla danych szerokościach geograficznych.

Około 99% promieniowania słonecznego to promieniowanie krótkofalowe. Po przejściu przez atmosferę ziemską na skutek osłabienia promieniowania w procesach pochłaniania i rozpraszania, rozkład energii w stosunku do promieniowania emitowanego zmienia się. Do powierzchni Ziemi dociera więcej energii z zakresu fal $> 0,76 \mu\text{m}$, a osłabieniu ulegają przede wszystkim fale ultrakrótkie (tablica 4.2).

Tablica 4.2

Rozkład energii w promieniowaniu słonecznym emitowanym i dochodzącym do powierzchni Ziemi (Holec, Tymański, 1973)

Zakres długości fal [μm]	Pasma	Procent energii [%]	
		Promieniowanie słoneczne emitowane	Promieniowanie słoneczne po przejściu przez atmosferę
< 0,40	nadfioletowe fioletowe	5	1
widzialne 0,40÷0,76	niebieskie niebiesko-zielone zielone żółte pomarańczowe czerwone	52	40
>0,760	podczerwone	43	59

4.3.2. Osłabienie promieniowania w atmosferze

Na osłabienie promieniowania słonecznego w atmosferze składają się procesy:

- 1) pochłaniania selektywnego (molekularnego),
- 2) pochłaniania nieselektywnego,
- 3) rozpraszania selektywnego (molekularnego),
- 4) rozpraszania na zawiesinach (nieselektywnego).

Proces pochłaniania promieniowania w atmosferze polega na zamianie energii promienistej na inne rodzaje energii, przede wszystkim na ciepło.

Ad 1. **Pochłanianie selektywne** jest to pochłanianie określonych, charakterystycznych dla danego ciała pochłaniającego, przedziałów widma. Zachodzi ono na cząsteczkach gazów wchodzących w skład atmosfery. Najważniejszą rolę odgrywa tu ozon – O_3

pochłaniający promieniowanie z pasma o długości poniżej 0,300 μm , następnie tlen – pochłaniający fale z pasma poniżej 0,200 μm , natomiast fale krótsze od 0,150 μm pochłaniane są przez NO, O₂, O, N i N₂. W rezultacie, fale krótsze od 0,100 μm nie docierają poniżej 70 km nad powierzchnię Ziemi. Para wodna pochłania pasmo z zakresu 0,9 do 2,1 μm . W procesie tym pochłaniane jest około 10% widma słonecznego (jego peryferia), z zakresu o najmniejszym natężeniu. Proces ten ma więc małe znaczenie energetyczne, a jego udział w procesie ogrzewania atmosfery jest niewielki.

Ad 2. **Pochłanianie nieselektywne** nie zależy od długości fali pochłanianej. Zachodzi na zawiesinach stałych i ciekłych w atmosferze (aerozolu). Zdolność absorpcyjna tych zawiesin jest bliska jedności w szerokim zakresie widma. Szczególne znaczenie w procesie pochłaniania promieniowania odgrywa para wodna i kropelki wody. Pochłanianie nieselektywne jest około 10% widma słonecznego.

Ad 3. **Rozpraszanie molekularne** zachodzi na cząsteczkach gazów atmosferycznych, zależy od długości fali i zgodnie z prawem Rayleigha silnie rośnie ze spadkiem długości fali. Z widzialnej części widma najintensywniej rozpraszane są pasma niebieskie i fioletowe – stąd błękitny kolor nieba. Rozpraszanie promieni z czerwonego pasma widma jest około 14 razy słabsze. Czerwona barwa Słońca w pobliżu horyzontu wynika stąd, że promienie słoneczne na swojej długiej drodze przez atmosferę pozabawione są przede wszystkim silniej rozproszonych, składowych pasm krótkofalowych (niebieskich).

Maksimum energii w promieniowaniu rozproszonym na cząsteczkach gazów jest przesunięte w kierunku promieni fioletowych i niebieskich, podczas gdy w promieniowaniu bezpośrednim maksimum przypada na pasmo żółto-zielone.

Rozpraszaniu molekularnemu ulega około 35% promieniowania słonecznego, jednak ponad połowa zostaje rozproszona w kierunku Ziemi.

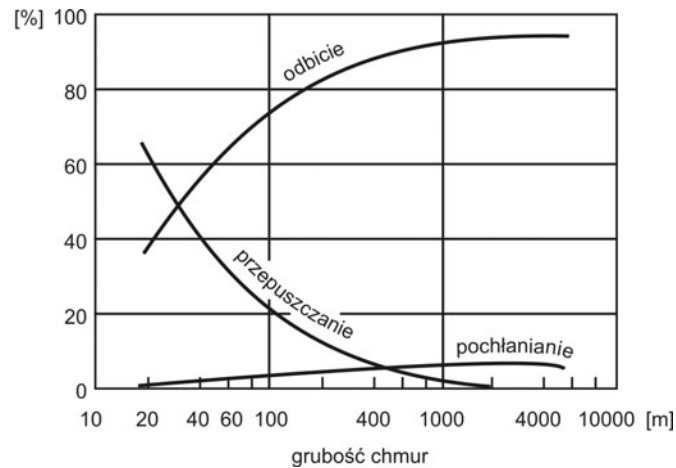
Ad 4. **Rozpraszanie na zawiesinach** o rozmiarach znacznie przekraczających długość fali mało zależy od długości fali. Rozpraszane są jednakowo wszystkie pasma widma słonecznego. Wynika stąd szara barwa światła rozpraszanego w chmurach lub mgłach. Rozpraszanie na zawiesinach może być znaczne i przekraczać nawet 70% promieniowania padającego, jednak znaczna jego część jest rozpraszana w kierunku padających promieni, to znaczy w kierunku Ziemi.

Jeżeli elementy rozpraszające są bardzo duże, to rozpraszanie ma charakter wielokrotnych odbić. Zjawisko to jest szczególnie intensywne na górnej granicy chmur.

Atmosfera ziemiska w procesach pochłaniania selektywnego i nieselektywnego razem z chmurami pochłania jedynie ok. 15% energii promieniowania słonecznego. Energia ta nie ma jednak znaczenia w procesie ogrzewania się troposfery. Głównym źródłem ciepła dla troposfery jest nagrzana powierzchnia Ziemi.

W atmosferze ulega rozproszeniu około 25% promieniowania słonecznego, z czego jednak większa część, w zmienionej postaci, dociera do powierzchni Ziemi.

Dużą rolę w osłabianiu promieniowania słonecznego odgrywa również zachmurzenie. Znaczenie pokrywy chmur w tym procesie zależy przede wszystkim od jej grubości, obszaru objętego zachmurzeniem, rodzaju chmur i ich wodności. Pomiar wykazały, że pokrywa złożona z chmur *cirrostratus* przepuszcza około 50% promieniowania, podczas gdy chmury rodzaju *cumulonimbus* jedynie około 10%. Efekt grubości chmur przedstawiono na rysunku 4.4.



Rys. 4.4. Procentowa wartość odbicia, pochłaniania i przepuszczania promieniowania słonecznego w zależności od grubości chmur (wg Barry'ego i in., 1990)

Sumaryczne osłabienie promieniowania słonecznego w atmosferze podlega wykładniczemu prawu osłabienia Bouguera-Lamberta:

$$E = E_o \cdot e^{-k \cdot m}, \quad (4.10)$$

gdzie: E – ilość energii promieniowania docierającego do powierzchni Ziemi,

E_o – ilość energii promieniowania na górnej granicy atmosfery (stała słoneczna),

k – współczynnik osłabienia w atmosferze (ekstynkcji),

m – optyczna masa atmosfery,

e – podstawa algorytmu naturalnego.

Wielkość m ze wzoru oznacza optyczną masę atmosfery, która charakteryzuje długość drogi promieni w atmosferze. Jednostką ($m = 1$) jest grubość warstwy powietrza odpowiadająca drodze, którą przechodzą promienie przy zenitalnym położeniu Słońca i ciśnieniu 1000 mb, na poziomie morza. Wartości m wg Bemporado podano w tablicy 4.3.

Tablica 4.3

Zależność optycznej masy atmosfery (m) od wysokości Słońca (h) (Holec, Tymański, 1973)

h	90°	80°	70°	60°	50°	40°	30°	20°	10°	5°	1°
m	1,00	1,02	1,06	1,15	1,30	1,55	2,00	2,90	5,40	10,40	26,96

Wprowadza się oznaczenie:

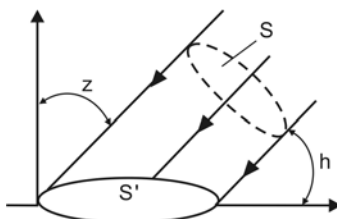
$e^{-k} = p_s$ – współczynnik przezroczystości atmosfery, przy $m = 1$ jest to stosunek natężenia promieniowania, które przeszło przez atmosferę przy $h = 90^\circ$, do natężenia na górnej granicy atmosfery.

W suchym i czystym powietrzu $p_s = 0,90$. Ze wzrostem prężności pary oraz zapylenia współczynnik przezroczystości maleje i przyjmuje wartości od 0,70 do 0,85. Najniższe wartości na Ziemi osiąga w pobliżu równika, gdyż znajduje się tam dużo pary wodnej i występuje silne zachmurzenie.

4.4. Promieniowanie całkowite.

Pochłanianie i odbijanie promieniowania przez powierzchnię Ziemi

Do powierzchni Ziemi energia promienista ze Słońca dociera bezpośrednio lub pośrednio. Promieniowanie bezpośrednie dochodzi wprost od tarczy Słońca w postaci wiązki promieni równoległych, natomiast promieniowanie rozproszone dochodzi do powierzchni Ziemi ze wszystkich stron nieboskłonu. Sumę promieniowania bezpośredniego i rozproszonego definiuje się jako promieniowanie całkowite. Jego natężenie wyznacza się względem powierzchni poziomej.



S – powierzchnia prostopadła do promieni,
 S' – powierzchnia pozioma,
 h – wysokość Słońca,
 z – odległość zenitalna, kąt padania promieni słonecznych

Rys. 4.5. Powierzchnia oświetlona przez wiązkę promieni

Dopływ energii promieniowania bezpośredniego I zależy od wysokości Słońca (h) (rys. 4.5), natomiast kąt padania promieni rozproszonych jest nieokreślony. Wynika stąd wzór na całkowite promieniowanie dochodzące do powierzchni Ziemi:

$$I_c = I \cdot \sin h + I_r \quad (4.11)$$

gdzie: I_c – promieniowanie całkowite,
 I – promieniowanie bezpośrednie,
 I_r – promieniowanie rozproszone,
 h – wysokość Słońca (kąt zawarty pomiędzy płaszczyzną horyzontu obserwatora a kierunkiem na Słońce).

Energia dociera do Ziemi przede wszystkim w postaci promieniowania bezpośredniego. Promieniowanie rozproszone jest elementem uzupełniającym. Jednak w przypadku silnego zachmurzenia, małych wysokości Słońca i dużego zmętnienia atmosfery, jego udział rośnie i promieniowanie rozproszone może być głównym czynnikiem doprowadzającym energię. Wartości promieniowania całkowitego i rozproszonego dla różnych szerokości φ zamieszczono w tablicach Z10 i Z11 w załączniku 1.

Sumy energii promieniowania całkowitego zależą przede wszystkim od długości dnia i wysokości Słońca, a więc ich rozkład powinien być zgodny z szerokością geograficzną, porą roku i dnia. Rzeczywisty strefowy rozkład jest jednak zniekształcony, co wynika z aktualnego zachmurzenia i przezroczystości atmosfery.

Energię promieniowania całkowitego (bezpośredniego i rozproszonego) często nazywa się **nasłonecznieniem** lub **insolacją**. Nasłonecznienie jest główną przyczyną nagrzewania się powierzchni Ziemi. Część energii docierająca na powierzchnię Ziemi w procesie nasłonecz-

nienia uczestniczy w procesie jej nagrzewania – zostaje pochłonięta i zamieniona w ciepło. Część energii zostaje odbita od powierzchni ziemi i nie uczestniczy w nagrzewaniu.

Zdolność odbijania promieniowania charakteryzuje wielkość zwana **albedo** (**A**). Wyraża ono stosunek ilości energii odbitej do energii padającej. Albedo zależy od charakteru powierzchni odbijającej oraz od długości fali i kąta padania promieni słonecznych. Dla różnych powierzchni zmienia się w szerokich granicach. Przykładowe wartości albedo dla lasu wynoszą około 15%, pustyni 30%, śniegu świeżego 80%, a starego 30%. Albedo powierzchni wodnych silnie zależy od wysokości Słońca i sfalowania powierzchni wody. Przy małej wysokości Słońca zbliża się do 100%, ze wzrostem wysokości Słońca maleje, osiągając dla położenia zenitalnego Słońca około 2%. Dla promieniowania rozproszonego albedo wody nie zależy od wysokości Słońca i wynosi 5÷10% i jest średnio 10÷20% niższe od albedo powierzchni lądowych.

Szczegółowe dane dotyczące wartości albedo dla różnych powierzchni i różnych wysokości Słońca podano w tablicach Z12, Z13 i Z14 w załączniku 1 na końcu skryptu.

Część energii padającej:

$$E = (I_{\text{sin}} + I_r) \cdot (1 - A) \quad (4.12)$$

zostaje zużyta na nagrzanie powierzchni Ziemi, która z kolei ogrzewa dolne warstwy atmosfery na drodze wymiany ciepła (przewodzenie). W wymianie tej istotny jest rodzaj podłoża. Największe różnice występują w nagrzewaniu się powierzchni lądowych i wodnych.

Woda ma większą pojemność cieplną od lądu, nagrzewa się więc wolniej. W wyniku mieszania zachodzi ponadto intensywna wymiana ciepła na znaczne głębokości i proces ogrzewania i ochładzania jest bardzo powolny. Powierzchnia lądu nagrzewa się natomiast szybciej, ciepło w głąb przenosi na stosunkowo małe głębokości, zatem powierzchnia lądu będzie się szybko zarówno ogrzewała jak i wychładzała. Woda wykazuje także lepszą zdolność pochłaniania promieniowania niż gleba (mniejsze albedo). Zarówno ocieplenie, jak i ochłodzenie obejmują w wodzie znacznie grubsza warstwę niż na lądzie, a zmiany temperatury powierzchni wody, tak dobowe, jak i roczne, są znacznie mniejsze od odpowiednich zmian temperatury powierzchni lądu na tych samych szerokościach geograficznych.

Powierzchnia lądu pobrane w ciągu dnia ciepło traci prawie w całości nocą, natomiast duże zbiorniki wodne ciepło pobrane latem tracą dopiero zimą. Na lądzie duże ilości ciepła zużywane są na ogrzanie przylegającej warstwy powietrza. Na skutek tego temperatura powietrza nad kontynentami zimą jest niższa niż nad obszarami oceanicznymi, a latem jest odwrotnie. Zmiany oraz rozkład geograficzny i sezonowy temperatury powietrza zależą od omówionych czynników.

4.5. Promieniowanie Ziemi i atmosfery

4.5.1. Promieniowanie ziemskie

Nagrzana powierzchnia Ziemi staje się wtórnym źródłem promieniowania cieplnego. Ziemia promieniuje jako ciało doskonale czarne, zakres promieniowania to pasmo 4 do 120 μm – podczerwień. Jeśli przyjąć średnią temperaturę Ziemi $T = 288 \text{ K}$, maksymalna energia promieniowania przypada na fale o długości $\lambda_m \cong 10 \mu\text{m}$, uwzględniając natomiast cały

zakres typowych temperatur dla powierzchni Ziemi maksymalna energia przypada na fale z zakresu $\lambda_m = 9$ do $15 \mu\text{m}$.

Porównanie widm promieniowania słonecznego i powierzchni Ziemi przedstawiono na rys. 4.2, na którym zaznaczono również położenie ważniejszych pasm pochłaniania selektywnego. Promieniowanie ziemskie jest silnie pochłaniane przez parę wodną, dwutlenek węgla i ozon. Najbardziej intensywne jest pochłanianie przez parę wodną. Do prawie całkowitego pochłonięcia promieniowania cieplnego idącego od Ziemi wystarczy ilość pary wodnej, która odpowiada po skropleniu warstwie wody o grubości 3 mm. Taka ilość pary wodnej znajduje się w pobliżu powierzchni Ziemi, w warstwie powietrza grubości kilkadziesiąt metrów. Promieniowanie ciepłe ziemskie bez większych przeszkód może uchodzić w przestrzeń pozaziemską jedynie w paśmie 8,5 do $11 \mu\text{m}$, ponieważ para wodna jest przezroczysta dla tych długości fali.

Istotną rolę w pochłanianiu promieniowania cieplnego Ziemi odgrywa pochłanianie nieselektywne na zawiesinach stałych, chmurach, mgłach, które dla podczerwieni mają zdolność absorpcyjną bliską jedności. Pochłanianie to jest tym większe, im chmury są gęstsze i cieplejsze (chmury niskie), przy czym w chmurach pochłaniane są wszystkie zakresy widma promieniowania cieplnego.

Atmosfera, będąc prawie przezroczysta dla promieniowania słonecznego, pochłania prawie w całości podczerwone promieniowanie powierzchni Ziemi. Zachowuje się więc jak szyba inspektowa, przepuszczając promieniowanie krótkofalowe, które niesie większą część energii słonecznej, a zatrzymuje większą część energii wypromieniowanej przez powierzchnię Ziemi, wskutek czego temperatura Ziemi wzrasta (efekt cieplarniany).

4.5.2. Promieniowanie atmosfery

Pochłaniając promieniowanie głównie Ziemi i Słońca oraz ogrzewając się przez wymianę ciepła z podłożem, atmosfera staje się również wtórnym źródłem promieniowania długofalowego (cieplnego), rozchodzącego się we wszystkich kierunkach. Część promieniowania skierowaną ku powierzchni Ziemi nazywa się **promieniowaniem zwrotnym** atmosfery.

Atmosfera promieniuje jak ciało szare. Do obliczeń promieniowania stosuje się formuły empiryczne ujmujące zależność pomiędzy strumieniem ciepła a parametrami charakteryzującymi stan atmosfery.

Zgodnie z prawem Stefana-Boltzmann dla ciała szarego:

$$Rd = E = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (4.13)$$

otrzymuje się

$$Rd = \sigma \cdot T_a^4 (a + b\sqrt{e_a}), \quad (4.14)$$

przyjmując:

$$\varepsilon = a + b\sqrt{e_a}, \quad (4.14a)$$

gdzie: Rd – promieniowanie długofalowe emitowane przez atmosferę,

T_a – temperatura atmosfery w [K],

ε – współczynnik emisyjności,

e_a – ciśnienie pary wodnej,

σ – stała Stefana-Boltzmana ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \text{ K}^{-4}$),
 a, b – współczynniki empiryczne.

Współczynniki a i b są różnie definiowane (Obled, 1975), np. według Kuźmina: $a = 0,62$, $b = 0,005$ – przy bezchmurnym niebie. Przy niebie zachmurzonym zdolność emisyjna jest także funkcją grubości pokrywy chmur, typu chmur, gęstości chmur, wysokości chmur, co ujmują różne empiryczne wzory. W okresach deszczów przyjmuje się: $a = 1,0$, oraz $b = 0$, co oznacza, że atmosferę traktujemy jako ciało doskonale czarne.

Współczynniki emisyjności ε , dla różnych powierzchni naturalnych podano w tablicy Z15 w załączniku 1 na końcu skryptu.

4.5.3. Promieniowanie efektywne

W atmosferze obserwuje się zatem dwa przeciwnie skierowane strumienie promieniowania długofalowego: promieniowanie Ziemi skierowane w górę i promieniowanie zwrotne atmosfery skierowane w dół. Różnica tych dwóch strumieni nazywa się **promieniowaniem efektywnym** i oznacza ilość energii, którą Ziemia traci w wyniku wypromieniowania.

Różnica pomiędzy promieniowaniem całkowitym, pochłoniętym przez powierzchnię Ziemi a promieniowaniem efektywnym stanowi bilans promieniowania powierzchni Ziemi:

$$R_z = (I_{\text{sinh}} + I_r) \cdot (1 - A) - I_e, \quad (4.15)$$

gdzie: I_e – promieniowanie efektywne.

Bilans promieniowania powierzchni Ziemi ma wyraźny przebieg dobowy i roczny. Nocą jest ujemny, staje się dodatni około jednej godziny po wschodzie Słońca, osiąga maksimum w południe i na około jedną godzinę przed zachodem znowu staje się ujemny. Duży wpływ na stan bilansu ma zachmurzenie, zmniejszając zarówno promieniowanie bezpośrednie, jak i efektywne.

Rozkład geograficzny bilansu promieniowania powierzchni Ziemi związany jest z porami roku. W grudniu linia zerowa bilansu przebiega w pobliżu równoleżnika 40°N , na północ od niej bilans jest ujemny. Linia maksymalnej wartości dodatniej rozciąga się zaś wzdłuż zwrotnika Kozirożca. W czerwcu półkula północna ma bilans dodatni, wartość największą w pobliżu zwrotnika Raka, a wartość zerową w pobliżu równoleżnika 40°S .

Roczny stan bilansu jest dodatni, to znaczy że promieniowanie pochłonięte przez powierzchnię Ziemi przewyższa promieniowanie efektywne. Mimo to, średnia temperatura powierzchni Ziemi nie wzrasta. Wynika stąd, że istnieją czynniki przenoszące nadmiar energii ze strefy od 30°N do 30°S do stref wysokich szerokości geograficznych, w których bilans jest ujemny. Tymi czynnikami są ogólna **cyrkulacja atmosfery i prądy morskie**.

Dla zachowania równowagi cieplnej i promienistej na Ziemi konieczne jest sumaryczne zbilansowanie układu Ziemia-atmosfera dla całej planety.

4.6. Bilans cieplny Ziemi i atmosfery

Powierzchnia Ziemi jest głównym odbiornikiem promieniowania słonecznego. Atmosfera, przez pochłanianie promieniowania słonecznego ogrzewa się nieznacznie. Proces wymiany ciepła między powietrzem a podłożem odbywa się na drodze promieniowania,

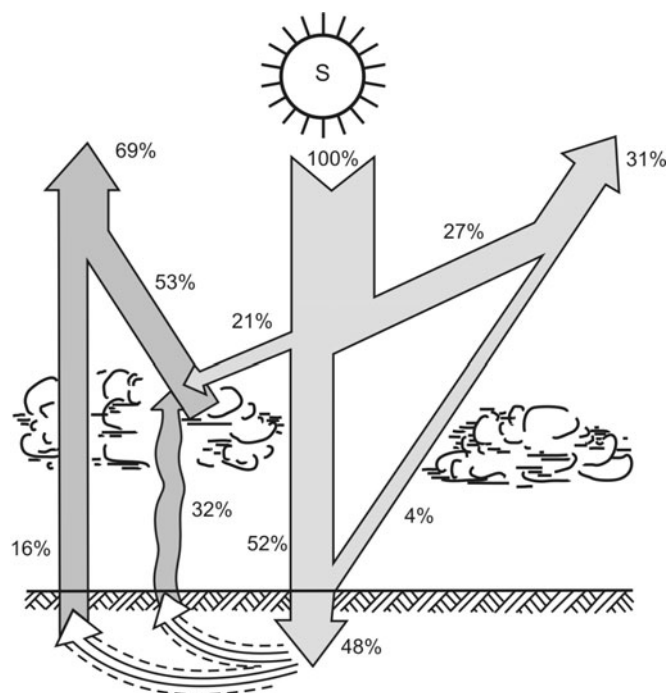
przewodnictwa cieplnego, ruchów powietrza oraz przemian fazowych wody zawartej w atmosferze (ciepło utajone). Przez przewodnictwo ogrzewa się jedynie cienka warstwa powietrza, stykająca się bezpośrednio z podłożem, gdyż powietrze jest dobrym izolatorem. Bardziej wydajne jest turbulencyjne przenoszenie ciepła związane z ruchem w atmosferze. Turbulencja powoduje nie tylko przenoszenie ciepła, ale i masy. Wraz z powietrzem przemieszcza się para wodna, która kondensując, po osiągnięciu punktu rosy, wydziela tzw. utajone ciepło kondensacji, ogrzewając otaczające ją powietrze. W procesie kondensacji wydziela się ogromna ilość ciepła ($\sim 2500 \text{ kJ/kg}$). Taka sama ilość ciepła jest zużywana w procesie parowania. Proces ten zachodzi przede wszystkim na powierzchni styku: powierzchnia Ziemi-atmosfera.

Wynika stąd, że przemiany fazowe wody mają ogromny wpływ na wymianę ciepła atmosfera-podłoże i na całkowity bilans tego układu.

Wieloletni bilans dla Ziemi wskazuje, że układ Ziemia-atmosfera znajduje się w stanie równowagi. Przychód i rozchód energii są sobie równe.

Średni roczny dopływ energii na granicy atmosfery jest szacowany na około $11 \text{ GJ m}^{-2} \text{ rok}^{-1}$.

Przyjmując tę wartość jako 100%, na rysunku 4.6 przedstawiono uproszczony procentowy schemat bilansu.



Rys. 4.6. Uproszczony schemat bilansu cieplnego (dane Fröhlich, 1985)

Dochodzące promieniowanie (100%) jest pochłaniane przez atmosferę – 21% i Ziemię – 48%, a pozostała jego część ulega odbiciu od powierzchni Ziemi i chmur, a także ulega rozproszeniu przez atmosferę w przestrzeń kosmiczną (31%). Jest to albedo Ziemi jako planety.

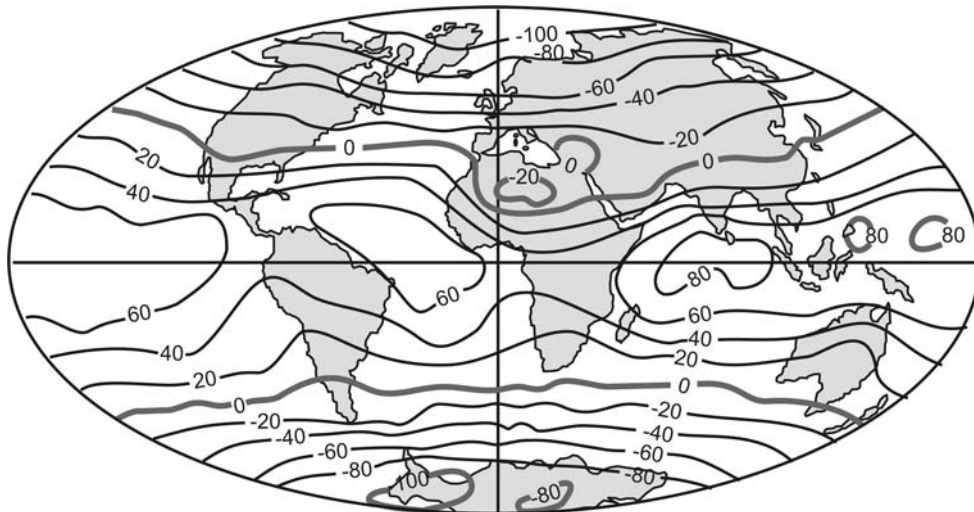
Nagrzana powierzchnia Ziemi traci następnie 16% tego ciepła w drodze wypromieniowania efektywnego oraz 32% w wyniku wymiany turbulencyjnej z atmosferą i na parowanie.

Atmosfera otrzymuje zatem bezpośrednio od Słońca 21% oraz z powierzchni Ziemi w drodze wymiany turbulencyjnej i dzięki wydzielaniu się utajonego ciepła kondensacji 32% energii. Razem 53% ciepła, które zostaje utracone w wyniku wypromieniowania w przestrzeń kosmiczną. Należy zauważyć, że promieniowanie efektywne Ziemi (16%) tylko częściowo uchodzi w przestrzeń. Część tego promieniowania przechodzi przez atmosferę od warstwy do warstwy, doznając wielokrotnego pochłonięcia i wypromieniowania.

Zyski i straty ciepła systemu Ziemia-atmosfera bilansują się na szerokościach około 30°N. W rezultacie bilans dodatni mają strefy niskich szerokości geograficznych, a ujemny – wysokich (rys. 4.7).

W strefie równikowej bilans jest dodatni w ciągu całego roku. W strefie tej przychód energii promienistej jest bardzo duży, ponadto znajduje się tam dużo pary wodnej i wydzielają się ogromne ilości ciepła w procesie jej kondensacji.

W wysokich szerokościach geograficznych bilans promieniowania staje się ujemny. Wymiana ciepła z podłożem oraz wyzwalamie się ciepła kondensacji mają tu mniejsze znaczenie, główną rolę odgrywa natomiast przenoszenie ciepła z niskich szerokości za pośrednictwem ogólnej cyrkulacji powietrza i prądów morskich.



Rys. 4.7. Średni roczny bilans promieniowania [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$] na poziomej powierzchni na górnej granicy atmosfery (wg Barry'ego i in., 1990)

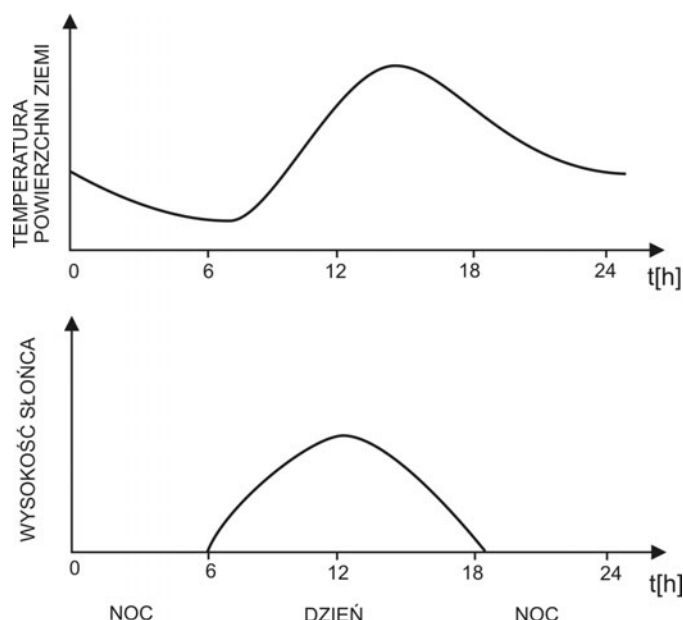
Proces przenoszenia ciepła w wyniku poziomych ruchów powietrza lub wody nazywamy **adwekcją termiczną**. Strefa równikowa jest głównym źródłem ciepła zarówno dla adwekcji atmosferycznej, jak i oceanicznej.

4.7. Temperatura powietrza i jej zmiany

Dopływ energii promienistej do powierzchni Ziemi ma ściśle określony bieg dobowy i roczny. Znajduje to odbicie w zmianach temperatury podłoża i dolnych warstw powietrza, dla których podłoże jest głównym źródłem ciepła.

4.7.1. Dobowe zmiany temperatury powietrza

Największe ilości ciepła otrzymuje powierzchnia Ziemi i dolne warstwy atmosfery ogrzewające się od niej w godzinach południowych, kiedy wysokość Słońca jest największa. Nocą bilans promieniowania staje się ujemny i temperatura powietrza spada. Nad lądem, w związku z dużymi zmianami temperatury podłoża w ciągu doby, występuje większe wychłodzenie powietrza i większe zmiany dobowe niż nad obszarami morskimi. Najwyższe temperatury powietrza występują między 13÷14 godz. czasu miejscowego, najniższe przed wschodem Słońca (około godziny). Przesunięcie dobowego maksimum temperatury wynika stąd, że mimo malejącej wysokości Słońca dopływ energii przewyższa jeszcze jej utratę przez promieniowanie efektywne (rys. 4.8).



Rys. 4.8. Schemat dobowego biegu wysokości Słońca i temperatury powierzchni Ziemi w dniach zrównania dnia z nocą (Haman, 1965)

Średnie amplitudy dobowe temperatury powietrza (różnica $t_{\max} - t_{\min}$ dobowe) są największe w szerokościach podzwrotnikowych (nad pustyniami osiągają nawet około 30°C), ze wzrostem szerokości, amplitudy maleją. Również duże zachmurzenie, duża wilgotność powietrza oraz bliskość zbiorników wodnych zmniejszają amplitudy dobowe.

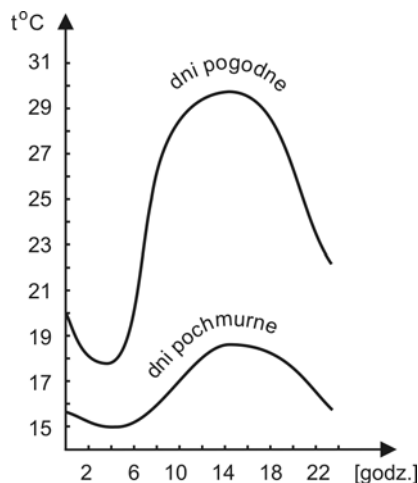
Nieco inny jest dobowy przebieg temperatury nad obszarami wodnymi. Powierzchniowe warstwy wody zmieniają w ciągu doby temperaturę zaledwie o dziesiąte części stop-

nia. Amplitudy temperatury powietrza są również niewielkie, a temperatury ekstremalne są osiągane z większym przesunięciem: $t_{\max}$ w godzinach 16÷18, $t_{\min}$ – 2÷3 godziny po wschodzie Słońca.

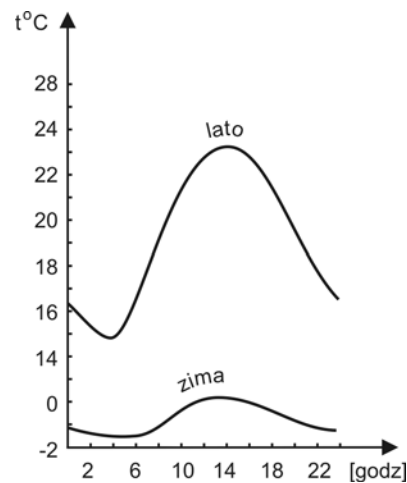
Zmiany temperatury powietrza należy obserwować podczas spokojnej, bezchmurnej pogody. Silne zachmurzenie wpływające na warunki promieniowania oraz napływ ciepłego lub chłodnego powietrza związany z adwekcją mogą powodować zniekształcenie dobowego rytmu w warunkach bezchmurnej pogody i nikłej turbulencji.

Po wschodzie Słońca powierzchnia Ziemi zaczyna pochłaniać promieniowanie słoneczne i podnosić swoją temperaturę. Dzięki wymianie ciepła podnosi się również temperatura przyziemnej warstwy powietrza. Gdyby pojemność cieplna gruntu była bliska zeru, wzrost wypromieniowania wywołany wzrostem temperatury doprowadziłby do wyrównania bilansu promieniowania i temperatura powierzchni Ziemi byłaby monotoniczną funkcją wysokości Słońca. Jednak ze względu na znaczną pojemność cieplną gruntu, jego temperatura jest niższa od temperatury równowagi promieniowania i bilans promieniowania powierzchni Ziemi jest dodatni. W tym czasie temperatura powierzchni Ziemi i przyziemnej warstwy powietrza nadal rośnie. Ten stan utrzymuje się jeszcze jakiś czas po przekroczeniu przez Słońce maksymalnej wysokości, mimo że dopływ promieniowania zmniejsza się. Przy dalszym obniżaniu się wysokości Słońca bilans staje się ujemny, a temperatura zaczyna spadać (rośnie promieniowanie efektywne). Przesunięcie maksimum temperatury przyziemnej w stosunku do maksimum wysokości Słońca jest tym większe, im większa jest pojemność cieplna gruntu w danym miejscu.

Amplituda zmian temperatury w ciągu doby zależy od pojemności gruntu oraz od zawartości w powietrzu czynników pochłaniających promieniowanie. Efekt zmniejszenia spadku nocnego jest wyraźniejszy niż podniesienie temperatury maksymalnej.



Rys. 4.9. Średni dobowy przebieg temperatury powietrza latem, dzień pochmurny i pogodny w Gdańsku (oprac. własne)



Rys. 4.10. Średni dobowy przebieg temperatury powietrza zimą i latem w Gdańsku (oprac. własne)

Obszary bogate w parę wodną i dwutlenek węgla charakteryzują się małymi amplitudami dobowymi temperatury, również tam obserwuje się powolne podnoszenie się średniej

temperatury Ziemi. Temperatura tych obszarów ustala się na poziomie wyższym, niżby to miało miejsce pod nieobecność tych czynników. Dużą amplitudę dobowych wahań temperatury obserwuje się natomiast nad suchymi obszarami pustynnymi.

Zmniejszenie dobowej amplitudy zmian temperatury powoduje również obecność chmur, które z jednej strony zmniejszają maksimum dobowe temperatury, odbijając dużą część promieniowania Słońca, a z drugiej – ograniczają wypromieniowanie ciepła z powierzchni Ziemi.

Typowe zmiany temperatury w ciągu doby dla Gdańska przedstawiono na rys. 4.9 – latem dla dnia pogodnego i pochmurnego oraz dla zimy i lata na rys. 4.10.

4.7.2. Roczne zmiany temperatury powietrza

Zmiany te są wynikiem rocznych zmian w dopływie energii słonecznej, a co za tym idzie – zmian w temperaturze podłoża. Na roczny rozkład temperatur ma również wpływ adwekcja termiczna, wynikająca z ogólnej cyrkulacji atmosfery. Roczny bieg charakteryzuje się przesunięciem najwyższych i najniższych temperatur względem okresów największego i najmniejszego nasłonecznienia.

Na kontynentach półkuli północnej maksymalne wartości średnich miesięcznych temperatur występują w lipcu, a minimalne w styczniu. Nad obszarami morskimi przesunięcie to jest jeszcze większe, maksima występują w sierpniu lub nawet we wrześniu, a minima – w lutym lub marcu.

Roczne amplitudy temperatury powietrza (różnica między średnimi temperaturami najcieplejszego i najchłodniejszego miesiąca) rosną ze wzrostem szerokości geograficznej. Dla tej samej szerokości są większe nad lądem niż nad morzem.

4.8. Procesy przemiany energii w atmosferze

Dzięki drobnoskalowej turbulencji odbywa się transport ciepła od powierzchni Ziemi ku wyższym warstwom atmosfery, natomiast mechanizm tzw. ogólnej cyrkulacji atmosfery i oceanów przenosi ciepło, w postaci energii wewnętrznej i utajonej w parze wodnej, od małych ku dużym szerokościom geograficznym.

W wyniku niejednorodności rozkładu bilansu promieniowania tak w czasie, jak i w przestrzeni, tworzą się na powierzchni Ziemi i w atmosferze różnice temperatur. Dzięki nim możliwa staje się zamiana energii wewnętrznej powietrza (ciepło) w energię kinetyczną ruchów atmosferycznych, bądź bezpośrednio, bądź za pośrednictwem ciepła utajonego, pobieranego przez parującą wodę i oddawanego następnie w procesie kondensacji.

W wyniku powstających ruchów ciepło jest rozprowadzane w atmosferze, przy czym charakter tych ruchów jest taki, że w rezultacie zmierza do wyrównania bilansu cieplnego i likwidacji istniejących różnic temperatury. Energia kinetyczna z kolei, po całym cyklu przemian, zmienia się znów (głównie w procesach tarcia) w energię wewnętrzną (ciepło), przez którą może być oddana powierzchni Ziemi lub wypromieniowana.

W ten sposób zamyka się cykl przemian energii od krótkofalowego promieniowania Słońca, do długofalowego promieniowania Ziemi. Poszczególne etapy tego cyklu stanowią źródła energii dla licznych procesów atmosferycznych, których przejawami są różne zjawiska pogodowe. Będzie to tematem dalszych rozdziałów.

Termodynamika atmosfery

5.1. Procesy adiabatyczne w atmosferze

Zmiany temperatury powietrza w troposferze są zależne przede wszystkim od czynników zewnętrznych. Niezależnie od tych zmian, w atmosferze mogą również zachodzić zmiany temperatury bez wymiany ciepła z otoczeniem – są to przemiany adiabatyczne. Najważniejsze znaczenie mają tu zmiany temperatury związane ze zmianami ciśnienia atmosferycznego: rozprężaniu powietrza towarzyszy spadek temperatury, ścisaniu zaś wzrost jego temperatury wywołany zmianą energii wewnętrznej ściskanej lub rozprężanej objętości powietrza.

Jeżeli zmiany temperatury zachodzą w powietrzu suchym lub nienasyconym, to proces nazywamy **suchoadiabatycznym**, jeżeli w powietrzu nasyconym parą wodną – **wilgotno-adiabatycznym**.

Należy jednak pamiętać, że w atmosferze procesy czysto adiabatyczne nie występują. Zawsze równocześnie występuje wyrównywanie się temperatur przez mieszanie, przewodnictwo i promieniowanie. Jeżeli jednak rozpatruje się duże objętości powietrza i zmiany temperatury w krótkich przedziałach czasu, można założyć charakter adiabatyczny procesów.

Proces adiabatycznej zmiany temperatury powietrza opisuje **pierwsza zasada termodynamiki**. Zgodnie z tą zasadą, zmiana energii wewnętrznej układu (np. pewnej objętości gazu) podczas procesu termodynamicznego równa jest sumie zmian ilości ciepła i pracy doprowadzanych lub odprowadzanych z tego układu:

$$dQ = c_v \cdot dT + A \cdot p \cdot dv, \quad (5.1)$$

gdzie: dQ – przyrost ciepła,
 c_v – ciepło właściwe przy stałej objętości,
 A – cieplny równoważnik pracy,
 p – ciśnienie,
 dT, dv – przyrosty temperatury i objętości właściwej.

Ponieważ w procesie adiabatycznym $dQ = 0$, otrzymuje się równanie:

$$c_v \cdot dT + A \cdot p \cdot dv = 0. \quad (5.2)$$

Wynika z niego, że rozprężanie, czyli praca wykonana przeciw zewnętrznym siłom ciśnienia odbywa się kosztem energii wewnętrznej objętości gazu. Natomiast sprężanie gazu, czyli praca wykonana kosztem sił ciśnienia zewnętrznego wiąże się ze wzrostem energii wewnętrznej.

Przekształcając i całkując równanie (5.2) otrzymuje się równanie Poissona, wyrażające zależność między ciśnieniem i temperaturą:

$$\frac{T}{T_o} = \left(\frac{p}{p_o} \right)^{0,288}, \quad (5.3)$$

gdzie: T_o, p_o – temperatura i ciśnienie na początku procesu,
 T, p – temperatura i ciśnienie na końcu procesu, oraz wykładnik

$$0,288 = \frac{A \cdot R}{c_p}. \quad (5.4)$$

Uwzględniając ponadto równanie stanu gazu doskonałego, można otrzymać wyrażenie na gradient suchoadiabatyczny temperatury γ_s (czyli wartość zmiany temperatury dT odpowiadającą zmianie wysokości dz):

$$\gamma_s = \frac{dT}{dz} = \frac{A \cdot g}{c_p} \quad (5.5)$$

oraz

$$\gamma_s = \frac{dT}{dz} = -g \cdot \frac{1-n}{R} \frac{T}{T_o}, \quad (5.6)$$

$$\gamma_s = 0,98^\circ\text{C}/100 \text{ m},$$

gdzie: $\gamma_s = 0,98$ – gradient suchoadiabatyczny temperatury,
 R – uniwersalna stała gazowa,
 $n = c_p/c_v \approx 1,41$
 c_v – ciepło właściwe powietrza przy stałej objętości,
 c_p – ciepło właściwe powietrza przy stałym ciśnieniu,
 g – przyspieszenie ziemskie.

Jak już wspomniano, wartość gradientu suchoadiabatycznego $\gamma_s \approx 1^\circ/100 \text{ m}$ oznacza, że na każde 100 m zmiany wysokości temperatura zmienia się o około 1° . Największe zmiany ciśnienia w atmosferze występują w kierunku pionowym – zachodzi szybki spadek ciśnienia ze wzrostem wysokości nad powierzchnią Ziemi. Przy unoszeniu się powietrza w górę będzie więc następowało jego rozprężanie, a przy opadaniu – sprężanie.

Wynika stąd, że przy ruchach wstępujących powietrza następuje jego ochładzanie, a przy ruchach opadających, zstępujących, zachodzi jego ogrzewanie adiabatyczne. W przypadku powietrza nienasyconego zmiany temperatury z wysokością zachodzą zgodnie z gradientem suchoadiabatycznym, a więc powietrze ochładza się (przy unoszeniu) lub ogrzewa (przy opadaniu) o ok. 1°C na każde 100 m.

Przy unoszeniu się powietrza nasyconego przebieg zmian temperatury powietrza jest trochę inny. W procesie ochładzania adiabatycznego następuje kondensacja pary wodnej (po przekroczeniu temperatury punktu rosy) i wyzwolenie utajonego ciepła kondensacji. Ciepło to (2500 J/g) zostaje zużyte na ogrzanie unoszącego się powietrza. W rezultacie temperatura maleje wolniej. Spadek temperatury odbywa się zgodnie z tzw. gradientem wilgotnadiabatycznym γ_w , który jest mniejszy od gradientu suchoadiabatycznego. Wartość tego gradientu jest zmienna w zależności od ciśnienia i temperatury (tablica Z16 w załączniku 1, na końcu skryptu). Przy najczęściej występujących wartościach ciśnienia i temperatury gradient ten wynosi $\gamma_w = 0,6$ do $0,8^\circ\text{C}/100 \text{ m}$. W powietrzu nasyconym, przy niskiej temperaturze ($t < -20^\circ\text{C}$) wartość γ_w zbliża się natomiast do wartości gradientu suchoadiabatycznego.

Przebieg zmian temperatury w powietrzu nasyconym (wilgotnym) przy opadaniu zależy także od tego, czy zawiera ono produkty kondensacji pary wodnej, jak np. kropelki wody lub kryształki lodu. Gdy brak jest produktów kondensacji, przy opadaniu powietrze ogrzewa się od razu z gradientem suchoadiabatycznym, a więc o $\gamma_s = 1^\circ\text{C}/100\text{ m}$. Jeżeli jednak w powietrzu znajdują się produkty kondensacji, to wzrost temperatury początkowo będzie miał charakter wilgotnoadiabatyczny. W miarę ogrzewania się powietrza powyżej temperatury punktu rosy kropelki wody lub kryształki lodu będą wyparowywały, zużywając znaczną ilość ciepła ($\sim 2500\text{ kJ/kg}$). Proces ogrzewania będzie więc miał charakter wilgotnoadiabatyczny dopóki nie wyparują wszystkie produkty kondensacji.

Często również przy unoszeniu się powietrza suchego, ale zawierającego parę wodną, proces ma charakter tylko częściowo suchoadiabatyczny. Na początku unoszenia, do pewnej wysokości nazywanej poziomem kondensacji, na którym osiągnięta jest temperatura punktu rosy, zachodzi proces suchoadiabatyczny – ochładzanie z gradientem γ_s . Powyżej tego poziomu wilgotność osiąga 100% i proces staje się wilgotnoadiabatyczny, zaś powietrze ochładza się z gradientem γ_w .

Wysokość poziomu kondensacji można wyznaczyć za pomocą diagramu aerologicznego lub w obliczyć z eksperymentalnego wzoru Ferrela. Znając temperaturę i wilgotność powietrza przy poziomie Ziemi, oblicza się wysokość poziomu kondensacji H_k z wyrażenia:

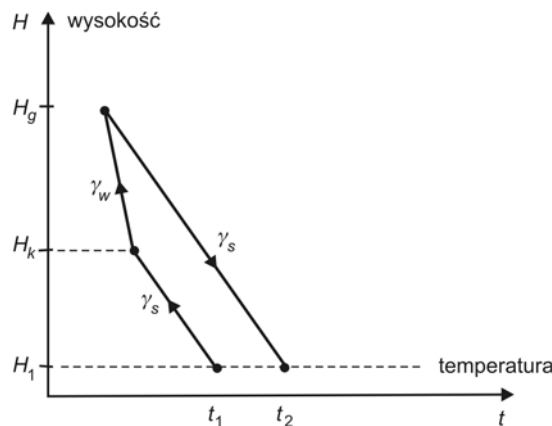
$$H_k = 122(t - t_r) [\text{m}], \quad (5.7)$$

gdzie: H_k – wysokość poziomu kondensacji od powierzchni Ziemi [m],

t – temperatura powietrza przy powierzchni Ziemi,

t_r – temperatura punktu rosy dla powietrza przy powierzchni Ziemi.

Opisany przebieg zmian temperatury przy przemieszczaniu się powietrza przez łańcuch górski (wiatr halny, patrz pkt 9.6.1, rys. 9.15), przedstawiono na rysunku 5.1.



Rys. 5.1. Adiabaticzny przebieg zmian temperatury powietrza przemieszczającego się przez łańcuch górski (oprac. własne)

Po przejściu przez grzbiet górski H_g opadające powietrze będzie się ogrzewało z gradientem suchoadiabatycznym γ_s , gdyż część zawartej w nim wody zostanie utracona bezpowrotnie po stronie nawietrznej w postaci opadu. W rezultacie, po zawietrznej powietrze bę-

dzie suche i będzie miało wyższą temperaturę (t_2) niż na tym samym poziomie po stronie nawietrznej (t_1, H_1), nawet o kilka stopni.

Przejście powietrza przez wzniesienie związane jest zawsze z jego adiabatycznym ogrzewaniem.

5.2. Równowaga pionowa atmosfery

5.2.1. Stany równowagi

Stany pionowej równowagi atmosfery wynikają z różnic między obserwowanym (rzeczywistym) pionowym gradientem temperatury powietrza (γ) a gradientami suchoadiabatycznym (γ_s) lub wilgotnoadiabatycznym (γ_w).

Wyróżnia się trzy stany równowagi:

- 1) równowaga stała,
- 2) równowaga obojętna,
- 3) równowaga chwiejna.

Równowaga stała występuje wtedy, gdy po przesunięciu elementu powietrza na dowolną odległość pionową występują siły sprowadzające go do położenia pierwotnego. Będą to siły hydrostatyczne. W tym przypadku przemieszczany element masy będzie miał na nowym poziomie, przy ruchu w górę, temperaturę niższą od powietrza otaczającego, a przy ruchu w dół – temperaturę wyższą. Sytuacja taka wystąpi, gdy gradient γ w powietrzu będzie mniejszy od gradientów sucho- i wilgotnoadiabatycznych, czyli $\gamma < \gamma_s$ (powietrze suche i nienasycone) oraz $\gamma < \gamma_w$ (powietrze nasycone).

Równowaga obojętna występuje wtedy, gdy po przesunięciu elementu masy powietrza na dowolnie małą odległość w pionie nie pojawiają się siły hydrostatyczne, wynikające z różnic gęstości, powodujące dalsze przemieszczanie się elementu, lub jego powrót do pierwotnego położenia. Przemieszczający się element masy będzie miał taką samą temperaturę, jak powietrze otaczające. Oznacza to, że równowaga obojętna jest wtedy, gdy występuje równość gradientów dla powietrza suchego lub nienasyconego $\gamma = \gamma_s$ i dla powietrza wilgotnego (nasyconego) $\gamma = \gamma_w$.

Równowaga chwiejna występuje wtedy, gdy dowolnie małe przesunięcie pionowe elementu masy powietrza spowoduje powstanie sił hydrostatycznych, podtrzymujących przesunięcie w nadanym kierunku. W tym przypadku unoszący się element powietrza będzie miał na każdym poziomie temperaturę wyższą od temperatury powietrza otaczającego (a element opadający odpowiednio niższą). Powietrze wytrącone ze stanu spoczynku będzie unosiło się (lub opadało), dopóki jego temperatura nie wyrówna się z temperaturą otoczenia.

Analizując kryteria równowagi atmosfery dla powietrza suchego lub nienasyconego oraz wilgotnego dla wszystkich możliwych wartości gradientów temperatury, można wyróżnić pięć przypadków szczególnych, które przedstawiono w tablicy 5.1.

sokością w otoczeniu (γ) i zmiana temperatury w przemieszczającym się powietrzu (γ lub γ_w). Podsumowując rozważania (tabl. 5.1), można stwierdzić, że jeżeli:

- 1) $\gamma < \gamma_w$ – to zawsze jest równowaga stała;
- 2) $\gamma_w < \gamma < \gamma_s$ – równowaga jest stała dla powietrza nienasyconego, ale chwiejna dla powietrza nasyconego (równowaga warunkowo chwiejna);
- 3) $\gamma > \gamma_s$ – równowaga jest chwiejna (zawsze);
- 4) gdy $\gamma = \gamma_w$ lub $\gamma = \gamma_s$ – należy zbadać możliwość równowagi obojętnej.

Warunki równowagi atmosfery przedstawiono graficznie na rysunku 5.2.

5.2.2. Konwekcja termiczna i dynamiczna

Warunki sprzyjające intensywnemu rozwojowi pionowych ruchów powietrza występują przy równowadze chwiejnej. Niewielkie zakłócenie stanu równowagi prowadzi do szybkiego rozwoju ruchu pionowego, tzw. konwekcji termicznej, nazywanej również swobodną.

Konwekcja termiczna powstaje przy nierównomiernym nagrzaniu się powietrza nad podłożem o zróżnicowanych miejscowo temperaturach. W sprzyjających warunkach ($\gamma \gg \gamma_s$) mogą wystąpić bardzo silne ruchy pionowe – prądy wstępujące obejmujące dość duży obszar, dochodzący do kilku kilometrów, i osiągające prędkości do 10÷20 m/s. Z tymi prądami związany jest intensywny rozwój chmur kłębiastych oraz tornado. Prądom wstępującym towarzyszą prądy zstępujące (ruch pionowy w dół) o znacznie mniejszych prędkościach, powstające na obrzeżach obszaru objętego prądami wstępującymi.

Konwekcja termiczna ma wyraźny przebieg dobowy, związany z dobowymi zmianami równowagi atmosfery. Maksymalny rozwój konwekcji obserwuje się w godzinach okołopołudniowych, gdy temperatura podłoża i dolnych warstw powietrza jest najwyższa. W przyziemnej warstwie obserwuje się wówczas duże gradienty temperatury – większe od suchoadiabatycznych $\gamma \gg \gamma_s$, tzw. ponadadiabatyczne, a w wyższej (na wysokościach do kilku kilometrów) większe od wilgotnoadiabatycznego ($\gamma > \gamma_w$). Nocą spadek temperatury podłoża i przyległej warstwy powietrza powoduje zmniejszanie pionowych gradientów temperatury i wzrost stateczności atmosfery. Przy silnym wychłodzeniu podłoża może wystąpić nawet inwersja termiczna, czyli temperatura powietrza ze wzrostem wysokości rośnie zamiast spadać.

Inwersja termiczna utrudnia powstawanie konwekcji termicznej, a nawet – w przypadku grubszej warstwy inwersyjnej – może ją całkowicie wykluczyć. W warstwie inwersyjnej, unoszące się powietrze jest na każdym poziomie chłodniejsze od powietrza otaczającego. Inwersji odpowiada więc równowaga stała atmosfery.

Charakterystyczny dobowy rytm rozwoju konwekcji termicznej jest zwykle zakłócany przez wielkoskalowe poziome ruchy powietrza. Napływ chłodnego powietrza nad ciepłe podłoże powoduje wzrost chwiejności atmosfery i rozwój konwekcji, natomiast przy napływie powietrza ciepłego nad chłodne podłoże wzrasta stateczność atmosfery i następuje zanik konwekcji.

Istnieje jeszcze inny rodzaj prądów pionowych, tzw. konwekcja dynamiczna (wymuszona). Występuje wtedy, gdy powietrze na swej drodze napotyka przeszkody pionowe, np. góry, lub też związana jest z procesami zachodzącymi w wielkiej skali, np. na obszarach niżów i wyżów barycznych, jako wynik poziomej zbieżności lub rozbieżności masy. Prędkości tego rodzaju prądów są niewielkie, rzędu kilku centymetrów na sekundę. Ze względu na ogromny zasięg przestrzenny, prądy te mają jednak duże znaczenie dla wielu zjawisk.

5.3. Pionowy rozkład temperatury powietrza

Pionowy rozkład temperatur w troposferze jest kształtowany przede wszystkim przez dwa czynniki: promieniowanie i turbulencyjną wymianę ciepła (razem z konwekcją). Główną cechą troposfery jest spadek temperatury powietrza z wysokością ze średnim gradientem ok. $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

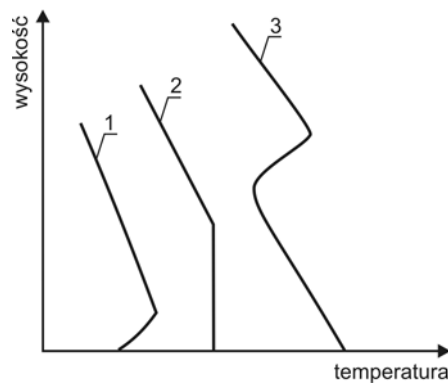
Profil temperatury zależy od szerokości geograficznej, wysokości nad poziomem morza, pory roku, pory dnia, rodzaju podłoża, aktualnego zachmurzenia, a także od innych zjawisk atmosferycznych.

Od szerokości geograficznej zależy również dopływ promieniowania słonecznego oraz wysokość troposfery i położenie tropopauzy oddzielającej troposferę od stratosfery. Wysokość ta wynika z zasięgu pionowych prądów konwekcyjnych. Największą wysokość (do 18 km) troposfera osiąga w okolicach równika. W rejonie tym temperatury powierzchni Ziemi są wysokie, ponadto występuje duża zawartość pary wodnej w atmosferze. Są to warunki sprzyjające do silnego rozwoju prądów konwekcyjnych, gdyż wydzielające się utajone ciepło kondensacji będzie ogrzewało unoszące się masy powietrza (γ_w). Wystąpi więc równowaga chwiejna ($\gamma > \gamma_w$) i intensywne pionowe ruchy wznoszące oraz adiabaticzny spadek temperatury w troposferze aż do wysokości ok. 18 km. W obszarach okołobiegunowych adiabaticzny spadek temperatury sięga tylko do wysokości ok. 8÷10 km. Temperatura w tropopauzie osiąga więc tu wyższe wartości niż nad równikiem. Różnica ta widoczna jest przede wszystkim latem.

Analizując z kolei poziomy gradient temperatury, można stwierdzić, że temperatura w troposferze maleje od równika w kierunku biegunów, natomiast w dolnej stratosferze kierunek gradientu jest przeciwny – temperatura maleje od biegunów w kierunku równika.

5.3.1. Rodzaje inwersji temperatury

Obserwowane, aktualne, pionowe gradienty temperatury w troposferze mogą znacznie różnić się od gradientu średniego. Szczególnie duże różnice występują w dolnej warstwie troposfery do wysokości ok. 2 km.



Rys. 5.3. Typy pionowego rozkładu temperatury: 1) przygruntowa (dolna) inwersja temperatury, 2) dolna izotermia, 3) inwersja górna w swobodnej atmosferze (oprac. własne)

Spadek temperatury na różnych wysokościach może być wolniejszy lub szybszy od średniego. Mogą występować warstwy izotermiczne, tj. warstwy, w których temperatura jest stała, lub warstwy inwersyjne, w których temperatura rośnie zamiast spadać. Warstwy te mogą znajdować się na różnych wysokościach, zarówno w atmosferze swobodnej, jak i przy samej powierzchni Ziemi. Grubość ich jest zwykle rzędu od kilkudziesięciu do kilkuset metrów.

Mają one duże znaczenie, gdyż jako warstwy równowagi stałej hamują, a często uniemożliwiają rozwój konwekcji, a więc i związaną z nią wymianę ciepła i pary wodnej (rys. 5.3).

Ze względu na sposób powstawania wyróżnia się kilka głównych rodzajów inwersji.

■ **Inwersje radiacyjne** (z wypromieniowania)

Inwersje te powstają, gdy na skutek wypromieniowania nastąpi silne ochłodzenie podłoża. Powoduje to również silne ochłodzenie przylegającej warstwy powietrza, podczas gdy powietrze zalegające wyżej pozostaje ciepłe. Inwersje tego rodzaju tworzą się zwykle nocą przy bezchmurnym niebie i słabym wietrze. Latem zanikają po wschodzie słońca. Zimą natomiast mogą utrzymać się przez kilka dni i mieć wyższy, pionowy zasięg. Inwersjom tym często towarzyszą mgły (tzw. mgły radiacyjne).

■ **Inwersje adwekcyjne** (napływowe)

Inwersje te powstają, gdy ciepłe powietrze napływa nad chłodne podłoże. Następuje wówczas ochłodzenie dolnych, przylegających do podłoża warstw, podczas gdy wyżej zalega powietrze cieplejsze. Taki rodzaj inwersji może występować zarówno nad obszarami lądowymi, jak i morskimi. Towarzyszą im bardzo często mgły adwekcyjne.

■ **Inwersje osiadania** (dynamiczne)

Inwersje tego rodzaju powstają, gdy w masie powietrza o równowadze stałej występują powolne wielkoskalowe ruchy zstępujące. Powietrze, osiadając, ulega sprężaniu i ogrzewa się adiabatycznie do pewnej wysokości. Niżej, przy powierzchni ziemi, może zalegać powietrze chłodne, na którym następuje rozplływ osiadającego powietrza. Inwersje formują się więc na pewnej wysokości.

Inwersje osiadania tworzą się zimą, na obszarach rozległych wyżów kontynentalnych. Jest to również zjawisko często występujące w strefie wyżów podzwrotnikowych, w strefie wiatrów pasatowych. Nazywane są tam inwersjami pasatowymi. Tworzą się zwykle na wysokości 500÷2000 m, po wschodniej stronie wyżów podzwrotnikowych.

■ **Inwersje mieszania** (turbulencyjne)

Inwersje takie powstają, gdy w pewnej masie powietrza występuje intensywny proces mieszania turbulentnego. Temperatura w tej warstwie spada szybciej niż w warstwie położonej wyżej. Na granicy warstw powstaje wówczas inwersja.

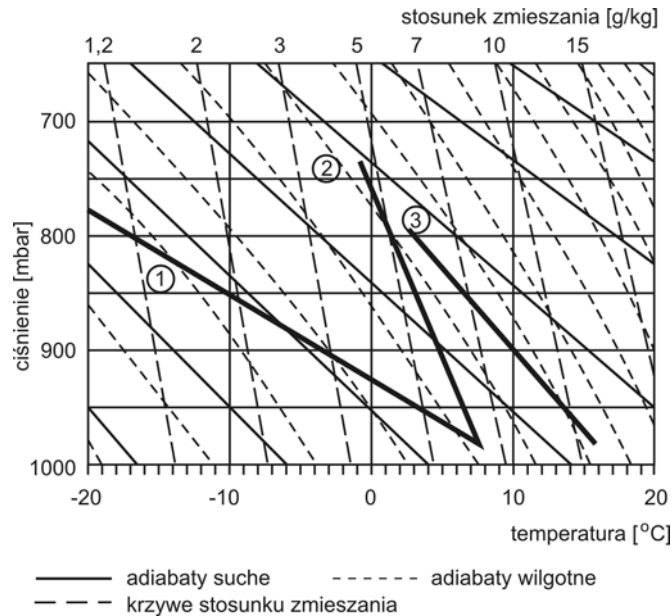
■ **Inwersje frontowe**

Inwersje frontowe towarzyszą przejściu frontu ciepłego, gdy nad powietrze chłodne napływa powietrze cieplejsze. Pomiędzy tymi masami powietrza tworzy się warstwa przejściowa, tzw. powierzchnia frontowa, która jest właśnie warstwą inwersyjną.

5.4. Diagramy aerologiczne

Diagramy aerologiczne służą do określenia zmiany stanu unoszącego się powietrza, jeżeli znane są jego parametry (temperatura, wilgotność) na poziomie początkowym. Nano-

sząc w prostokątnym układzie współrzędnych – w którym na osi rzędnych odłożono wysokość, a na osi odciętych temperaturę – punkty odpowiadające temperaturze unoszącego się powietrza suchego, otrzymamy wykres tzw. adiabaty suchej, a dla powietrza wilgotnego uzyskamy tzw. adiabatę wilgotną. Często zamiast wysokości na osi rzędnych odkłada się ciśnienie w skali logarytmicznej. Nanosząc na wykres rodziny adiabat suchych i wilgotnych, otrzymuje się diagramy aerologiczne.



Rys. 5.4. Uproszczony diagram aerologiczny: 1) równowaga chwiejna powietrza suchego, 2) równowaga stała dla dowolnego powietrza, 3) równowaga chwiejna dla powietrza nasyconego (Holec, Tymański, 1973)

Na wykres nanosi się często jeszcze dodatkowo krzywe stosunku zmieszania lub wilgotności właściwej, odpowiadające stanowi nasycenia. Na rys. 5.4 przedstawiono uproszczoną postać typowego diagramu aerologicznego. Jak widać, adiabaty suche są liniami najbardziej pochylonymi, adiabaty wilgotne są bardziej strome. Szczególnie wyraźnie widać to w obszarze wysokich temperatur.

W obszarze niskich temperatur adiabaty suche i wilgotne są prawie równoległe, gdyż w tym zakresie gradient wilgotnoadiabatyczny jest bliski gradientowi suchoadiabatycznemu ($\gamma_w \approx \gamma_s$). Krzywe stosunku zmieszania najbardziej strome są jednocześnie liniami temperatury punktu rosy. Wartości liczbowe stosunku zmieszania odpowiadają stanowi nasycenia.

Jeżeli na powyższy diagram naniesiemy uzyskane z pomiarów aerologicznych wartości temperatury na różnych wysokościach, to otrzymamy krzywą obserwowanego rozkładu temperatur, tzw. **krzywą stratyfikacji**.

Zmianę temperatury poruszającej się pionowo masy powietrza suchego przedstawia adiabatą suchą, a wilgotnego – adiabatą wilgotną. Porównując przebieg krzywej stratyfikacji z przebiegiem adiabat, uzyskujemy ocenę stanu równowagi.

Jeżeli krzywa stratyfikacji na diagramie jest bardziej nachylona niż adiabata sucha, wówczas jest stratyfikacja chwiejna (równowaga chwiejna – linia 1), jeżeli pokrywa się z adiabatą suchą – suchoobojętna, jeżeli z wilgotną – wilgotnoobojętna. W przypadku, gdy krzywa jest mniej nachylona od adiabaty suchej ($\gamma < \gamma_s$) – jest równowaga stała (linia 2).

Im większa jest powierzchnia zawarta pomiędzy krzywą stratyfikacji i adiabatą przechodzącą przez początkowy punkt krzywej stratyfikacji, tym większa jest energia chwiejności i tym silniej jest rozwinięta konwekcja. Z diagramu można także określić zmiany stanu w unoszącym się powietrzu, poziom kondensacji oraz uzyskać inne informacje przydatne przy prognozowaniu pogody. Diagramy aerologiczne są więc powszechnie stosowane w synoptyce.

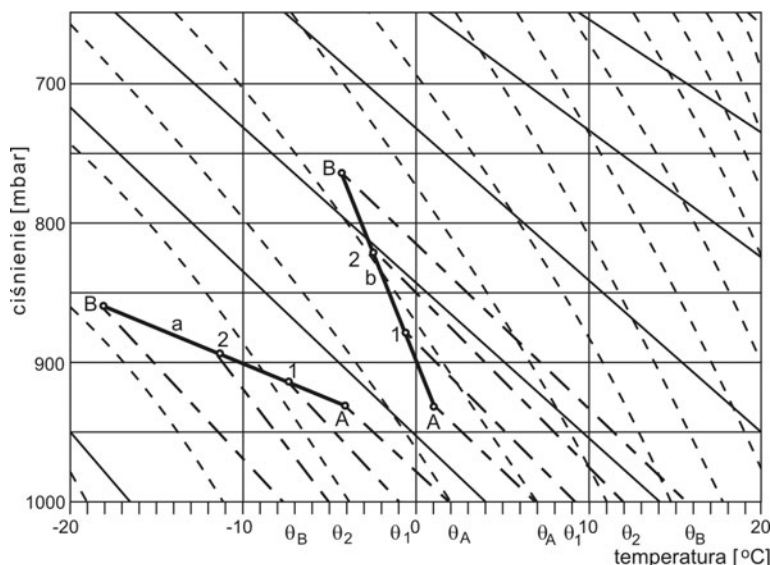
Temperatura nie jest wskaźnikiem, na którego podstawie jednoznacznie potrafimy ocenić stan cieplny powietrza, gdyż zmienia się ona adiabatycznie ze zmianami ciśnienia przy ruchach pionowych. Żeby porównać stan cieplny powietrza znajdującego się na różnych poziomach, należy określić temperatury, jakie miałyby to powietrze po sprowadzeniu go suchoadiabatycznie do poziomu standardowego, czyli poziomu odpowiadającego mu ciśnieniu 1000 mbar.

Temperaturę, jaką przyjmie element masy powietrza po sprowadzeniu go suchoadiabatycznie do ciśnienia 1000 mb nazywa się **temperaturą potencjalną θ** :

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0,286}, \quad (5.8)$$

gdzie: p – ciśnienie [mbar].

Na diagramie każda adiabata sucha jest linią stałej temperatury potencjalnej θ (niezmiennik procesów suchoadiabatycznych). Jeżeli unoszące się powietrze stanie się nasycone (γ_w), to nastąpi wzrost temperatury potencjalnej.



Rys. 5.5. Stany równowagi na podstawie zmian temperatury potencjalnej:

a) – równowaga chwiejna – θ maleje z wysokością, b) – równowaga stała – θ rośnie z wysokością (Holec, Tymański 1973)

Temperatura potencjalna może być również wskaźnikiem stanu równowagi. Jej spadek ze wzrostem wysokości (rys. 5.5) oznacza równowagę chwiejną (krzywe stratyfikacji bardziej pochyłe $\gamma > \gamma_s$), a wzrost równowagę stałą.

Porównując własności cieplne mas powietrza zawierających parę wodną, należy uwzględnić ciepło utajone kondensacji. Wprowadza się pomocnicze pojęcia temperatury ekwiwalentnej i ekwiwalentno-potencjalnej.

Temperatura ekwiwalentna jest to temperatura, którą przybrałoby powietrze, gdyby skondensować zawartą w nim parę wodną przy stałym ciśnieniu, a wyzwolone ciepło zużyć na ogrzanie powietrza.

Temperatura ekwiwalentno-potencjalna oznacza temperaturę, którą przybrałoby powietrze, gdyby sprowadzić je suchoadiabatycznie do ciśnienia 1000 mb, a następnie skondensować parę, a ciepło zużyć na podwyższenie temperatury.

Woda w atmosferze

6.1. Krążenie wody w przyrodzie

Krążenie wody należy do procesów klimatotwórczych i polega na ciągłej wymianie wody pomiędzy hydrosferą i atmosferą. W procesie tym uczestniczą również litosfera i biosfera.

Obieg wilgoci składa się z parowania wody, przenoszenia pary – związanego z ruchami powietrza, kondensacji, opadu oraz odpływu wody z lądów do oceanów. W ciągu roku z powierzchni ziemi wyparowuje ok. $525\,000\text{ km}^3$ wody, głównie z mórz i oceanów (86%).

Atmosfera zawiera niewielką ilość wody w porównaniu do ilości ulegającej wymianie między lądem i oceanami. Stanowi ona tylko około 0,001% światowych zasobów wody. Średnia zawartość pary wodnej w atmosferze, wyrażona w mm słupa wody (ok. 25 mm), wystarcza jedynie na ok. 10 dni nasycenia opadów na całej kuli ziemskiej. Woda atmosferyczna podlega jednak bardzo częstej wymianie – co około 10 dni, czyli przeciętnie 40 razy w ciągu roku co umożliwia zasilanie opadów na Ziemi.

6.2. Parowanie i stan nasycenia atmosfery

Para wodna dopływa do atmosfery w wyniku parowania z powierzchni zbiorników, z powierzchni gruntu oraz transpiracji roślin i oddychania organizmów żywych. W procesie parowania poszczególne cząsteczki wody odrywają się od jej powierzchni i przechodzą do powietrza jako drobiny pary wodnej, gdzie rozprzestrzeniają się we wszystkich kierunkach. Powierzchnię wody opuszczają cząsteczki, które kosztem energii kinetycznej ruchu cieplnego pokonują siły spójności.

Proces parowania powoduje zmniejszenie średniej energii kinetycznej ruchu cieplnego, co pociąga za sobą spadek temperatury cieczy parującej. Do wyparowania 1 g wody niezbędna jest energia cieplna równa ok. **2514 J** (ok. 600 cal). Jest to tzw. **ciepło utajone parowania**, które jest jakby zmagazynowane w parze wodnej. Zostaje ono oddane do otoczenia w tej samej ilości w momencie kondensacji pary wodnej.

Rozprzestrzenianie się cząsteczek pary wodnej w atmosferze odbywa się wskutek ruchu własnego drobin (dyfuzja molekularna) oraz wskutek ruchu powietrza (dyfuzja turbulentna). Jednocześnie odbywa się ruch przeciwny — niektóre drobiny powracają z powrotem do wody.

W przypadku osiągnięcia stanu równowagi między ilością drobin przechodzących z powierzchni wody i gruntu do powietrza, a ilością wody powracającej, proces parowania ustaje. Stan taki nazywamy **stanem nasycenia**, a parę wodną – parą nasyconą, powietrze nasycone parą – **powietrzem nasyconym**.

Parowanie jest tym intensywniejsze, im większa jest różnica między prężnością pary nasyconej (E) dla temperatury powierzchni parującej (t) a aktualną prężnością pary (e) w powietrzu nad tą powierzchnią.

Prężność (ciśnienie) pary wodnej nasyconej jest funkcją temperatury i silnie rośnie z jej wzrostem. Z definicji jest to takie ciśnienie cząstkowe, przy którym para może istnieć w stanie równowagi z wodą w postaci ciekłej.

Zależność ciśnienia pary nasyconej od temperatury określa równanie Clausiusa-Clapeyrona, wyprowadzone z zasad termodynamiki, z którego – pomijając zależność L_v od temperatury – otrzymuje się równanie:

$$E = \text{const.} \cdot \exp\left(\frac{-L_v \cdot M_v}{R \cdot T}\right) \quad \text{lub} \quad E = \text{const.} \cdot e^{\frac{-L_v \cdot M_v}{R \cdot T}}, \quad (6.1)$$

gdzie: E – prężność pary nasyconej w temperaturze T [Pa],

T – temperatura bezwzględna [K],

L_v – molowe ciepło parowania w temperaturze T [$\text{J} \cdot \text{mol}^{-1}$],

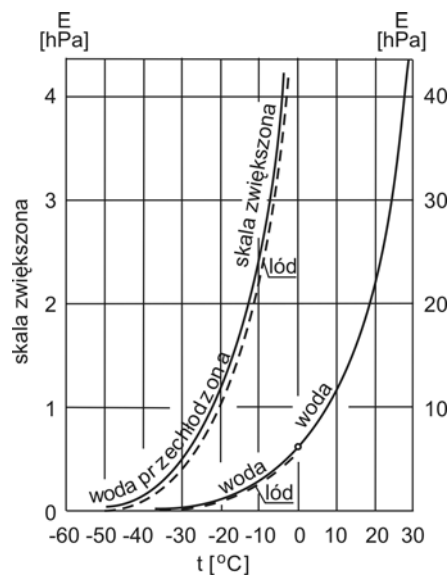
M_v – masa cząsteczkowa pary (tu: wodnej $M_v = 18,0156$ [$\text{g} \cdot \text{mol}^{-1}$]),

R – uniwersalna stała gazowa ($R = 8,314$ [$\text{J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$]).

e – podstawa logarytmu naturalnego.

Wartość stałej jest wyznaczona doświadczalnie.

Zależność prężności pary nasyconej od temperatury nad wodą i nad lodem przedstawiono na rys. 6.1.



Rys. 6.1. Prężność pary nasyconej nad lodem i wodą:
 E – ciśnienie pary wodnej, t – temperatura (Iribarne, Cho, 1988)

Z kształtu krzywej (rys. 6.1) wynika bardzo szybki przyrost prężności pary nasyconej E wraz ze wzrostem temperatury powietrza. Zatem tylko ciepłe warstwy troposfery mogą zawierać dużo wody.

Prężność pary nasyconej nad wodą można również obliczyć, stosując empiryczny wzór Magnusa:

$$E = 4,53 \cdot 10^{\frac{7,447(T-273)}{T-38,33}}, \quad (6.2)$$

gdzie: E – ciśnienie pary wodnej nasyconej [mm Hg],
 T – temperatura bezwzględna [K].

Przykładowe wartości prężności pary wodnej nasyconej oraz zawartości pary wodnej w g/m^3 (wilgotność bezwzględna) zawiera tablica 6.1. Szczegółowe wartości prężności pary wodnej nasyconej w zależności od temperatury przedstawiono w tablicy Z17 w załączniku 1 na końcu skryptu.

Tablica 6.1

Para wodna w powietrzu (oprac. własne)

Temperatura [°C]	-20	-10	-5	0	+5	+10	+15	+20	+30
prężność nasycenia E [mmHg]	0,94	2,15	3,16	4,58	6,54	9,21	12,78	17,53	31,83
masa (wilgotność bezwzględna) a [g/m ³]	1,07	2,36	3,41	4,86	6,81	9,42	12,84	17,32	30,40
prężność nasycenia E [hPa]	1,25	2,86	4,21	6,11	8,72	12,28	17,04	23,37	42,43

Poniżej temperatury 0°C para wodna może kondensować do postaci wody (woda przechłodzona) lub lodu. Jak widać na rys. 6.1, prężność pary wodnej nasyconej nad lodem jest niższa niż nad wodą przechłodzoną, w tej samej temperaturze. Ma to duże znaczenie w procesie powstawania opadu.

Prężność nasycenia zależy również od kształtu powierzchni parującej: względem płaskiej powierzchni jest mniejsza niż względem powierzchni wypukłej, a większa niż nad powierzchnią wklęsłą. Największa prężność pary nasyconej jest nad kropelkami o dużej krzywiznie, czyli o małym promieniu. Wiąże się to z napięciem powierzchniowym kroplek wody. Zależność ciśnienia E od kształtu powierzchni wyraża wzór Kelvina:

$$E_r = E \cdot \exp\left(\frac{2M \cdot \sigma}{\rho \cdot R \cdot T \cdot r}\right) = E \cdot \exp\left(\frac{\text{const.}}{r}\right), \quad (6.3)$$

gdzie: M – masa cząsteczkowa wody (18,0156),
 ρ – gęstość wody ($\rho = 1000 \text{ kg/m}^3$),
 R – uniwersalna stała gazowa ($R = 8,3144 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{mol}^{-1}$),
 T – temperatura bezwzględna [K],
 σ – napięcie powierzchniowe (dla wody $\sigma = 0,072 \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$),
 r – promień kropli [m],
 E – prężność nasycenia nad powierzchnią płaską (swobodne zwierciadło wody),
 E_r – prężność nasycenia nad powierzchnią o promieniu r .

Wzór ten można również przedstawić w postaci podanej przez Thomsona:

$$\ln \frac{E_r}{E} = \frac{C}{r}, \quad (6.4)$$

gdzie: C – współczynnik zależny od temperatury; dla $t = 0^\circ\text{C}$ – $C = 0,52 \cdot 10^{-7}$ cm, dla $t = 20^\circ\text{C}$ – $C = 0,47 \cdot 10^{-7}$ cm,

r – promień krzywizny [cm].

Oznacza to, że mniejsza ilość pary wodnej wystarcza do nasycenia powietrza bezpośrednio nad powierzchnią wklęsłą niż płaską, większa natomiast nad wypukłą i jest tym większa, im większa jest krzywizna powierzchni, czyli im mniejszy jest promień (rys. 6.2).



Rys. 6.2. Zależność prężności pary nasyconej od kształtu powierzchni
(Kaczorowska, 1986)

Zależność ta praktycznie zanika dla kropelek o promieniu większym od 0,001 mm. Do nasycenia powietrza względem mikroskopijnych kropelek wody (o promieniu rzędu 10^{-5} mm) konieczna jest ponad trzykrotna ilość pary w stosunku do powietrza względem powierzchni płaskiej. Wynika stąd, że takie małe kropelki będą szybko wyparowywały, gdyż nie będą w stanie utrzymać się w powietrzu nasyconym względem płaskiej powierzchni wody.

Obecność soli w wodzie ma również wpływ na prężność pary nasyconej. Działanie to jest odwrotne do działania krzywizny – sole rozpuszczone w wodzie obniżają prężność nasycenia. Na przykład, nad wodą oceaniczną (przeciętna zasolenia 35‰) prężność nasycenia jest o ok. 2% mniejsza od prężności pary nad wodą słodką. To obniżenie prężności występuje również w atmosferze nad kropelkami wody, które są roztworami soli, w wyniku istnienia rozpuszczonych jąder kondensacji. Wpływ soli wyraża prawo Raoult'a:

$$E_{sr} = E \cdot N_w, \quad (6.5)$$

gdzie: E_{sr} – prężność pary nasyconej nad roztworem soli,

N_w – ułamek molowy wody w roztworze,

E – prężność pary nasyconej nad powierzchnią czystej wody.

Na wielkość parowania ma również wpływ ruch powietrza. W przypadku powietrza nieruchomego para wodna w warstwie przylegającej do wody osiągałaby szybko stan nasycenia, co zahamowałoby proces parowania. Ruch powietrza przyczynia się do szybszego rozprzestrzeniania się pary. Parowanie jest więc tym intensywniejsze, im większa jest prędkość wiatru.

Wpływ ciśnienia atmosferycznego na szybkość parowania jest praktycznie pomijalny. Szybkość parowania jest odwrotnie proporcjonalna do ciśnienia atmosferycznego, ale ma to znaczenie tylko wtedy, gdy porównujemy parowanie na różnych wysokościach: na nizinach i w górach, czyli dla różnych ciśnień.

6.3. Wilgotność powietrza

Zawartość pary wodnej w powietrzu, czyli wilgotność powietrza, określa się za pomocą kilku wielkości: prężności pary wodnej (ciśnienia), wilgotności względnej, wilgotności bezwzględnej, wilgotności właściwej, stosunku zmieszania i niedosytu wilgotności.

6.3.1. Wielkości określające wilgotność atmosfery

Prężność pary wodnej (e)

Powietrze wilgotne jest mieszaniną gazów: powietrza suchego i pary wodnej. Zgodnie z prawem Daltona ciśnienie atmosferyczne jest sumą ciśnień cząstkowych wywieranych przez poszczególne gazy:

$$p = p_s + e \quad (6.6)$$

gdzie: p – ciśnienie atmosferyczne,
 p_s – ciśnienie powietrza suchego,
 e – ciśnienie pary wodnej (prężność).

Prężność pary wodnej w powietrzu (e) jest ciśnieniem cząstkowym, wywieranym przez parę wodną. Wyrażamy je w: milibarach [mb], Pa, mm Hg, hPa.

Wilgotność bezwzględna (w_b), (a)

Wilgotność bezwzględna jest to zawartość pary wodnej w gramach, zawarta w 1 m³ powietrza wilgotnego, czyli gęstość pary wodnej w powietrzu. Wyznacza się ją z następujących wzorów:

$$w_b = a = 217 \frac{e}{T} \quad [\text{g} \cdot \text{m}^{-3}], \quad (6.7)$$

gdzie: e – aktualna prężność pary wodnej [hPa],
 T – temperatura bezwzględna powietrza [K],

lub dla e w [hPa]

$$a = \frac{0,8e}{1 + \alpha t}, \quad [\text{g} \cdot \text{m}^{-3}] \quad (6.8)$$

oraz dla e w mm Hg

$$a = \frac{1,06e}{1 + \alpha t}, \quad [\text{g} \cdot \text{m}^{-3}], \quad (6.9)$$

gdzie: $\alpha = 1/273^\circ\text{C}$ – współczynnik rozszerzalności cieplnej gazów,
 t – temperatura powietrza [$^\circ\text{C}$].

Maksymalnej wilgotności bezwzględnej w danej temperaturze odpowiada określona prężność pary nasyconej. Liczbowo jej wartość jest zbliżona do wartości prężności pary wyrażonej w mm Hg (tabl. 6.2).

Tablica 6.2

Gęstość powietrza suchego i wilgotnego przy ciśnieniu normalnym
na 45° szerokości geograficznej [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$] (oprac. własne)

Temperatura powietrza [$^{\circ}\text{C}$]	-10°	0°	10°	20°
Gęstość powietrza suchego (ρ_s)	1,342	1,293	1,247	1,205
Gęstość powietrza wilgotnego (ρ_w)	1,341	1,290	1,241	1,194

Wilgotność względna f

Wilgotnością względną powietrza nazywa się stosunek aktualnej prężności pary wodnej w powietrzu do prężności pary wodnej nasyconej w tej samej temperaturze. Wyrażamy ją w procentach:

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100\% . \quad (6.10)$$

Wilgotność względną można również zdefiniować jako stosunek aktualnej ilości pary wodnej w powietrzu do takiej ilości pary, która by to powietrze nasyciła w danej temperaturze.

Wilgotność właściwa q, s

Wilgotnością właściwą powietrza nazywa się stosunek masy pary wodnej zawartej w danej objętości powietrza do całej masy powietrza wilgotnego w tej samej objętości. Wyrażamy ją w gramach (lub kilogramach) na kg powietrza wilgotnego [$\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$]:

$$s = q = \frac{622e}{p - 0,378e} \approx 622 \frac{e}{p} [\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}]. \quad (6.11)$$

Stosunek mieszania r

Stosunek mieszania wyraża ile gramów pary wodnej przypada w powietrzu na 1 kg powietrza suchego, czyli jest to stosunek masy pary wodnej do masy powietrza suchego w tej samej objętości.

$$r = 622 \cdot \frac{e}{p - e} [\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}]. \quad (6.12)$$

Stosunek mieszania różni się tylko nieznacznie od wilgotności właściwej, ponieważ prężność pary (e) jest wielokrotnie mniejsza od ciśnienia atmosferycznego (p).

Niedosyt wilgotności powietrza d

Niedosyt wilgotności powietrza (d – deficyt nasycenia) w danej temperaturze jest to różnica między prężnością pary nasyconej i prężnością pary znajdującej się aktualnie w powietrzu:

$$d = E - e [\text{mm Hg}] [\text{hPa}]. \quad (6.13)$$

Niedosyt wilgotności wyznacza ilość pary wodnej brakującej do nasycenia powietrza w danej temperaturze.

Temperatura punktu rosy t_r

Temperatura punktu rosy oznacza temperaturę, do której należy ochłodzić powietrze, przy stałej prężności pary wodnej, aby stała się ona równa prężności pary nasyconej.

W zakresie temperatur od -4°C do $+12^{\circ}\text{C}$ ważna jest liniowa zależność prężności pary nasyconej od temperatury punktu rosy:

$$E = 6,11 + 0,61 \cdot t_r \quad [\text{hPa}], \quad (6.14)$$

gdzie: t_r – temperatura punktu rosy w stopniach Celsjusza,
 E – prężność pary nasyconej.

6.3.2. Gęstość powietrza wilgotnego

Korzystając z równania gazu doskonałego można obliczyć ciśnienie cząstkowe pary wodnej w powietrzu (prężność pary):

$$e = \rho_v \cdot R_v \cdot T, \quad (6.15)$$

gdzie: e – prężność pary wodnej,
 ρ_v – gęstość pary wodnej (masa w jednostce objętości),
 R_v – stała gazowa pary wodnej,
 T – temperatura bezwzględna powietrza wilgotnego.

Stałą gazową dowolnego gazu można określić ze wzoru

$$R_g = \frac{R}{M_g}, \quad (6.16)$$

gdzie: R_g – stała gazowa dowolnego gazu,
 R – uniwersalna stała gazowa,
 M_g – masa cząsteczkowa tego gazu.

Uwzględniając powyższe i podstawiając:

dla pary wodnej $M_v = 18,0156 \text{ g} \cdot \text{mol}^{-1} = 0,0180156 \text{ kg} \cdot \text{mol}^{-1}$,
dla powietrza suchego $M_s = 28,967 \text{ g} \cdot \text{mol}^{-1} = 0,028967 \text{ kg} \cdot \text{mol}^{-1}$,
oraz R_s – stała gazowa powietrza suchego, otrzymuje się:

$$e = \frac{M_s}{M_v} \cdot \rho_v \cdot R_s \cdot T = \frac{28,967}{18,0156} \cdot \rho_v \cdot R_s \cdot T = \sim 1,6079 \cdot \rho_v \cdot R_s \cdot T, \quad (6.17)$$

stąd:

$$\rho_v = 0,622 \frac{e}{R_s \cdot T} \quad [\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}] \quad (6.17a)$$

lub
$$\rho_v = 622 \frac{e}{R_s \cdot T} \quad [\text{g} \cdot \text{m}^{-3}]. \quad (6.17b)$$

Z powyższego równania wynika, że gęstość pary wodnej wynosi 0,622 gęstości powietrza suchego przy tej samej temperaturze i ciśnieniu.

Gęstość powietrza wilgotnego można obliczyć znając gęstość powietrza suchego i pary wodnej. Stosując prawo Daltona, w jednostce objętości mieszaniny mamy:

$$\rho_m = \rho_v + \rho_s \quad (6.18)$$

oraz

$$p = p_s + e,$$

skąd

$$\rho_m = \frac{p_s}{R_s \cdot T} + 0,622 \frac{e}{R_s \cdot T} = \frac{p-e}{R_s \cdot T} + 0,622 \frac{e}{R_s \cdot T} = \frac{p}{R_s \cdot T} \left(1 - 0,378 \frac{e}{p} \right), \quad (6.19)$$

gdzie: ρ_m – gęstość powietrza wilgotnego (mieszaniny powietrza suchego i pary wodnej),
 ρ_s – gęstość powietrza suchego,
 p – ciśnienie powietrza wilgotnego,
 p_s – ciśnienie powietrza suchego,
 e – ciśnienie pary wodnej.

Z równania wynika, że powietrze wilgotne, przy tym samym ciśnieniu i temperaturze, jest lżejsze od powietrza suchego. Na przykład masa 1 m³ powietrza suchego w temp. 20°C wynosi 1,205 kg, a powietrza wilgotnego 1,194 kg, przy ciśnieniu 1013 mb (tabl. 6.2).

6.3.3. Zmiany wilgotności powietrza

Zawartość pary wodnej w powietrzu określa się za pomocą omówionych wielkości. Niektóre z nich można zmierzyć w prosty sposób, inne obliczyć na podstawie znajomości prężności pary, temperatury itp. W warstwie przyziemnej (0÷2 m) wilgotność powietrza ulega silnemu zróżnicowaniu zarówno w kierunku poziomym, jak i pionowym. Cała para wodna powstaje bowiem właśnie w tej warstwie na powierzchni wody, gruntu lub roślin.

Wilgotność powietrza zależy od intensywności parowania, temperatury powietrza oraz od jego ruchów pionowych i poziomych. Podobnie jak te czynniki, podlega zatem zmianom o charakterze dobowym i rocznym.

Przebieg zmian wilgotności najlepiej analizować, posługując się wartościami średnimi, utrzymanymi na podstawie wieloletnich obserwacji. W poszczególnych przypadkach okresowość zmian może być bowiem zakłócona.

Rozmieszczenie pary wodnej na kuli ziemskiej podano w tablicy 6.3 oraz na rys. 6.3.

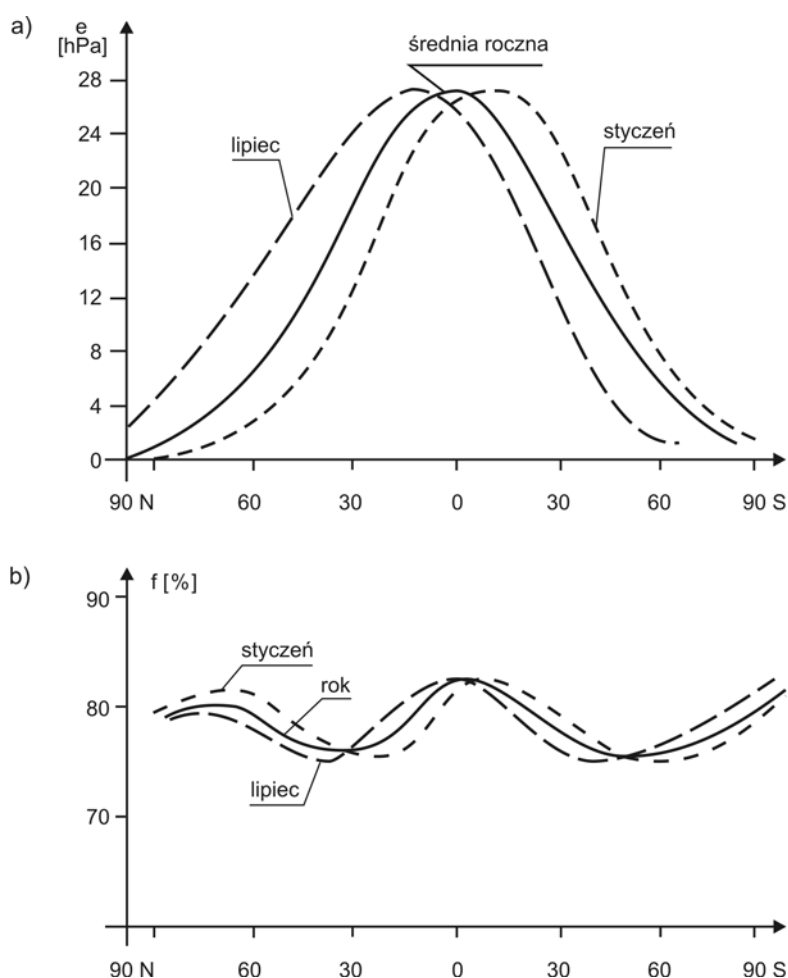
Tablica 6.3

Rozkład geograficzny temperatury i pary wodnej na półkuli północnej (Schmuck, 1969)

Elementy	Szerokość geograficzna φ (północna)						
	5°	15°	25°	35°	45°	55°	65°
t [°C]	25,5	25,4	21,9	15,3	8,7	1,2	-7,0
e [hPa]	25,5	22,9	18,4	13,1	9,3	6,5	4,1
f [%]	79	75	71	70	74	78	82

Prężność pary wodnej w atmosferze spada ze wzrostem szerokości geograficznej z powodu obniżenia temperatury, a więc i spadku intensywności parowania.

Wilgotność względna (f) osiąga natomiast najniższe wartości na szerokości φ = ok. 35°, a więc w podzwrotnikowym pasie wysokiego ciśnienia. Jest to strefa suchych, zstępujących prądów powietrza. Od tej szerokości wilgotność względna wzrasta zarówno ku równikowi, jak i ku biegunom.



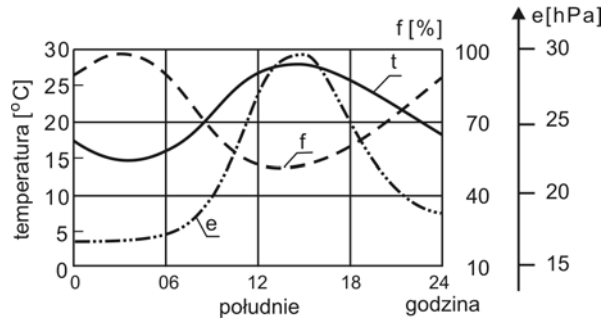
Rys. 6.3. Rozmieszczenie pary wodnej w zależności od szerokości geograficznej: a) prężność pary, b) wilgotność względna (Chromow, 1969)

W strefie równikowej ze względu na wysokie temperatury obserwujemy intensywne parowanie, co daje zarówno duże prężności pary, jak i wysoką wilgotność względną f . W pobliżu biegunów parowanie jest niewielkie, jednak niskie temperatury powietrza sprawiają, że powietrze jest bliskie stanu nasycenia.

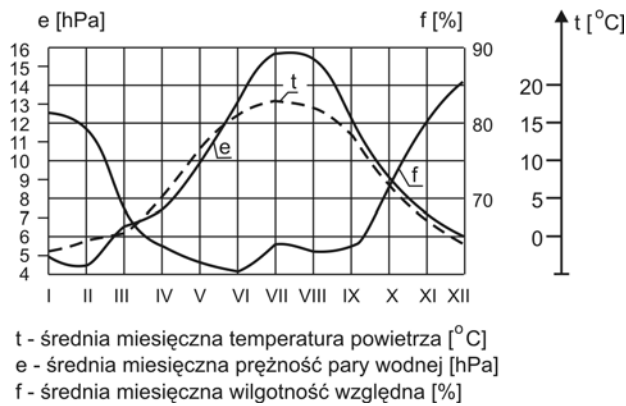
Dobowe zmiany wilgotności związane są ze zmianami temperatury i parowania. Dobowy przebieg zmian prężności pary wodnej (nad lądem) zbliżony jest do dobowego przebiegu temperatury – maksimum osiąga około godz. 14, a minimum przed wschodem słońca. Natomiast zmiany wilgotności względnej mają przebieg odwrotny do zmian temperatury: przy spadku temperatury wilgotność względna rośnie, przy wzroście – spada. Dobowe maksimum wilgotności względnej pokrywa się w czasie z dobowym minimum temperatury (rys. 6.4).

Roczne zmiany zawartości pary wodnej w powietrzu mają przebieg równoległy do rocznego biegu temperatury powietrza. Największe wartości prężności pary wodnej

w powietrzu obserwuje się latem, najmniejsze – zimą (rys. 6.5). Przebieg zmian wilgotności względnej w ciągu roku jest odwrotny – największe wartości względne występują w okresie zimy, najmniejsze – latem.



Rys. 6.4. Schematyczny rozkład temperatury t , ciśnienia pary wodnej e i wilgotności względnej f w ciągu doby (oprac. własne)



Rys. 6.5. Średnie roczne zmiany wilgotności powietrza: ciśnienie pary wodnej e oraz wilgotność względna f w Gdańsku, w okresie 1951÷1960 (oprac. własne)

W Polsce maksymalna średnia ciśnienie pary osiągnięta jest w lipcu i wynosi ok. 14÷16 hPa, czyli 17 g pary wodnej w metrze sześciennym powietrza, przy wilgotności względnej $f \approx 70\div75\%$, a minimalne ciśnienie pary osiągnięta jest w styczniu, lutym i wynosi około 4÷5 hPa ($4 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$) przy wilgotności względnej $f = 80\div85\%$ (patrz tablica Z18 w załączniku 1 na końcu skryptu).

Para wodna przedostaje się do wyższych warstw atmosfery w wyniku dyfuzji turbulentnej, docierając nawet (w bardzo małych ilościach) do stratosfery. Ciężność pary wodnej szybko maleje ze wzrostem wysokości nad poziomem morza. Już na wysokości 2 km równa jest połowie wartości osiągniętej na poziomie powierzchni Ziemi, a na wysokości 5 km wynosi tylko 1/10 tej wartości.

Zawartość pary wodnej na wyższych poziomach atmosfery zależy od zmian temperatury z wysokością, ciśnienia, stopnia rozwoju konwekcji i turbulentnego mieszania, a także od procesów kondensacji i tworzenia się chmur. Rozkład ten jest trudno opisać teoretycz-

nie, istnieją jednak liczne empiryczne formuły. Prężność pary wodnej w powietrzu maleje wraz z wysokością 4÷5 razy szybciej niż ciśnienie atmosferyczne, ze względu na oddalanie się od źródeł pary wodnej oraz z powodu spadku temperatury wraz z wysokością (tablica 6.4). Spadek ten zachodzi szybciej nad obszarami nizinnymi niż nad góorskimi.

Tablica 6.4

Rozmieszczenie pary wodnej w atmosferze na różnych wysokościach (oprac. własne)

Wysokość [km]	0	2	4	6	10	20
Ciśnienie p [hPa]	1010	800	680	480	260	55
Zawartość pary wodnej a [$\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$]	10,2	5,0	2,8	0,4	0,04	–

6.4. Kondensacja pary wodnej w atmosferze

Woda może występować w trzech stanach skupienia: stanie stałym (lód), ciekłym (woda) i stanie gazowym (para wodna). Przechodzenie z jednego stanu w drugi może zachodzić bezpośrednio lub pośrednio, poprzez następujące procesy (tablica 6.5).

Tablica 6.5

Ciepło przemian fazowych wody (oprac. własne)

Stan początkowy	Stan końcowy	Proces	Ciepło przemiany [$\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$]
lód	woda	topnienie	–340
lód	para wodna	sublimacja	–2834
woda	para wodna	parowanie	–2560
para wodna	woda	kondensacja	+2560
para wodna	lód	resublimacja	+2834
woda	lód	zamarzanie	+340

W procesach tych wydzielane jest (znak „+”) lub pobierane (znak „–”) utajone ciepło przemiany.

Kondensacja pary wodnej w atmosferze jest bezpośrednią przyczyną powstawania chmur i mgieł oraz różnego rodzaju opadów atmosferycznych. Zachodzi ona w wyniku osiągnięcia przez powietrze stanu nasycenia, spadku temperatury oraz występowania jąder kondensacji.

Stan nasycenia powietrza parą wodną nie jest warunkiem dostatecznym do spowodowania procesu kondensacji, w momencie jego wystąpienia ustaje bowiem proces parowania. Aby nastąpiło przesylenie powietrza, które zapoczątkuje kondensację, musi nastąpić spadek temperatury. Okazuje się jednak, że w powietrzu czystym, niezawierającym żadnych zawiesin i jonów, kondensacja zaczyna się dopiero wtedy, gdy wystąpi wielokrotne przesylenie, większe nawet od 8-krotnego (wilgotność względna $> 800\%$!).

W warunkach naturalnych czynnikiem umożliwiającym i przyspieszającym kondensację są tzw. jądra kondensacji. Jądra te mogą być higroskopijne i niehigroskopijne. Na silnie

higroskopijnych cząsteczkach soli kondensacja zaczyna się nawet przy wilgotności względnej równej 80÷90% względem powierzchni płaskiej, a więc poniżej stanu nasycenia.

Jądra higroskopijne, rozpuszczając się w przyłączonej wodzie, obniżają prężność pary nasycenia (wzór Raoult'a (6.5)) i chronią powstałe kropelki przed wyparowaniem, co jest szczególnie ważne przy małych wymiarach powstających kropelek (duże krzywizny). W miarę zwiększania średnicy kropelki maleje wprawdzie stężenie roztworu, ale maleje także jej krzywizna, a więc i prężność nasycenia. Kropelka może już utrzymać się w powietrzu o wilgotności ok. 100%.

Dla procesu kondensacji największe znaczenie mają duże jądra kondensacji, będące cząstkami rozpuszczalnych soli higroskopijnych. Trafiają one do atmosfery przede wszystkim podczas falowania morza. Na grzbietach fal morskich tworzą się pęcherzyki wypełnione powietrzem (piana), które pękając, rozpryskują się. Z jednego pęcherzyka o średnicy 6 mm wytwarza się około 1000 kropelek. Solne i inne higroskopijne jądra kondensacji trafiają do atmosfery również z powierzchni gruntu. Powstające tą drogą jądra kondensacji mają rozmiary rzędu dziesiątych i setnych części mikrona. Czasem spotyka się też „olbrzymie” jądra o promieniu przekraczającym 1 mikron. Typowe jądra mają promień około 1 μm .

Kondensacja odbywa się również na higroskopijnych cząstkach stałych i kropelkach będących produktem spalania lub rozkładu organicznego, np. kwasu azotowego, siarkowego. Najwięcej takich jąder kondensacji jest nad ośrodkami przemysłowymi i obszarami o gęstej zabudowie.

Osobną grupę jąder kondensacji tworzą w atmosferze jony gazowe, powstałe z obojętnych elektrycznie cząstek (składników powietrza) pod wpływem np. promieniowania słonecznego, kosmicznego i ciał promieniotwórczych.

Kropelki o rozmiarach charakterystycznych dla chmur i mgieł powstają przy wilgotności powietrza około 100%. W atmosferze, oprócz procesu kondensacji, zachodzi również proces zamarzania. Proces ten nie ma ściśle ustalonej temperatury. W temperaturach ujemnych, oprócz kryształków lodu mogą występować kropelki ciekłej wody, tzw. wody przechłodzonej, nawet do -42°C . Szybkie zamarzanie takich kropli powodują tzw. jądra zamarzania: kryształki lodu, ziarna piasku, popiołu itp., a także kryształki AgI , PbI lub zestalonego CO_2 (tzw. suchy lód), które stosuje się do wytwarzania sztucznego deszczu.

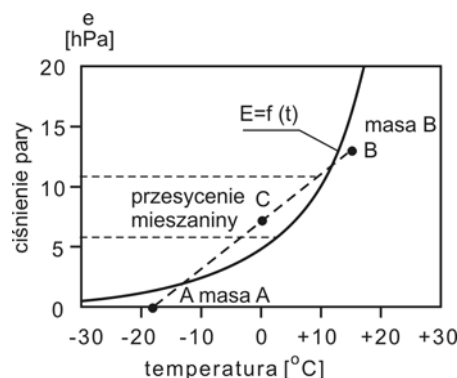
W atmosferze kondensacja pary wodnej związana jest ze zmianą jednego z współzależnych parametrów: objętości powietrza, temperatury, ciśnienia lub wilgotności.

Kondensacja zachodzi zatem, gdy:

- 1) temperatura powietrza spada do temperatury punktu rosy, lecz jego objętość pozostaje stała;
- 2) objętość powietrza wzrasta bez dopływu ciepła – energia zostaje zużyta w procesie adiabatycznym, co powoduje spadek temperatury do temperatury punktu rosy;
- 3) jeżeli występują połączone zmiany temperatury i objętości, doprowadzające powietrze do punktu rosy (przesycenie);
- 4) występuje dodatkowe parowanie doprowadzające wilgoć do powietrza.

Najczęściej kondensacja występuje w wyniku ochłodzenia kontaktowego, gdy np. ciepłe masy powietrza przepływają nad zimnymi lądami. Również w bezchmurne zimne noce silne wypromieniowanie powoduje szybkie wychłodzenie powierzchni terenu oraz przylegającej do niego warstwy powietrza. Ta osiąga punkt rosy – tworzy się mgła, rosa lub szron, w zależności od ilości wilgoci ulegającej kondensacji, grubości ochładzanej

warstwy powietrza oraz wartości temperatury punktu rosy. Jeżeli temperatura punktu rosy $t_r < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ – występuje szron.



Rys. 6.6. Efekt mieszania się mas powietrza. Poziome mieszanie dwóch nienasyconych mas A i B tworzy przesyconą masę C (linia ciągła – prężność pary nasyconej) (oprac. własne)

Mieszanie się powietrza w tej samej jego masie, lub dwóch różnych mas powietrza, może również wywołać kondensację. Na rys. 6.6 pokazano, jak dwie nienasycone masy powietrza (A i B) po poziomym wymieszanii tworzą przesyconą masę C, w której wystąpi kondensacja, i w konsekwencji utworzą się chmury.

Pionowe mieszanie różnych warstw tej samej masy powietrza może powodować taki sam efekt. Mgła, niskie chmury warstwowe wraz z mżawką, występują często na wybrzeżach jako wynik albo pionowego mieszania, albo ciepłej adwekcji nad chłodniejszą powierzchnię.

Zwiększony dopływ wilgoci do atmosfery w pobliżu powierzchni ziemi w wyniku parowania, występuje wtedy, gdy chłodne powietrze przepływa nad ciepłą powierzchnią wody. Jest to np. główną przyczyną mgieł w regionach arktycznych.

Z wymienionych przyczyn kondensacji pary wodnej w atmosferze najbardziej efektywny jest dynamiczny proces adiabaticznego ochładzania związany z pionowymi ruchami wstępującymi powietrza.

6.5. Chmury

Chmury są widzialną oznaką wystąpienia procesu kondensacji pary wodnej w atmosferze. Stanowią zbiór mikroskopijnych kropelek wody ($< 0,001\text{ mm}$ do $0,05\text{ mm}$), kryształków lodu lub też kropelek wody i kryształków lodu jednocześnie. Często mówi się także, że chmury są widowymi wskaźnikami ruchów pionowych w atmosferze.

Rozwój chmur jest ściśle związany z przebiegiem różnorodnych procesów w atmosferze. Od charakteru tych procesów zależy zewnętrzny wygląd chmur, wysokość ich podstawy oraz wymiar poziomy. Znajac genezę różnych rodzajów chmur oraz mając umiejętność ich rozróżniania można dokonać właściwej oceny zjawisk zachodzących w atmosferze, a tym samym prawidłowo przewidzieć ich dalszy przebieg.

6.5.1. Klasyfikacja chmur

Chmury można podzielić ze względu na ich budowę, mechanizm tworzenia się lub wysokość występowania i wygląd zewnętrzny. Z uwagi na budowę chmury dzielą się na:

- **jednorodne** – zbudowane albo tylko z kropelek wody, albo tylko z kryształków lodu,
- **niejednorodne** – zbudowane z mieszaniny kropelek wody i kryształków lodu.

Biorąc za podstawę podziału chmur mechanizm ich powstawania, chmury dzielą się na:

- chmury konwekcyjne,
- chmury pochodzenia turbulencyjnego,
- chmury wślizgowe,
- chmury orograficzne.

Ze względu na wysokość występowania, chmury dzieli się na:

- chmury niskie 0–2 km,
- chmury średnie 2–7 km,
- chmury wysokie 5–13 km

i o budowie pionowej.

Za podstawę **klasyfikacji międzynarodowej** chmur przyjęto wygląd zewnętrzny chmury – pewne charakterystyczne jej formy obserwowane na całej kuli ziemskiej. W ten sposób powstał podział charakterystycznych postaci chmur na 10 odrębnych rodzajów. Podział ten zawarty jest w „Międzynarodowym atlasie chmur” – International Cloud Atlas, opublikowanym w 1956 r. przez Światową Organizację Meteorologiczną (WMO).

Międzynarodowe nazewnictwo chmur oparto na języku łacińskim – polskie nazwy stanowią dosłowne tłumaczenie tych terminów. Międzynarodowy podział na 10 podstawowych rodzajów przedstawiono w tablicy 6.6 i na rys. 6.7.

Tablica 6.6

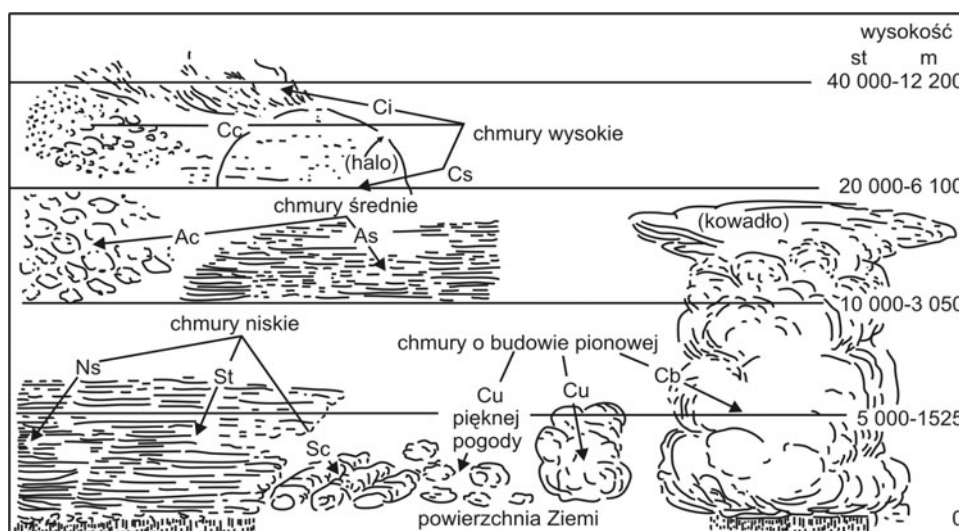
Podstawowa, międzynarodowa klasyfikacja chmur (Międzynarodowy atlas chmur, 1959)

Rodzina chmur	Rodzaj			Wysokość w km	
	nazwa polska	nazwa łacińska	skrót	dolna granica	górna granica
Wysokie	pierzaste	<i>Cirrus</i>	<i>CI</i>	4 ÷ 10	13 ÷ 16
	pierzasto-kłębiaste	<i>Cirrocumulus</i>	<i>Cc</i>	6 ÷ 8	13 ÷ 16
	pierzasto-warstwowe	<i>Cirrostratus</i>	<i>Cs</i>	7 ÷ 8	13 ÷ 16
Średnie	średnie kłębiaste	<i>Alto cumulus</i>	<i>Ac</i>	2,5 ÷ 5	5 ÷ 6
	średnie warstwowe	<i>Alto stratus</i>	<i>As</i>	2,5 ÷ 5	5 ÷ 6
Niskie	warstwowe-deszczowe	<i>Nimbostratus</i>	<i>Ns</i>	0,1 ÷ 2	6 ÷ 8
	kłębiasto-warstwowe	<i>Strato cumulus</i>	<i>Sc</i>	0,2 ÷ 2,5	2,5
	niskie warstwowe	<i>Stratus</i>	<i>St</i>	0,05 ÷ 0,6	1 ÷ 2,5
O rozwoju pionowym	kłębiaste	<i>Cumulus</i>	<i>Cu</i>	0,3 ÷ 2,5	6 ÷ 8
	kłębiaste deszczowe	<i>Cumulonimbus</i>	<i>Cb</i>	0,6 ÷ 2	8 ÷ 12

Poszczególne rodzaje są jednorodne lub niejednorodne:

- Ci, Cc i Cs* – jednorodne, złożone z kryształków lodowych,
- Ac* – jednorodne (kropelki albo kryształki lodowe),
- As, Ns* – niejednorodne (kropelki + kryształki),
- Sc, St* – jednorodne (kropelki, ze *St* czasem mżawka, gdy rozmiary kropel są różne),
- Cu* – jednorodne (kropelki),
- Cb* – niejednorodne (kropelki + kryształki).

Chmury jednorodne – z wyjątkiem przypadków, gdy kropelki są różnych rozmiarów – na ogół nie dają opadów, w przeciwieństwie do niejednorodnych.



Rys. 6.7. Schemat podziału chmur na rodzaje według wysokości i postaci
(na podstawie Barry'ego i in., 1990)

W zależności od kształtów chmur i różnic w ich budowie wewnętrznej dokonano następnie podziału większości rodzajów chmur na gatunki i odmiany. Wyodrębniono 14 gatunków. Niektóre z gatunków występują w różnych rodzajach chmur, ta sama chmura może występować w kilku odmianach. Opis i definicje gatunków i odmian wg „Atlasu chmur” zawiera tablica Z19 w załączniku 1.

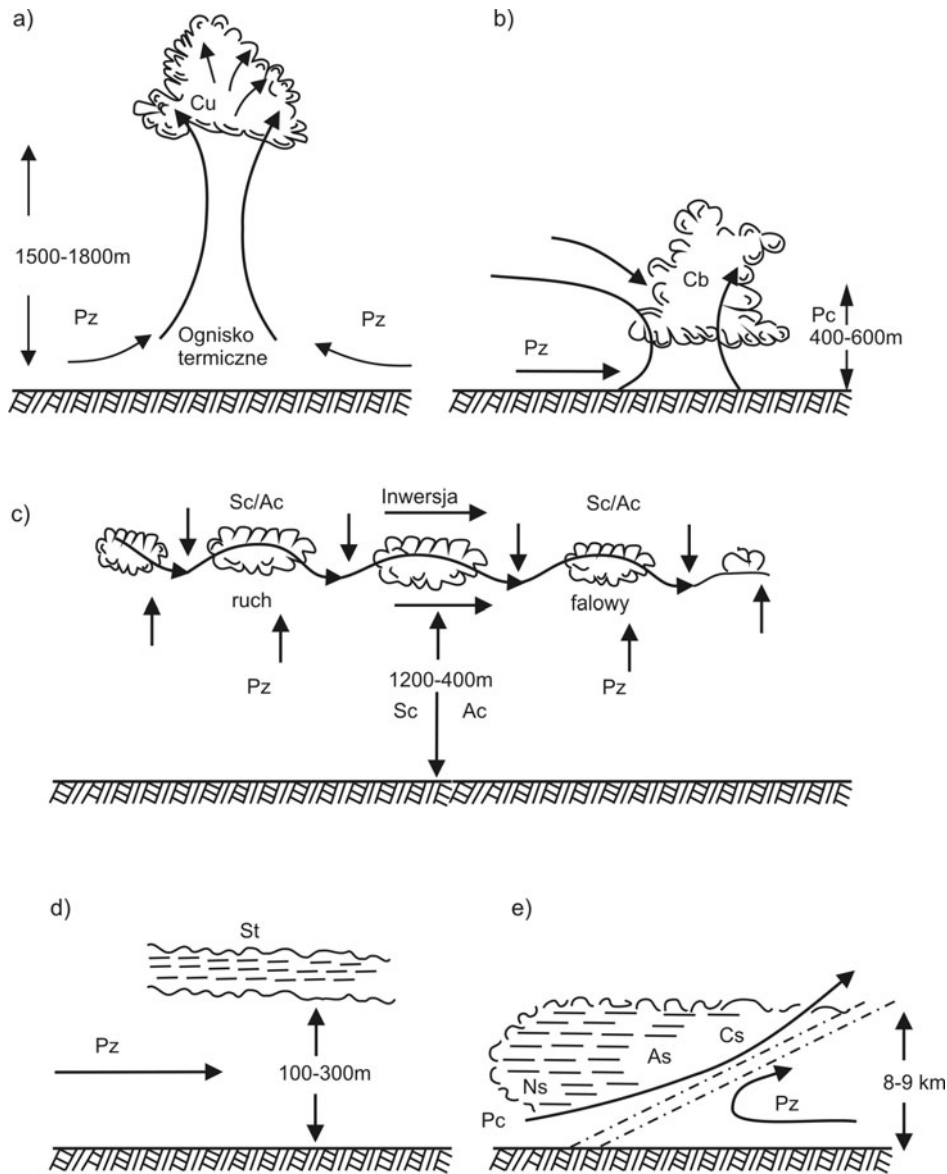
6.5.2. Powstawanie chmur

Chmury są wynikiem wystąpienia procesu kondensacji w atmosferze. Powietrze zawierające parę wodną musi ochłodzić się do temperatury punktu rosy w obecności jąder kondensacji. Wygląd zewnętrzny i struktura chmury zależą od sposobu, w jaki odbywa się ochładzanie powietrza, czyli od mechanizmu tworzenia się chmur.

Ochładzanie powietrza może mieć charakter **adiabaticzny** lub **nieadiabaticzny**. W praktyce granica jest trudna do ustalenia. W przypadku **ochładzania adiabaticznego** głównymi czynnikami prowadzącymi do powstania chmur są: **konwekcja termiczna**, **konwekcja dynamiczna** oraz **ruchy falowe powietrza**.

Ochładzanie nieadiabacyjne jest natomiast następstwem wymiany ciepła pomiędzy ciepłym powietrzem a chłodnym podłożem lub chłodniejszym powietrzem. Procesami prowadzącymi do ochładzania i tworzenia się chmur są przewodnictwo i promieniowanie, a także mieszanie się powietrza ciepłego z chłodniejszym.

Pięć różnego rodzaju procesów tworzenia się chmur przedstawiono poglądowo na rys. 6.8, zaznaczając średnią wysokość podstawy chmury. Schemat ten wyjaśnia ponadto podział chmur na kłębiaste, warstwowe, i kłębiasto-warstwowe.



Rys. 6.8. Procesy tworzenia się chmur kłębiastych (a) i (b), kłębiasto-warstwowych (c) i warstwowych (d) i (e): Pc – powietrze cieplejsze, Pz – powietrze zimne (Szczeciński, 1962)

Chmury kłębiaste (rys. 6.8a, b) występują w postaci oddzielnych kłębow rozwijających się pionowo, niekiedy rozwijają się na wysokość kilku kilometrów. Chmury warstwowe (rys. 6.8e, d) rozprzestrzeniają się natomiast w płaszczyźnie poziomej w postaci rozległych płatów, włókien, smug itp. Chmury kłębiasto-warstwowe (rys. 6.8c) występują w postaci ławic, kłębow, wałów ułożonych promieniście lub równolegle.

Podstawowe warunki powstawania wymienionych rodzajów chmur opisano poniżej.

Chmury kłębiaste

Chmury o budowie pionowej rodzaju *Cu* i *Cb* są chmurami konwekcyjnymi.

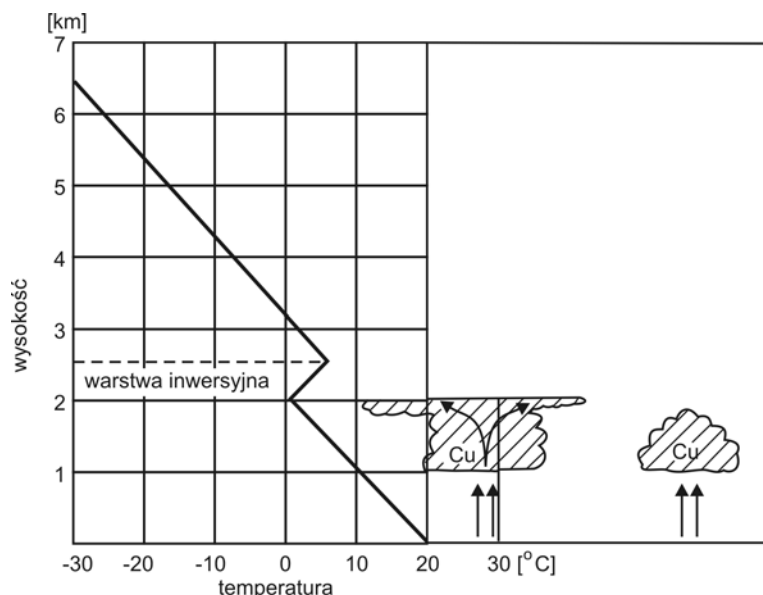
Konwekcja termiczna ma charakter oddzielnych prądów wznoszących i słabszych zstępujących. Powstaje wskutek nagrzewania się powietrza od podłoża. Warunkiem jej rozwoju jest **równowaga chwiejna atmosfery**.

Unoszące się powietrze na pewnej wysokości osiąga **poziom kondensacji**. Odpowiada on położeniu podstawy chmur. Jego wysokość można wyznaczyć ze wzoru Ferrela:

$$H_K = 122 (t - t_r) \text{ [m]}, \quad (6.20)$$

gdzie: t_r – temperatura punktu rosy,

t – temperatura powietrza przy podłożu.



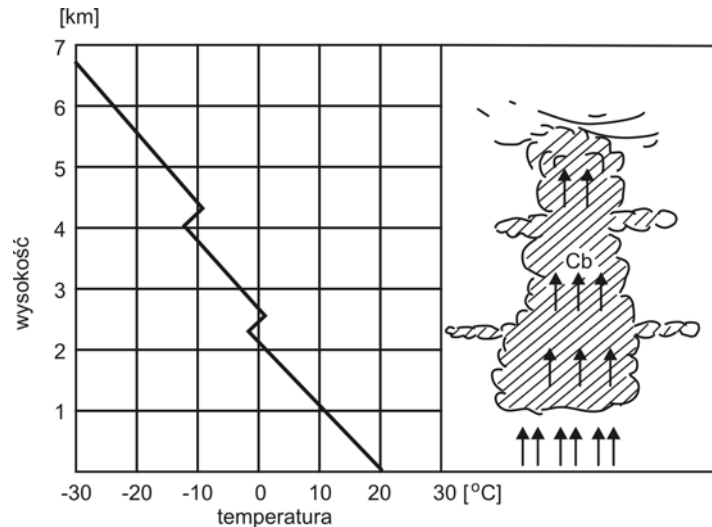
Rys. 6.9. Inwersja „gasi” prądy wstępujące. Chmura *Cumulonimbus* rozplywa się pod inwersją (Schmidt, 1972)

Powyżej tego poziomu powstaje chmura *Cu*, która może przekształcić się w *Cb*.

Gdy równowaga chwiejna utrzymuje się do znacznych wysokości, następuje silny rozwój pionowy chmur konwekcyjnych. Powyżej poziomu, przez który przechodzi izoterma -12°C w chmurze pojawiają się kryształki lodu. Wierzchołki chmury przyjmują strukturę włóknistą i często kształt przypominający kowadło. Chmura *Cu* przekształca się w *Cb* (*Cumulo-*

nimbus). Chmurom typu *Cb* towarzyszyć może opad często bardzo intensywny (ulewy) oraz burze i grad.

Warstwy inwersyjne lub warstwy o zmniejszonym pionowym gradiencie temperatury stanowią czynnik hamujący ruchy pionowe. Poniżej warstwy inwersyjnej wierzchołki chmur są płaskie (rys. 6.9).



Rys. 6.10. Prądy konwekcyjne przebijają inwersję (Schmidt, 1972)

Gdy inwersyjna warstwa hamująca położona jest nisko, tworzą się płaskie chmury *Cu humilis*, tzn. chmury pięknej pogody. Chmury *Cu* i *Cb* – tworzą się również w następstwie konwekcji dynamicznej powstającej w wyniku ukształtowania terenu, lub gdy wymuszany jest pionowy ruch powietrza ciepłego na froncie chłodnym.

Chmury pierzaste i warstwowe

Jeżeli ochładzanie adiabatyczne wiąże się z wielkoskalowym ruchem wstępującym powietrza, powstają chmury *Ci*, *Cs*, *As* i *Ns*. Tego rodzaju ruchy występują na obszarze niżów barycznych i towarzyszących im frontów. Prędkość prądów pionowych w tym wypadku jest niewielka, natomiast charakteryzuje je duża rozciągłość pozioma rzędu kilkuset kilometrów. Powstające z utworzonych chmur *As* i *Ns* opady mogą trwać do kilkudziesięciu godzin.

Chmury *Cc*, *Ac* i *Sc* powstają natomiast przy istnieniu w swobodnej atmosferze **warstw inwersyjnych**. Poniżej warstwy inwersyjnej para wodna osiąga stan bliski nasycenia. Pod wpływem różnicy w kierunku i wartościach prędkości wiatru poniżej i powyżej warstwy inwersyjnej tworzą się falowe ruchy powietrza (rys. 6.8c). Chmury te mogą się również tworzyć wskutek rozpadu *Cu* i *Cb* oraz przekształcenia *Cs*, *As* i *St* pod wpływem konwekcji termicznej lub ruchów falowych w warstwach inwersyjnych.

Chmury warstwowe

Czynnikiem warunkującym powstawanie chmur warstwowych *St* jest obecność inwersji w dolnej warstwie troposfery oraz procesy powodujące zwiększenie wilgotności powietrza pod tą warstwą. Do powstania chmur *St* i *Sc* prowadzą procesy:

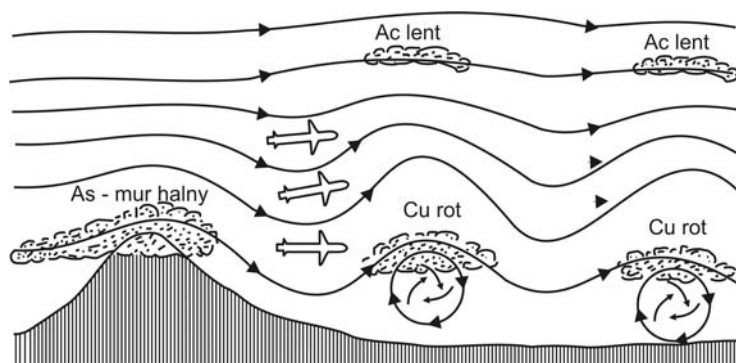
- ochładzania najniższych warstw atmosfery przez przewodnictwo i promieniowanie, przy napływie stosunkowo ciepłego i wilgotnego powietrza nad chłodne podłoże,
- ochładzania w wyniku turbulencyjnego mieszania się powietrza ciepłego z chłodnym,
- wypromieniowania ciepła z zapyłonego i wilgotnego powietrza w warstwie podinwersyjnej.

Istotnym czynnikiem sprzyjającym powstawaniu chmur warstwowych *St* jest mieszanie turbulencyjne powietrza w pobliżu powierzchni Ziemi. Następuje wówczas wyrównanie wilgotności i powstanie temperatury punktu rosy w całej warstwie mieszania. Chmury warstwowe *St* powstają także często z powolnego unoszenia się mgieł. Czynnikiem sprzyjającym powstawaniu chmur *St* i *Sc* jest równowaga stała atmosfery.

Chmury orograficzne

W pobliżu grzbietów górskich lub pojedynczych wzniesień tworzą się chmury orograficzne. Powstają one w wyniku adiabatyicznego ochładzania się powietrza podczas wymuszonego jego ruchu nad przeszkodą. W tych warunkach mogą tworzyć się chmury różnych rodzajów. Najczęściej powstają chmury rodzaju *Ac*, *Sc*, *Cu*. Ich cechą charakterystyczną jest utrzymywanie się chmur w pobliżu wierzchołka wzniesienia, nawet przy bardzo silnym wietrze. Stacjonarność chmur wynika ze stałego adiabatyicznego wychładzania się powietrza w prądzie wstępującym po stronie nawietrznej i ogrzewania się adiabatyicznego w prądzie zstępującym po stronie zawietrznej. Po stronie nawietrznej zachodzi stały proces kondensacji, natomiast po stronie zawietrznej – proces parowania. Istniejąca chmura jest więc tylko widoczną oznaką trwających nieprzerwanie fazowych przemian wody.

Przy opływie wzniesień przez prądy powietrza mogą powstawać w atmosferze wymuszone fale stojące (tzw. fala górską). Przy dostatecznej wilgotności powietrza na grzbietach fal tworzą się chmury orograficzne. Często tworzy się jedna chmura po stronie nawietrznej i kilka chmur w równych odstępach kilku kilometrów po stronie zawietrznej.



Rys. 6.11. Schemat powstawania fali górskiej (Schmidt, 1972)

Bardzo charakterystyczne są chmury falowe średnie kłębiaste – *Alto cumulus lenticularis* (*Ac lent*), tzw. soczewki, nazywane falami stojącymi (rys. 6.11). Z występowaniem fali górskiej związane są także chmury rotorowe, pojawiające się pod szczytami fal. Cechuje je bardzo silna turbulencja, wyglądem przypominają poszarpany *Cumulus*, i stanowią przejaw wirów o osi poziomej. W wirach tych prądy wznoszące występują od strony gór, a opadające po stronie przeciwnej. Prędkość tych prądów jest duża, dochodzi do 15–20 m/s. Fala górską jest wykorzystywana przez szybowników.

Niezależnie od przedstawionych podziałów, w sposób najbardziej ogólny chmury można podzielić na **wewnątrzmasowe** i **frontalne**.

Chmury **wewnątrzmasowe** są związane z określoną pod względem stanu fizycznego masą powietrza. Chmury o budowie pionowej, kłębiaste *Cu* i *Cb* są typowe dla masy powietrza o równowadze **chwiejnej**. Powstają, gdy powietrze stosunkowo chłodne napływa nad cieplejsze podłoże. Natomiast chmury warstwowe *St*, *Sc* powstają w powietrzu o równowadze stałej.

Chmury **frontalne** są z kolei związane z warstwami granicznymi mas powietrza o różnych właściwościach (frontami). W wyniku zachodzących tam procesów mogą powstać różne rodzaje i odmiany chmur *Cu*, *Cb*, *Ci*, *Cs*, *As*, *Ns*. Problem ten będzie omówiony jeszcze w rozdziale 10.

6.5.3. Struktura chmury

Chmury mogą być zbudowane z kropelek wody, z kryształków lodu lub z mieszaniny kropel i kryształków lodu. Znajomość struktury chmur, a także znajomość, ile wody w sobie zawiera chmura pozwala przewidzieć wystąpienie i wielkość opadu, a także jest ważna w zagadnieniach związanych ze sztucznym wywołaniem opadu i rozprzestrzenieniem się chmur i mgieł.

Chmury zbudowane tylko z kropelek wody dzieli się na dwie grupy:

- 1) chmury ciepłe, gdy temperatura jest wyższa niż 0°C,
- 2) chmury przechłodzone, gdy temperatura jest niższa od 0°C.

Badania wykazały, że w temperaturze –8°C połowa chmur zbudowana jest z kryształków lodu, a połowa z kropelek wody przechłodzonej. W temperaturze –20°C tylko 10% chmur jest przechłodzonych. Chmury o strukturze mieszanej występują w temperaturze wyższej od –18°C, a o budowie krystalicznej przeważają od temperatury poniżej –15°C.

Chmury wodne tworzą się latem w dolnych warstwach troposfery, mieszane – w średnich, a lodowe w górnych strefach. W zimie, przy niskich temperaturach, chmury mieszane i lodowe powstają w pobliżu powierzchni Ziemi. Przechłodzone kropelki wody mogą się utrzymywać w postaci wodnej do temperatury –20°C.

Kropelki wody lub kryształki lodu w chmurze przemieszczają się w powietrzu pionowo w dół pod wpływem siły grawitacji, w górę pod wpływem prądów wznoszących, a także poziomo pod wpływem wiatru. W czasie przemieszczania się rozmiary kropelki wody mogą ulegać zmianie – zwiększać się lub zmniejszać. Zmniejszanie zachodzi przez wyparowanie albo przez zderzanie się z innymi kroplami i przez rozbryzg. Czas wyparowania zależy od wielkości kropelek – drobne wyparowują bardzo szybko.

Rozmieszczenie kropelek w chmurze w zależności od ich rozmiarów jest bardzo zróżnicowane i wykazuje dużą zmienność wraz ze wzrostem wysokości. Segregacja kropli jest

związana z obecnością prądów pionowych. Początkowo, w wyniku kondensacji powstają bardzo drobniutkie kropelki unoszone łatwo do góry wraz ze wznoszącym się powietrzem. W czasie tej wędrówki mogą łączyć się ze sobą i tworzyć jedną większą kroplę. Zlewanie się tych kropelek może być uwarunkowane przede wszystkim istniejącą w chmurach turbulencją – jest to koagulacja turbulentna.

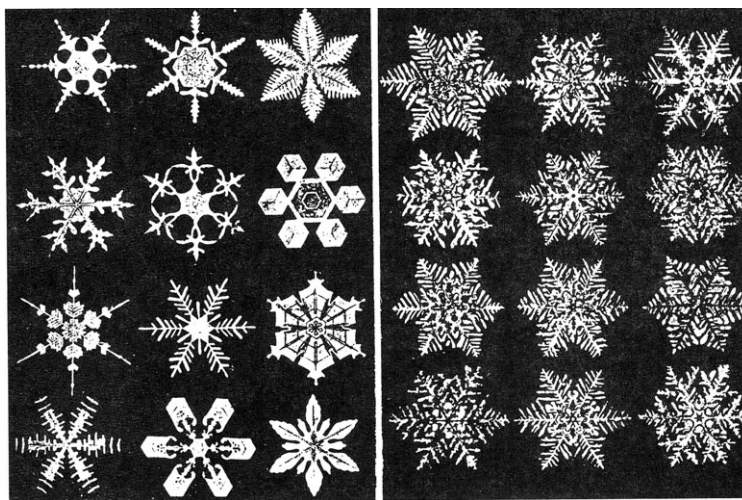
Gdy kropla spada i wychwytuje mniejsze krople, łącząc się z nimi, zachodzi koagulacja grawitacyjna. Kropla nie rośnie jednak nieograniczenie. Przy promieniu około 2,6 mm (średnica do 5,5 mm) siły związane z oporem powietrza rozrywają krople na kilka mniejszych, które są zwykle większe od typowych kropel chmury. Spadają więc szybciej, zwiększają ponownie swoje wymiary w wyniku koagulacji itd. Proces ten może powtarzać się wielokrotnie, zanim kropla wypadnie z chmur.

Kryształki lodu tworzą się, gdy do chmury przechłodzonej dostaną się jądra zamarzania. Powstawanie kryształków lodu jest jednym z najpiękniejszych zjawisk w atmosferze. Kryształ lodu ma zasadniczo kształt sześciokąta, przy czym możliwa jest nieskończona liczba odmian (także sześcioboczne graniastosłupy – słupy lub igły lodowe) – rys. 6.12.

Zawartość wody w chmurach definiuje się jako wodność chmury. Określa ona ilość wody w postaci kropel lub kryształków lodu, zawartej w 1 m³ chmury.

Wodność chmur zbudowanych z kropel lub kryształków lodu wynosi przeciętnie 1 g/m³, w chmurach *St* i *Sc* przeciętnie 0,38 g/m³, natomiast wodność ciężkich chmur burzowych może osiągać nawet 10 g/m³. Wodność mgieł wynosi od 0,01 do 0,4 g/m³.

Dolną granicę każdej chmury nazywa się **wysokością podstawy chmury**, natomiast granicę górną chmury – wierzchołkiem, gdy dotyczy chmur o budowie pionowej, lub wysokością górnej granicy, jeżeli jest to chmura warstwowa lub kłębiasto-warstwowa.



Rys. 6.12. Różnorodne formy kryształków lodowych w 12–18-krotnym powiększeniu (S. Kostin, 1956)

Czasem chmury kłębiaste (*Cu*) lub warstwowe (*St*) przybierają wygląd poszarpany, porozrywany. Nadaje się im wówczas nazwę *fractus* – np. *Cumulus fractus* (*Cu-fr*). Zdarza się, że z podstawy chmury, zwłaszcza kłębiasto-deszczowej (*Cb*) zwisają charakterystyczne, mniej lub bardziej rozwinięte – grona, wyrostki. Nazwę chmury uzupełnia się wówczas

łacińskim słowem *mamma*, np. *Cumulonimbus mamma* (*Cb-mam*). Czasem u dołu chmur – najczęściej *Alto cumulus*, *Alto stratus* lub *Cumulonimbus* mogą występować smugi deszczu, które wyparowując w atmosferze nie zawsze dochodzą do powierzchni Ziemi. Smugi te nazywane są *virga*.

6.5.4. Krótki opis wyglądu głównych rodzajów chmur

Cirrus (Ci). Chmury w kształcie białych, delikatnych włókien, nitek, ławic lub wąskich pasm o jedwabistym wyglądzie. Niekiedy mają charakterystyczne zagięcie do góry w kształcie haczyków. Występują też w ławicach tak gęstych, że wydają się szarawe, mogą przesłaniać Słońce, a nawet zasłonić je zupełnie. Czasami ich człony są ułożone w szerokie, równoległe pasma zbieżne ku widnokregowi. Rzadziej chmury Cirrus są w kształcie małych, zaokrąglonych kłaczek mniej lub bardziej rozrzuconych, lub w postaci zaokrąglonych wieżyczek o wspólnej podstawie.

Na chmurach Cirrus można obserwować zjawisko halo. Są zbudowane wyłącznie z kryształków lodu.

Cirrocumulus (Cc). Cienka biała ławica, płaty lub warstwa chmur, złożona z małych członów połączonych ze sobą lub oddzielonych, w kształcie ziaren, zmarszczek itp. Płaty chmur wykazują jeden lub dwa kierunki sfałowania. Chmury *Cirrocumulus* są zawsze na tyle przejrzyste, że umożliwiają określenie położenia Słońca i Księżyca. Występuje na nich zjawisko wieńców lub iryzacji. Chmury Cc składają się przede wszystkim z kryształków lodu; mogą też występować krople przechłodzonej wody.

Cirrostratus (Cs). Przejrzysta biaława zasłona z chmur o włóknistym lub gładkim wyglądzie, pokrywająca niebo całkowicie lub częściowo, może być prążkowana lub przybierać wygląd mglisty. Brzeg chmury jest niekiedy ostro zarysowany, lecz częściej zakończony chmurami Cirrus na kształt frędzli. Chmury *Cirrostratus* zwykle powodują zjawisko halo, które w przypadku bardzo cienkich chmur jest jedyną oznaką ich obecności. Zbudowane są głównie z kryształków lodu.

Alto cumulus (Ac). Biała lub szara warstwa albo ławica chmur, złożona z rozległych płatów, wydłużonych równoległych walców itp., które mogą być rozdzielone pasmami czystego nieba. Płaty chmur Ac są często obserwowane równocześnie na dwóch lub więcej poziomach. Występują również w postaci ławic, mających kształt soczewki lub migdału często bardzo wydłużonych, o wyraźnych zarysach. Czasami *Alto cumulus* ma wygląd szeregu wieżyczek wyrastających ze wspólnej podstawy. Stopień przenikania światła przez te chmury jest bardzo różny. Często obserwuje się wieńce lub iryzację. Kryształki lodu, które padają z tych chmur, mogą wywoływać zjawiska halo w postaci słońc pobocznych lub słupów świetlnych. Chmury *Alto cumulus* są zbudowane prawie wyłącznie z kropelek wody.

Altostratus (As). Płat lub warstwa chmur szarawych lub niebieskawych o wyglądzie prążkowanym, włóknistym lub jednolitym, pokrywająca niebo całkowicie lub częściowo; miejscami warstwa ta jest tak cienka, że Słońce jest widoczne, jak przez matowe szkło. Charakteryzuje je często duża rozciągłość pozioma (do kilkuset kilometrów) i pionowa (do kilku kilometrów). Mogą składać się z dwóch lub więcej warstw ułożonych na różnych poziomach, niekiedy połączonych ze sobą.

Altostratus daje opady, które można obserwować w postaci smugi poniżej jej podstawy (**virga**), wskutek czego dolna powierzchnia chmury może przybrać wygląd postrzępio-

ny. Gdy opady sięgają powierzchni Ziemi, mają one zwykle charakter ciągły i występują w postaci deszczu, śniegu lub ziaren lodowych. Chmura *Altostratus* nie powoduje zjawisk halo. Składa się z kropelek wody, kryształków lodu i płatków śniegu.

Nimbostratus (Nb). Szara warstwa chmur, często ciemna, o wyglądzie rozmytym wskutek ciągłego deszczu lub śniegu, w większości przypadków dochodzącego do Ziemi. Dolna powierzchnia chmury *Nimbostratus* jest często całkowicie lub częściowo zasłonięta przez niskie, postrzępione chmury, które szybko zmieniają kształty; początkowo są złożone z oddzielnych jednostek, potem mogą łączyć się ze sobą i z chmurą *Nimbostratus*. Jest ona tak gruba, że całkowicie przesłania Słońce. Chmury *Nimbostratus* składają się z kropelek wody (niekiedy przechłodzonej) oraz kryształków lodu i płatków śniegu.

Stratocumulus (Sc). Szara lub biaława ławica, warstwa chmur mająca prawie zawsze ciemne części, złożona z zaokrąglonych brył, walców itp., połączonych ze sobą lub oddzielonych i niemających włóknistego wyglądu. Wielkość i grubość chmur zmienia się w szerokich granicach. Czasami mają postać walców, oddzielonych pasmami czystego nieba. Może z nich padać opad o słabym natężeniu w postaci deszczu, śniegu lub krup śnieżnych. Przy wyjątkowo niskich temperaturach mogą dać obfite virga z kryształków lodu; wówczas obserwuje się halo. Gdy chmura jest cienka, występuje niekiedy wieniec lub iryzacja.

Stratus (St). Zwykle szara warstwa chmur o dobrze zaznaczonej dolnej powierzchni, która może być sfalowana lub też występuje w postaci strzępów szybko zmieniających kształt i jasność, lub postrzępionych ławic. Występuje najczęściej jako mglista, szara i prawie jednolita warstwa, mająca tak niską podstawę, że zasłania wierzchołki wzgórz i wysokich budowli.

Chmura *Stratus* może także być tak cienka, że zarysy Słońca i Księżycy są przez nią dobrze widoczne. Innym razem przybiera groźny, ciemny wygląd. Jeżeli jest bardzo cienka, powoduje powstawanie wienca, a w wyjątkowo niskich temperaturach – zjawiska halo. Chmura ta może dać opad mżawki, słupków lodowych i śniegu ziarnistego. Jest zwykle złożona z małych kropelek wody, a przy niskich temperaturach może składać się z małych cząsteczek lodu.

Cumulus (Cu). Oddzielne, na ogół gęste chmury o ostrych zarysach, rozwijające się w kierunku pionowym, w kształcie pagórków, kopuł wież, których górna, początkująca część przypomina często kalafior. Chmury *Cumulus* mogą występować jednocześnie w różnych stadiach pionowego rozwoju, a więc mogą mieć również małą rozciągłość pionową i wyglądać jak spłaszczone. Niekiedy mają bardzo postrzępione brzegi, przy czym ich zarysy ulegają szybkim zmianom. Chmury o umiarkowanym pionowym rozwoju ustawiają się niekiedy w szeregi prawie równoległe do kierunku wiatru. Chmury o dużej pionowej rozciągłości mogą dać opad. W strefie międzyzwrotnikowej często dają ulewy. Oświetlane przez Słońce partie chmur *Cumulus* są przeważnie lśniąco białe. Podstawa ich jest stosunkowo ciemna i prawie pozioma.

Chmury *Cumulus* składają się głównie z kropelek wody; kryształki lodu mogą się tworzyć w tych częściach chmur, w których temperatura jest dużo niższa od zera.

Cumulonimbus (Cb). Potężna chmura o dużej rozciągłości pionowej w kształcie góry lub wielkich wież. Przynajmniej część jej wierzchołka jest zazwyczaj gładka, włóknista lub prążkowana i prawie spłaszczona. Część ta rozpościera się w kształcie kowadła lub rozległego pióropusza. Poniżej podstawy, często ciemnej, niejednokrotnie występują niskie, postrzępione chmury połączone z podstawą lub oddzielone od niej.

Chmury *Cumulonimbus* mogą występować jako odosobnione lub w postaci długiego szeregu połączonych chmur, przypominającego rozległą ścianę. Górna część chmury jest niekiedy połączona z chmurami *Altostratus* i *Nimbostratus*. U dołu mogą występować zwisające wypukłości (mamma) i smugi opadów deszczu (virga). Z chmurami *Cumulonimbus* są związane silne, przelotne opady deszczu, śniegu lub gradu, grzmoty i błyskawice. Towarzyszą im często szkwały. Składają się z kropelek wody i, zwłaszcza w górnej części, z kryształków lodu. Zawierają też duże krople deszczu, często płatki śniegu, krupy śnieżne, ziarna lodowe lub grad. Krople wody i deszczu mogą być silnie przechłodzone.

W załączniku 2, na końcu skryptu, zamieszczono zdjęcia niektórych rodzajów chmur.

6.5.5. Zachmurzenie

Zachmurzenie jest to wielkość pokrycia nieba przez chmury. Ocenia się je zwykle wizualnie, stosując skalę 11 (0÷10) lub 9-stopniową (0÷8). Stopień 0 oznacza niebo bezchmurne, kolejne stopnie określają część nieba pokrytą chmurami. Stopień 8 lub 10 oznacza, że całe niebo jest zachmurzone.

W celu uzupełnienia pełnej charakterystyki zachmurzenia określa się dodatkowo rodzaj chmur, kierunek i prędkość ich ruchu oraz wysokość podstawy chmur.

Przebieg dobowy zachmurzenia jest trudno uchwytne ze względu na różnorodność procesów chmurotwórczych.

Chmury konwekcyjne, związane z równowagą chwiejną i prądami wstępującymi, najintensywniej rozwijają się nad lądami w półroczu letnim w godzinach popołudniowych, w górach około południa, natomiast nad oceanami utrzymują się całą dobę.

Chmury falowe masowo występują nocą i rankiem. Chmury frontowe natomiast w ogóle nie mają wyraźnego biegu dobowego. Napływają lub tworzą się, gdy występuje sprzyjający układ baryczny.

Średnie roczne zachmurzenie na kuli ziemskiej ocenia się na 5,4 stopnia, w tym nad lądami 4,9, a nad oceanami – 5,8. W Polsce średnie zachmurzenie wynosi 6,4 (w skali od 0÷10).

Roczny przebieg zachmurzenia jest bardzo złożony. Daje się wyróżnić dwa główne typy: klimaty morskie o małej amplitudzie temperatury, w których maksimum zachmurzenia przypada na przełom jesieni i zimy, a minimum wiosną, oraz klimaty lądowe, w których maksimum występuje latem, a minimalne zachmurzenie zimą. Obserwuje się jednak duże odstępstwa od tej reguły wywołane działalnością cyklonalną.

Rozkład średniego rocznego zachmurzenia na Ziemi wykazuje pewną strefowość, zakłóconą obecnością lądów i kierunkami przeważających wiatrów (tablica 6.7). Obserwowane skrajne wartości zachmurzenia średniego rocznego wynoszą: najwyższe $N > 8,5$ – ocean u wybrzeży Antarktydy i Arktyki, najniższe – na pustyniach Sahara $N < 1,0$, Azja Środkowa $< 1,5$.

Często wyróżnia się także tzw. dni pogodne $N < 2$ i dni pochmurne $N > 8$, oraz chmurne $2 \leq N \leq 8$. W obszarach pustynnych, np. Libia, średnia liczba dni pogodnych sięga 290, a np. w Szkocji liczba dni pochmurnych wynosi aż 247! W Polsce średnio mamy 30÷60 dni pogodnych i 130÷160 dni pochmurnych.

Tablica 6.7

Rozkład średniego rocznego zachmurzenia na Ziemi w skali 0÷10 (Kaczorowska, 1986)

Szerokości geograficzne	Średni stopień zachmurzenia (M)	Uwarunkowanie
przylądki i zwrotnikowe 0÷20° N i S	5,0÷6,0	strefa zbieżności pasatów, silne prądy wstępujące
podzwrotnikowe 25÷35° N i S	ląd 1,0÷3,0 oceany 4,0÷4,5	obszary wyżów podzwrotnikowych, prądy zstępujące
umiarkowane 35÷60° N	ląd 4,0÷6,0 oceany 5,0÷6,5	silna działalność cyklonalna
wysokie 60÷90° N, zwłaszcza 60÷70°	ląd > 6,0 oceany > 7,0	silna działalność cyklonalna

6.6. Powstawanie i klasyfikacja mgieł

Mgła jest to zawiesina mikroskopijnych kropelek wody w powietrzu, zmniejszająca widzialność poniżej 1000 m. Promień kropli we mgle wynosi od $r = 1 \mu\text{m}$ do $50 \mu\text{m}$. Przeciętnie w temperaturze dodatniej $r = 7\div 15 \mu\text{m}$, w ujemnej $r = 2\div 5 \mu\text{m}$. Średnio, na 1 cm^3 przypada 100 kropelek, a w gęstej mgle nawet do 600.

Z ilością kropli w 1 cm^3 związana jest widzialność; stąd klasyfikuje się mgły ze względu na ograniczenie pola widzenia. Stosuje się skalę międzynarodową, według której:

- 1) mgła bardzo gęsta gdy widzialność mniejsza niż 50 m,
- 2) mgła gęsta widzialność 50÷200 m,
- 3) mgła umiarkowana 200÷500 m,
- 4) mgła słaba 500÷1000 m.

Gdy widzialność jest zmniejszona i wynosi 1÷10 km, mówimy o zamgleniu.

Mgła lodowa, czyli zawiesina kryształków lodu powstaje wtedy, gdy temperatura powietrza jest ujemna; zwykle jednak dopiero przy temperaturze $< -20^\circ\text{C}$.

Ze względu na genezę wyróżnia się różne rodzaje mgieł. Najważniejsze z nich, to mgły z **ochłodzenia i mgły frontowe**.

6.6.1. Mgły z ochłodzenia

1. Radiacyjne – wypromieniowanie.
2. Adwekcyjne – napływ ciepłego powietrza nad chłodne podłoże.
3. Orograficzne.

Ad 1. Mgły radiacyjne są wywołane ochłodzeniem podłoża i przyległych do niego warstw powietrza wskutek nocnego wypromieniowania ciepła z powierzchni Ziemi. Sprzyjające warunki do ich powstania, to:

- pogoda bezchmurna lub bardzo małe zachmurzenie,
- duża wilgotność w warstwie przyziemnej,
- chłodna i wilgotna powierzchnia gleby wieczorem,
- słaby wiatr o prędkości $v < 1\div 3 \text{ m/s}$ (małe turbulencje).

Mgła tworzy się początkowo przy powierzchni ziemi, a następnie rozbudowuje w kierunku pionowym. Słaby wiatr powoduje niewielką turbulencję, dzięki której ochłodzenie ogarnia warstwę powietrza do wysokości około 100 m i wyżej. Przy **silnym wietrze** gruba warstwa powietrza ulega mieszanii i nie ma oziębienia do temperatury punktu rosy. W takich warunkach może uformować się na górnej granicy warstwa inwersyjna i chmury *St* i *Cs*. Natomiast podczas ciszy występuje ochłodzenie tylko w bardzo cienkiej warstwie przy podłożu. Powstaje więc rosa lub szron, a nie mgła.

Wystąpieniu mgieł radiacyjnych sprzyja też **równowaga stała atmosfery**, której zwykle towarzyszy inwersja temperatury w warstwie o grubości mgły. Wraz z zanikiem inwersji następuje zanik mgły. Cechą charakterystyczną mgieł radiacyjnych jest to, że nie pokrywają większych obszarów, lecz występują lokalnie. Rozprzestrzeniają się oddzielnymi płatami o różnej wielkości i gęstości.

Latem mgły radiacyjne powstają w godzinach nocnych, zanikają po wschodzie Słońca. Wysokość tych mgieł nie przekracza 200 m.

Jesienią i zimą formują się mgły radiacyjne wysokie, utrzymujące się przez wiele dni nad znacznymi obszarami. Powstają na obszarze wyżów, w których proces ochładzania radiacyjnego może trwać wiele dni, i obejmują warstwę do wysokości 2 km. Do tej wysokości bowiem występuje warstwa inwersyjna, łącząca się z inwersją osiadania, właściwa obszarom wyżowym. Wysokość mgły odpowiada grubości warstwy inwersyjnej. Często powstawanie takiej mgły zaczyna się od utworzenia chmury *St*, grubiejącej stopniowo ku ziemi.

Przykładem mgły radiacyjnej wysokiej jest smog nad obszarami silnie uprzemysłowanymi, w warunkach długotrwałego wychłodzenia radiacyjnego. Nagromadzone w powietrzu produkty spalania (głównie higroskopijne) powodują, że kondensacja zaczyna się nawet przed osiągnięciem przez powietrze stanu nasycenia. Zastój powietrza w takich warunkach, związany z istnieniem inwersji może być przyczyną bardzo niebezpiecznego nagromadzenia wielkiej ilości trucizn w powietrzu, powodującego choroby i zgony. Jedynym czynnikiem rozpraszającym jest wiatr.

Ad 2. Mgły adwekcyjne powstają w ciepłym powietrzu o dużej wilgotności, napływającym nad chłodne podłoże, którego temperatura jest niższa od temperatury punktu rosy napływającego powietrza. Sprzyja im również równowaga stała atmosferyczna.

Powstanie mgły adwekcyjnej zależy od:

- różnicy temperatur podłoża i powietrza,
- wilgotności powietrza napływającego,
- długości procesu ochładzania.

Głównym mechanizmem wymiany ciepła jest w tym wypadku mieszanie turbulencyjne. Dochodzi tu do zmniejszenia pionowych gradientów temperatury i do wystąpienia punktu rosy. Najczęściej sprzyjają temu słabe wiatry o prędkości $v < 5$ m/s, występujące w warstwie od 10 m do 2 km. Niekiedy mgły łączą się z chmurami warstwowymi *St*.

Wysokość tych mgieł może przekraczać 500 m. W odróżnieniu od mgieł z wypromieniowania, mgły napływowe mogą występować o każdej porze dnia i mogą utrzymywać się nawet przez kilka dni. Mają też znaczny zasięg, zarówno pionowy, jak i poziomy.

Dla powstawania mgieł adwekcyjnych duże znaczenie ma także szybka zmiana właściwości podłoża na drodze przemieszczania się ciepłego powietrza. Mgły te są szczególnie charakterystyczne dla obszarów granicznych morze ląd, ciepły prąd – zimny prąd morski itp.

Powstanie mgieł adwekcyjnych jest tym bardziej prawdopodobne, im szybszy jest spadek temperatury podłoża w kierunku ruchu ciepłego powietrza.

Mgły adwekcyjne powstają najczęściej podczas:

- a) ruchu powietrza zwrotnikowego w wyższe szerokości geograficzne (głównie w chłodnej porze roku);
- b) ruchu ciepłego i wilgotnego powietrza znad lądu nad chłodne morze (wiosna i początek lata), po zmianie kierunku wiatru mgły takie przemieszczają się nad wybrzeże;
- c) ruchu ciepłego powietrza znad morza na chłodny ląd (zimą i jesienią);
- d) ruchu powietrza z ciepłego obszaru morza nad chłodny.

Nad obszarem morskim 80% mgieł, to mgły adwekcyjne. Sprzyjają im duże poziome gradienty temperatur (ciepłe prądy). Typowe miejsca ich częstego występowania, to Morze Ochockie, Japońskie itp. **Zależą** od pory roku, kierunku i prędkości wiatru itp. W naszych szerokościach geograficznych są to typowe mgły nad lądami powstające późną jesienią i zimą, a nad morzami – wiosną i latem.

Ad 3. Mgły orograficzne. Mgły orograficzne powstają w wyniku adiabaticznego ochładzania powietrza przy unoszeniu się go po zboczach gór. Z daleka i z dołu mogą robić wrażenie chmury.

6.6.2. Mgły frontowe

W strefie frontowej spotykają się dwie masy powietrza różniące się własnościami fizycznymi, a przede wszystkim temperaturą: masy ciepła i chłodna. Jeżeli, dzięki mieszaninowi turbulencyjnemu, temperatura powietrza ciepłego obniży się do temperatury punktu rosy, to zacznie się proces kondensacji i utworzy się mgła. Sprzyja temu również parowanie wody opadowej z podłoża, które nawilża dolne warstwy i zbliża je do stanu nasycenia.

Procesy sprzyjające powstawaniu mgieł frontowych:

- wyparowanie opadu,
- ochłodzenie – występują wszystkie rodzaje: adwekcyjne, radiacyjne, adiabaticzne, z wymieszania,
- mieszanie się dwóch mas powietrza.

Przy słabych wiatrach mgły frontowe są związane ze słabymi opadami deszczu. Często łączą się z chmurą *St*, sięgającą powierzchni Ziemi. Mgły frontowe ciągną się wzdłuż frontu na dużych przestrzeniach. Mogą sięgać 200 do 400 km w głąb strefy frontowej.

6.6.3. Mgły z parowania. Dymienie morza

Nad obszarami morskimi obserwuje się mgły w postaci „dymienia” morza. Proces ten ma miejsce w następujących warunkach:

- występuje parowanie ciepłej powierzchni morza w przemieszczające się chłodne masy powietrza, proces ten obserwuje się głównie w chłodnej porze roku od grudnia do marca;
- sprzyja mu inwersja o dość znacznej grubości.

Do powstania tego rodzaju mgły konieczna jest dość duża różnica temperatur między wodą a napływającym powietrzem, zależna od wilgotności powietrza. Zwykle powietrze jest chłodniejsze od wody o 10°C lub więcej. Często dymienie przypomina stałe lub

ruchome słupy pary zaczynające się na powierzchni morza i unoszące się do pewnej wysokości (od 2 do 100 m). Prędkości wiatrów, przy których obserwuje się zjawisko dymienia mogą być bardzo duże od małych do około 30 m/s. Gdy nad powierzchnią wody występuje warstwa inwersyjna, to występująca pod nią para może utworzyć nawet bardzo gęstą mgłę. Zjawisko dymienia morza występuje przede wszystkim w wysokich szerokościach geograficznych (Bałtyk, fiordy Norwegii).

6.6.4. Rozpraszanie mgieł

Najlepsze wyniki osiąga się w rozpraszaniu mgieł występujących w regionach arktycznych. Próby rozpraszania tych mgieł są znaczącym postępem w modyfikacjach lokalnej pogody. Zimne, lokalne mgły mogą być rozpraszane za pomocą suchego lodu (CO_2 zamrożony) albo propanu rozpylanych z dyszy, co powoduje opad kryształków lodu.

Ciepłe mgły ($t > \text{od } t \text{ zamarzania}$) jest trudniej rozproszyć. Pewien sukces daje odparowanie kropelek poprzez ich sztuczne ogrzewanie, zgarnianie, wymiatanie kropelek mgły przez strumień wody, oraz iniekcję elektrycznego ładunku do mgły, aby spowodować koagulację.

6.7. Opady atmosferyczne

6.7.1. Powstawanie opadów

Mikroskopijne kropelki wody o średnicach $1\text{--}80\text{ }\mu\text{m}$, tworzące chmury, znajdują się w niej w typowych warunkach w stanie równowagi. Rozmiary kropeł nie ulegają zwiększeniu, a nawet szybkie oziębianie prowadzi raczej do powstawania nowych kropeł niż powiększania się już istniejących. Mimo, że gęstość wody jest większa około 750 razy od gęstości powietrza, kropelki wody nie opadają na ziemię.

Gdy kropla wody opada w powietrzu, jej ruch będzie przyspieszony w wyniku działania siły ciężkości. Opadając, napotyka na opór powietrza (siła tarcia), który na skutek lepkości działa hamująco. Siła oporu rośnie ze wzrostem prędkości. Po pewnym czasie te dwie siły – siła ciężkości i siła tarcia – osiągną równowagę i kropla zaczyna opadać z jednostajną prędkością, **tzw. prędkością końcową** zależną od rozmiaru i kształtu kropli oraz od gęstości i lepkości powietrza.

Ustalono doświadczalnie, że prędkość opadania kropeł o promieniu 1 do $100\text{ }\mu\text{m}$ zwiększa się proporcjonalnie do kwadratu ich promienia, natomiast dla promienia większego od $1000\text{ }\mu\text{m}$ (1 mm) – jest proporcjonalna do pierwiastka kwadratowego promienia. W tablicy 6.8 podano prędkości opadania kropeł o różnych wymiarach. Jak widać, im większa kropla – tym większa prędkość. Kropla o promieniu $1,0\text{ }\mu\text{m}$ opada z prędkością $0,012\text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, co oznacza, że spadając z chmury znajdującej się na wysokości 1000 m, na powierzchnię Ziemi dotarłaby dopiero po 2300 godzinach! Natomiast kropla o promieniu $1\text{ }000\text{ }\mu\text{m}$ (1 mm), spadając z tej samej wysokości dotrze do powierzchni już po około 2,5 minuty.

Wynika stąd, że maleńkie kropelki chmury nie są w stanie dotrzeć do powierzchni Ziemi, gdyż występujące turbulencje i pionowe prądy wznoszące są większe od prędkości opadania. Do ich utrzymania wystarczą prądy wznoszące o prędkości około $0,25\text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$.

Poza tym, powietrze poniżej chmury jest nienasycone i kropelki po opuszczeniu chmury wyparowują prawie natychmiast. W tablicy 6.9 przedstawiono średnie czasy wyparowania kropeł deszczu w temperaturze 5°C i wilgotności 90% w spokojnym powietrzu.

Tablica 6.8

Prędkości opadania kropli deszczu, $p = 1013 \text{ hPa}$, $t = 20^\circ\text{C}$ (oprac. własne)

Promień kropli		Prędkość końcowa
[μm]	[mm]	[$\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$]
1	0,001	0,012
5	0,005	0,3
10	0,010	1,2
50	0,050	25,6
100	0,100	112,0
500	0,500	403,0
1000	1,0	649,0
2500	2,5	909,0
2900	2,9	917,0

Tablica 6.9

Czas wyparowania kropeł deszczu w spokojnym powietrzu, przy wilgotności względnej 90% i temperaturze $t = 5^\circ\text{C}$ (Schmidt, 1972)

Promień kropli R		Czas na wyparowanie
[μm]	[mm]	[s]
1	0,001	0,05
3	0,003	0,48
10	0,010	5,30
100	0,100	6,10

Aby opad mógł dotrzeć do powierzchni Ziemi, wymiary kropelek muszą wzrosnąć co najmniej dziesięciokrotnie (objętość od 1000 do 1 000 000 razy). Czas niezbędny do osiągnięcia takich rozmiarów w procesie kondensacji znacznie przekracza rzeczywisty czas powstawania opadów. Przy średniej wodności chmury około $1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$, w temperaturze 0°C na wzrost wymiarów kropli drogą samej kondensacji z promienia $1 \mu\text{m}$ do $30 \mu\text{m}$ potrzeba około 10 min, natomiast na zwiększenie wymiarów z $30 \mu\text{m}$ do $100 \mu\text{m}$ potrzeba powyżej 20 godzin. Aby nastąpił opad, muszą więc zajść jeszcze inne zjawiska. Nie są one, jak dotąd, dostatecznie poznane i istnieje wiele hipotez na ten temat. Wiadomo jednak, że najważniejsze mechanizmy powodujące silny wzrost wielkości kropli, w wyniku których może powstać opad, to:

- kondensacja,
- koagulacja (koalescencja).

Mechanizmy te występują w tak zwanych procesach **Bowena-Ludlama** (deszcz ciepły) i **Bergerona-Findeisena** (opad chłodny).

Wyróżnia się koagulację **turbulencyjną** i **grawitacyjną**.

Koagulacja turbulencyjna polega na tym, że w wyniku ruchów turbulencyjnych mierzonych według najmniejszych skal (aż do ruchów Browna) kropelki zderzają się ze sobą łącząc w większe. Powstawanie deszczu w wyniku działania tylko tego mechanizmu trwałoby jednak około tygodnia. Znacznie wydajniejsza jest koagulacja grawitacyjna.

Koagulacja grawitacyjna polega na tym, że duże krople spadając z większą, względem powietrza, prędkością niż krople mniejsze zderzają się z nimi i łączą, wychytując je na swojej drodze. Szybkość wzrostu rozmiarów spadającej kropli jest tym większa, im większa jest jej prędkość względna i większa wodność chmury. Warunkiem koniecznym wystąpienia intensywnego procesu koagulacji grawitacyjnej jest pojawienie się w chmurze pewnej liczby dużych kropli (w wyniku kondensacji).

Rozmiary kropli nie mogą jednak rosnąć nieograniczenie. Przy pewnej krytycznej wielkości promienia, wynoszącej około 2 do 3,0 mm, siły oporu powietrza rozbijają kroplę na kilka mniejszych. Nowe krople są jednak większe od typowych kropli w chmurze i opadają znacznie szybciej od nich, mogą więc szybko rosnąć koagulacyjnie i z kolei rozpadać się same. O ile nie wypadną z chmury przed osiągnięciem rozmiarów krytycznych, to wzrost ich liczby będzie miał charakter reakcji łańcuchowej.

Kondensacja jest zawsze pierwszym mechanizmem, który rozpoczyna proces wzrostu wielkości kropli w chmurze. Ta dodatkowa kondensacja występuje w warunkach, gdy w chmurze niektóre krople mają niższe ciśnienie pary nasyconej od innych, czyli będą przesycone (nadmasycone). Sąsiednie krople wyparowują, a powstała para kondensuje na istniejących kropłach zwiększając ich wielkość.

Takie warunki mogą wystąpić w następujących przypadkach:

Chmury ciepłe – proces **Bowena-Ludlama**:

- jeżeli istnieje różnica temperatur pomiędzy sąsiednimi kropelkami w chmurze,
- gdy chmura zawiera kropelki różnej wielkości; nad kropłami o różnej wielkości (różny promień krzywizny) występuje różnica ciśnień pary nasyconej,
- gdy chmura zawiera kropelki będące roztworami soli, nad którymi ciśnienie pary nasyconej jest niższe niż nad pozostałymi.

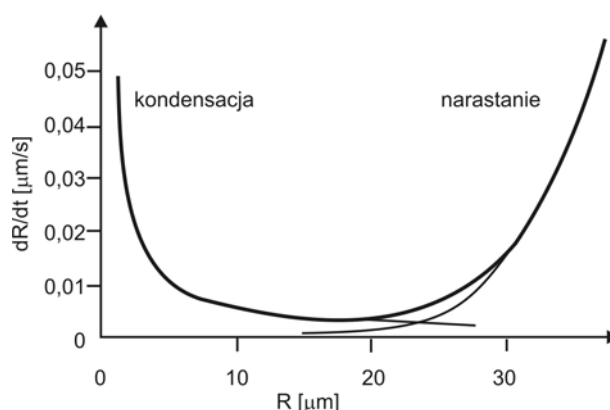
Chmury zimne – **teoria Bergerona i Findeisena**, 1933 r.

Chmura zawiera jednocześnie kropelki wody przechłodzonej (temperatura poniżej 0°C) i kryształki lodu.

Proces Bowena-Ludlama powoduje powstanie **deszczu ciepłego**; uczestniczy w nim tylko faza ciekła. Mechanizm ten działa przede wszystkim w ciepłych chmurach strefy zwrotnikowej, niezawierających fazy lodowej, oraz w innych chmurach w fazie ciekłej.

Gdy istnieją w chmurze różnice temperatur pomiędzy sąsiednimi kropelkami, cieplejsze krople wyparowują, wykorzystując energię chłodniejszych, co jeszcze obniża ich temperaturę. Następnie para skrapla się na powierzchni kropelek chłodniejszych zwiększając ich rozmiary. Duże krople zaczynają spadać, zwiększając swój wymiar do wielkości kropli deszczu w wyniku koagulacji grawitacyjnej.

Proces wzrostu kropli utworzonej na zaktywizowanym jądrze do wielkości kropli deszczu, czyli $R > 100 \mu\text{m}$, jest zawsze wynikiem obu procesów: najpierw kondensacji, a później koagulacji. Prędkość wzrostu kropli przedstawiono na rys. 6.13. Lewa gałąź odpowiada kondensacji, a prawa koagulacji. W przedziale promienia od 15 do 20 μm występuje minimum prędkości. Na przyspieszenie procesu mają jeszcze wpływ takie mechanizmy, jak turbulencja, siły elektrostatyczne i aerodynamiczne.



Rys. 6.13. Łączna szybkość wzrostu kropli. Cienkie linie przedstawiają szybkość wzrostu w wyniku tylko kondensacji lub tylko koagulacji, gruba linia – szybkość łączną (Iribarne, Cho, 1988)

Proces koagulacji zaczyna się od promienia ok. 20 μm i jest bardzo wydajny. Wzrost rozmiarów z promienia 30 μm do 100 μm następuje w ciągu 5 minut, a do wielkości kropli deszczu $R > 1000 \mu\text{m}$ w ciągu 10÷15 minut.

Opad chłodny – **proces Bergerona i Findeisena**, powstaje w strefie klimatów umiarkowanych i innych strefach w chmurach zimnych o temperaturze poniżej zera, które zawierają fazę stałą.

W chmurach zimnych, w temperaturach ujemnych niektóre cząstki mają własności odgrywania roli zarodników krystalizacji, które powodują zamarzanie kropelek wody i tworzenie się kryształów lodu. W temperaturze od -15° do -20°C zamarza już bardzo wiele kropelek chmury. Znajdują się one w otoczeniu kropelek wody przechłodzonej w chmurze, o znacznym przesyceniu pary, nawet powyżej 30%. Przesycenie to wynika z różnicy prężności pary nasyconej nad lodem i nad wodą przechłodzoną (rys. 6.1). Zamarznięte krople (kryształki lodu) tworzą teraz nowe jądra kondensacji. Para wodna z chmury kondensuje na kryształkach lodu, zamarza na nich i bardzo szybko kryształki osiągają wymiary rzędu milimetra. Proces kondensacji jest tu znacznie wydajniejszy niż w przypadku kropelek wody.

Gdy utworzą się kryształki rzędu milimetra, zaczynają spadać w chmurze ze znaczną prędkością (rzędu 50 cm/s), zbierając kropelki wody, z którymi się zderzą. Woda zamarza wówczas na cząstce lodu, która szybko rośnie. Szybkość wzrostu wielkości cząstki lodu zależy od wodności chmury, natomiast jej rozmiary od tego, jak długo cząstka lodu będzie przebywała w chmurze, czyli zarówno od prądów wstępujących, jak i od grubości chmury.

W wyniku tych procesów może powstać śnieg, składający się z kryształków lodu zlepionych w płatki śniegu. Dzieje się tak w przypadku gdy wzrost kryształków następował w wyniku resublimacji. Mogą też powstać miękkie krupy śnieżne lub lodowe utworzone ze zlepków zamarzniętych kropeł. Przy silnych prądach wstępujących mogą powstać gradziny o dużych wymiarach. Gdy śnieg lub krupy śnieżne opadną poniżej izotermy 0°C , mogą zacząć topnieć i dotrzeć do gruntu już całkowicie roztopione w postaci deszczu.

6.8. Klasyfikacja opadów

W zależności od warunków powstawania, opady atmosferyczne mogą występować w wielu postaciach, które związane są z określonym rodzajem chmur.

„Międzynarodowy atlas chmur” zalicza opady do tzw. hydrometeorów.

Definicja

Hydrometeor jest zjawiskiem (meteorem w znaczeniu meteorologicznym), składającym się ze zbioru cząsteczek wody w stanie ciekłym lub stałym, które opadają lub są unoszone w powietrzu, porywane przez wiatr z powierzchni Ziemi lub też są osadzane na przedmiotach znajdujących się na Ziemi lub w atmosferze.

Zaliczono tu: opady, mgłę, zamieć, osady cząstek stałych lub ciekłych wody; nie zaliczono chmur.

6.8.1. Rodzaje opadów atmosferycznych

Według „Międzynarodowego atlasu chmur”, 1959, najważniejsze postacie opadów, to:

- | | |
|------------------------|--|
| deszcz | – opad kropeł wody o średnicy większej od 0,5 mm , lub kropeł mniejszych i rzadkich.
Deszcz, którego krople zamarzają w momencie zetknięcia się z gruntem lub przedmiotem, nazywa się deszczem marznącym ; |
| mżawka | – gęsty, dość jednorodny opad składający się wyłącznie z bardzo drobnych kropeł o średnicy mniejszej niż 0,5 mm ; |
| śnieg | – opad z kryształków lodu, z których większość ma budowę rozgałęzioną (czasami w kształcie gwiazdek).
Opad składający się ze śniegu i deszczu (lub topniejącego śniegu) – deszcz ze śniegiem; |
| krupy śnieżne | – białe, nieprzeświecające ziarna lodu. Mają kształt kulisty lub stożkowaty, średnicę od 2 do 5 mm, są kruche, łatwo ulegają zgnieceniu, uderzając o twarde podłoże, odbijają się i rozpryskują. Często występują razem z opadami śniegu lub deszczu jako opady przelotne, gdy temperatura powietrza w pobliżu powierzchni ziemi wynosi około 0°C; |
| śnieg ziarnisty | – ziarna lodu jw., lecz o średnicy mniejszej od 2 mm , uderzając o twarde podłoże nie odbijają się i nie rozpryskują, opady słabe, lecz ciągłe; |
| ziarna lodowe | – ziarna lodowe przezroczyste lub przeświecające o kształcie kulistym lub nieregularnym, o średnicy do 5,0 mm . Wyróżniamy:
1) deszcz lodowy – zamarznięte krople lub płatki śniegu (po roztopieniu),
2) krupy lodowe – ziarna śniegu otoczone cienką warstwą lodu; |
| grad | – opad kulek lub bryłek lodu (gradziny) o średnicy 5÷50 mm, niekiedy większych, padających bądź oddzielnie, bądź jako zlepione nieregularne bryły. Gradziny wykazują często koncentryczne uwarstwienie – warstwy śniegu występują na przemian z warstwami lodu (wielokrotne przemieszczanie w chmurze w górę i w dół); |

słupki lodowe – (pył diamentowy) – opad nierozgałęzionych kryształków lodu w kształcie igiełek, słupków lub blaszek, często tak cienkich, że sprawiają wrażenie zawieszonych w powietrzu. Opady słupków lodowych występują w powietrzu o równowadze stałej, przy bardzo niskich temperaturach powietrza (obszary polarne).

W tablicy 6.10 zestawiono postacie opadów powstające w różnych chmurach.

Tablica 6.10

Postacie opadów powstających z różnych rodzajów chmur
(Holec, Tymański, 1973)

Opad \ Chmura	<i>As</i>	<i>Ns</i>	<i>Sc</i>	<i>Sf</i>	<i>Cu</i>	<i>Cb</i>
deszcz	+	+	+		+	+
mżawka				+		
śnieg	+	+	+			+
krupy śnieżne			+			+
śnieg ziarnisty				+		
deszcz lodowy	+	+				
krupy lodowe						+
grad						+
słupki lodowe				+		

Chmury *Ci*, *Cc*, *Cs* oraz *Ac* zbudowane z kryształków lodu nie dają opadów atmosferycznych.

Opady klasyfikuje się także według ich charakteru. Wyróżnia się:

opady ciągłe – jednostajne, długotrwałe, trwające od kilku do kilkunastu godzin. Pada deszcz lub płatki śniegu z chmur *As* i *Ns* (obejmują rozległy obszar). Tworzą się podczas powolnego ruchu wstępującego mas powietrza;

opady przelotne – trwające do kilkunastu minut, o wybitnie zmiennym natężeniu. Powstają z chmur *Cb*, *Cu*. Występują przy chwiejności atmosfery. Rozpoczynają się zwykle nagle i osiągają szybko duże natężenie i również raptownie się kończą, powtarzając się w krótkich odstępach czasu. Składają się z dużych kropel wody, dużych płatków śniegu, krup lodowych lub krup.

6.8.2. Opady gradu

Opady gradu występują u nas tylko w ciepłej porze roku, z chmur burzowych *Cumulonimbus* (*Cb*). Każda gradzina jest zbudowana z jądra, które zwykle stanowi krupa śnieżna (ale może być inna cząsteczka stała), pokrytego koncentrycznymi warstwami z przezroczystego i matowego lodu. Gradziny przeważnie mają kształty okrągłe, ale mogą też być nieregularne.

Koncentryczne warstewki lodu gradziny tworzą się, gdy gradziny wędrują „góra – dół” w chmurze. Intensywne prądy wznoszące, panujące w chmurze *Cb*, unoszą gradzinę w górną część chmury, gdzie panują temperatury ujemne i nie ma wody w postaci płynnej. Na jej powierzchni osiadają wówczas pojedyncze kryształki lodu oddzielone przestrzeniami powietrznymi, co nadaje tej warstewce kolor biały. W tej części chmury gradzina rośnie drogą sublimacji i po osiągnięciu odpowiednich rozmiarów zaczyna opadać. Opadając, dotrze teraz do niższej części chmury w obszar, w którym znajdują się kropelki wody przechłodzonej. Gradzina pokryje się tu warstwą szklistego lodu. Proces taki może powtarzać się wielokrotnie i z ilości warstewek można obliczyć, ile razy dana gradzina wędrowała w górę i w dół.

Tablica 6.11

Średnie rozmiary gradzin według Masona (Schmidt, 1972)

Dane	Wygląd zewnętrzny				
	ziarno	groch	winny owoc	orzech włoski	piłka tenisowa
Średnica w cm	0,6	0,6÷1,0	1,0÷2,0	2,0÷3,5	3,5÷7,5
Procentowy udział	1	64	24	10	1
Prędkość opadania [m/s]	1÷2	2÷6	6÷9	9÷12	12÷18
Prędkość opadania [km/h]	3,6÷7,2	7,2÷22	22÷33	33÷44	44÷65
Ciężar [G]		do 0,5	do 3,0		do 120

Gdy gradzina wypada poza obręb chmury, jej zewnętrzna otoczka zaczyna tajać (temperatura powietrza $t > 0$), tworząc wokół gradziny ciekłą warstewkę wody.

Gradziny, jako elementy ciężkie, opadają z dużą prędkością, która głównie zależy od ich ciężaru. Wymiary i prędkości opadania różnych gradzin przedstawiono w tablicy 6.11. W załączniku 3 zamieszczono zdjęcia autorki, przedstawiające gradziny i skutki gradobicia trwającego około 30 minut, które miało miejsce 27 maja 2007 roku w okolicach Gdańska. W skrajnych przypadkach gradobicie może objąć ogromne obszary – pasy terenu o szerokości kilkunastu kilometrów i długości kilkuset! Szkody wyrządzone w uprawach i gospodarce są w takich przypadkach ogromne.

Duże gradziny wypadają rzadko, bowiem do ich utworzenia konieczne jest połączenie miliardów kropeł w chmurze, np. aby powstała gradzina o średnicy 3 cm, musi dojść do połączenia 10 mld kropeł! W przeciętnej chmurze burzowej muszą połączyć się krople ze 100 m³ chmury. Z tego powodu zwykle opad gradu trwa tylko kilka do kilkudziesięciu minut. Ze względu jednak na szkody, jakie powoduje gradobicie, problem rozpydzenia chmur gradowych jest niezwykle istotny.

6.8.3. Podział genetyczny opadów

W zależności od warunków powstawania, opady mogą być wewnątrzmasowe lub frontalne, podobnie jak chmury, z których powstają.

Opady frontalne

Opady frontalne towarzyszą frontom atmosferycznym, kiedy to wilgotne i ciepłe powietrze jest spychane w górne warstwy troposfery, gdzie ulega ochłodzeniu, w następstwie czego następuje kondensacja pary wodnej i powstaje opad.

W przypadku **frontu ciepłego** kondensacja pary wodnej prowadzi do powstania chmur deszczowych *Nimbostratus* (Ns) oraz chmur *Altostratus* (As), które dają słaby deszcz. Chmury bezdeszczowe *Cirrostratus* (Cs) i *Cirrus* (Ci) są zwiastunami nadciągającego frontu ciepłego.

Opady frontu ciepłego z chmur Ns mają najczęściej charakter ciągły i małą intensywność. Strefa opadów rozciąga się na szerokości 300÷400 km, a front przemieszcza się z prędkością 20÷40 km/h. Opady te trwają niekiedy 7, a nawet 15 godzin.

Frontowi chłodnemu towarzyszą często burze i porywiste wiatry, a także niekiedy grad. Ciepłe wilgotne powietrze mniej lub bardziej gwałtownie wznosi się na duże wysokości, gdzie szybko się ochładza, w wyniku czego powstają chmury burzowe *Cumulonimbus* Cb. Opady są na ogół intensywne, lecz krótkotrwałe. Szerokość strefy opadów wynosi około 60÷80 km, a opady trwają zwykle 30÷60 minut.

Fronty okluzji powstają wskutek tego, że fronty chłodne przemieszczają się szybciej niż front ciepły i doganiają go. Fronty te są kombinacją frontu chłodnego z ciepłym, dzięki czemu występują zjawiska pogodowe typowe zarówno dla frontu ciepłego, jak i chłodnego. Wąski pas niepogody na froncie chłodnym występuje wzdłuż powierzchni okluzji w połączeniu z szerokim pasem niepogody, typowym dla frontu ciepłego.

Opady wewnątrzmasowe

Opady wewnątrzmasowe powstają wewnątrz rozległych mas ciepłego i wilgotnego powietrza. Rozróżnia się przy tym opady **konwekcyjne**, **cykloniczne** i opady **orograficzne**.

Opady konwekcyjne powstają w stosunkowo ciepłym klimacie lub ciepłej porze roku, gdy jest bardzo intensywne parowanie z powierzchni Ziemi (oceanów), przy prawie bezwietrznej pogodzie. Silne nagrzewanie powietrza przy powierzchni Ziemi powoduje powstanie prądów konwekcyjnych (wznoszących), skutkiem czego para wodna unoszona jest w górne warstwy troposfery, gdzie ulega kondensacji. Powstają chmury deszczowe i deszczowo-burzowe *Cumulus* (Cu) i *Cumulonimbus* (Cb), które w godzinach popołudniowych i wieczornych dają gwałtowny, intensywny, choć krótkotrwały opad. Często towarzyszy mu burza z wyładowaniami elektrycznymi i silnym, porywistym wiatrem. Deszcz obejmuje swoim zasięgiem mały obszar 50÷100 km².

Opady orograficzne powstają wówczas, gdy ciepłe i nasycone masy powietrza na drodze swego przemieszczania się napotykają barierę w postaci pasma górskiego. Wznosząca się para wodna ochładza się i kondensuje, a powstałe chmury dają deszcz, który najczęściej obficie zlewa nawietrzne stoki gór. Obszar opadów jest nieruchomy, może nastąpić więc akumulacja opadów na ograniczonej powierzchni.

Opady cykloniczne towarzyszą przejściu układów niżowych (cyklonów), zarówno w układach frontowych, jak i niefrontowych. Powstają w wyniku konwergencji (zbieżności poziomej) prądów powietrza. Powietrze otaczające obszar niskiego ciśnienia napływa z zewnątrz do wnętrza tego obszaru, wypychając do góry powietrze miejscowe. Powietrze to, unosząc się, ulega ochłodzeniu, osiągając na pewnej wysokości punkt rosy. Powstają chmury i opady. Zasięg obszarowy takich opadów może być duży, setki do dziesiątków tysięcy km².

Najczęściej wpływ na tworzenie się opadu ma kilka mechanizmów jednocześnie, i tak np. efekt orograficzny w połączeniu konwekcją powoduje intensyfikację opadów.

6.8.4. Osady atmosferyczne

Produkty kondensacji pary wodnej, osadzające się w stanie ciekłym lub stałym na przedmiotach znajdujących się na powierzchni Ziemi lub w atmosferze, nazywają się osadami atmosferycznymi. Należą również do hydrometeorów. Najważniejsze z nich, to:

Rosa – kropelki wody tworzące się na powierzchni gruntu i przedmiotach znajdujących się na niej. Rosa powstaje w wyniku kondensacji oziębiającego się – poniżej temperatury punktu rosy – powietrza otaczającego. Również gdy ciepłe i wilgotne powietrze styka się z zimnymi przedmiotami, których temperatura jest poniżej punktu rosy, powstaje rosa (tzw. pocenie się powierzchni przedmiotów).

Szron – jest to osad lodu o wyglądzie krystalicznym. Przyjmuje kształt łusek, igieł, piór lub wachlarzy. Powstaje w podobny sposób jak rosa, lecz w temperaturze poniżej 0°C.

Szadź – (sadz) jest to osad lodu, utworzony z ziarenek mniej lub więcej rozdzielonych pęcherzykami powietrza, ozdobiony niekiedy rozgałęzionymi kryształkami. Szadź powstaje przy nagłym zamarzaniu bardzo małych przechłodzonych kropelek wody (mgły lub chmury), narastając niekiedy do znacznych grubości. Osadza się na krawędziach przedmiotów, na gruncie po stronie nawietrznej.

Gołoledź – jest to osad lodu jednorodny i przezroczysty, powstały wskutek zamarznięcia przechłodzonych kropelek mżawki lub deszczu na powierzchni (na drodze, samolocie itp.) o temperaturze około 0°C (nieco niżej lub wyżej).

Poza opadami i osadami atmosferycznymi wyróżnia się jeszcze inne zjawiska należące do hydrometeorów. Są to:

Pył wodny – zbiór kropelek wody porywanych przez wiatr z rozległej powierzchni wody, głównie z grzbietów fal i unoszonych w powietrzu na niewielką wysokość.

Trąba wodna – wir powietrzny powstający w chmurze *Cb*, przyjmujący kształt kolumny lub leja, który szerszym końcem sięga powierzchni chmury, a węższym powierzchni wody. Na skutek silnego zasysania wody w dolnej części trąby tworzy się wirujący słup wodny. Początkowo trąba zachowuje położenie pionowe, później jej górna część odchyła się od pionu i odrywa od chmury.

Zamieć śnieżna niska – zbiór cząstek śniegu podnoszonych przez wiatr na małą wysokość nad powierzchnią Ziemi. Na wysokości obserwatora widzialność nie jest wyraźnie zmniejszona.

Zamieć śnieżna wysoka – jest to zbiór cząstek śniegu podnoszonych przez wiatr na dużą lub dość dużą wysokość. Na wysokości oczu obserwatora widzialność pozioma bardzo mała.

Do hydrometeorów należy również mgła omówiona w punkcie 6.6.

6.9. Sztuczne wywoływanie opadów

Próby nad sposobami sztucznego oddziaływania na proces tworzenia się opadu prowadzone są od dawna – zarówno w kierunku rozpraszania chmur, aby zapobiegać opadom, jak i przeciwnie, aby ułatwiać kondensację i wywoływać opady.

Metody pobudzania chmur do opadu polegają na stwarzaniu impulsów wywołujących reakcję łańcuchową opadu. Takimi impulsami mogą być przede wszystkim substancje higroskopijne, silnie oziębione i inne, służące jako jądra kondensacji, ale również odpowiednie impulsy elektryczne i akustyczne. Substancje te mogą być rozpylane z samolotów, wystrzeliwane z ziemi lub wprowadzane do chmur w inny sposób. Praktyczne zastosowanie tych metod, to: rozbrajanie chmur gradowych, rozładowanie chmur silnie naelektryzowanych, zapobieganie opadom w jednym miejscu i kierowaniu ich w inne, rozpędzanie mgły, wywoływanie opadów, zwalczanie oblodzenia samolotów itp.

Pierwsze próby wywołania deszczu przeprowadzono już w 1946 roku w USA. Zastosowano wówczas rozsiany z samolotu tzw. suchy lód, czyli zestalony dwutlenek węgla (CO_2). W wielu krajach: USA, Francji, Włoszech stosowano jodek srebra AgJ do rozpędzania chmur gradowych, a ściślej mówiąc, na dokonanie zamiany niszczącego gradu na deszcz.

Obecnie na świecie również stosuje się podobne sposoby. Zestalony dwutlenek węgla i jodek srebra stosuje się w chmurach, w których znajdują się kryształki lodu. Związki te, wprowadzone do chmury, tworzą jądra krystalizacji i dają początek opadowi atmosferycznemu.

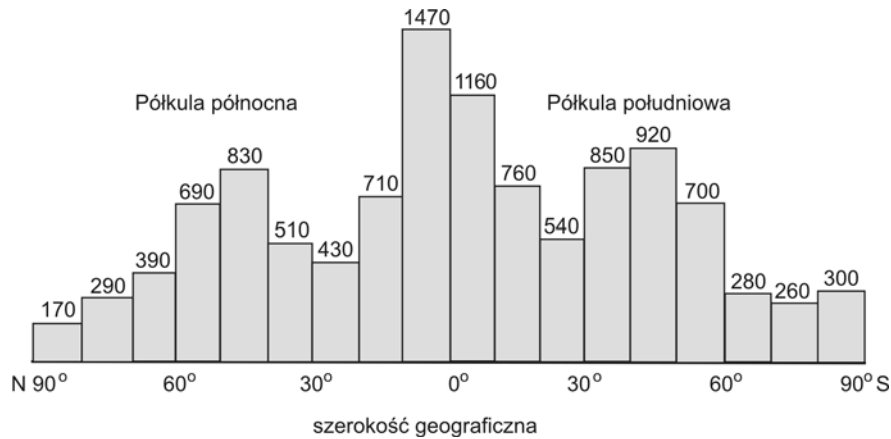
W chmurach ciepłych, zbudowanych tylko z kropelek wody, stosuje się metodę „zakraplania chmury”. Metoda ta polega na wprowadzeniu w dolne warstwy chmury kropelek wody o średnicy około $50\text{ }\mu\text{m}$ tak, że podczas unoszenia się i opadania łączą się one z kropelkami budującymi chmurę i dzięki temu mogą rosnąć do wymiarów umożliwiających ich opadanie na ziemię.

Należy także dodać, że w sztucznym wywoływaniu opadów wykorzystuje się tylko wodę i parę wodną znajdującą się w atmosferze nad danym obszarem. Jak dotąd, nie ma też możliwości odtworzenia chmury, z której już wypadał deszcz. Z doświadczeń wynika także, że stosując „obsiewanie” chmur, można zwiększyć opad o $10\div 30\%$ na obszarze kilkudziesięciu kilometrów; skutki takich zabiegów mogą być obserwowane w odległości do 200 km.

6.10. Rozkład opadów na kuli ziemskiej

Ilość opadów mierzy się wysokością w mm słupa wody opadłej na powierzchnię przy założeniu, że woda nie paruje, nie wsiąka i nie odpływa.

Rozkład opadów (sumy roczne) na naszym globie przedstawiono na rys. 6.14 i 6.15.



Rys. 6.14. Rozmieszczenie opadów rocznych w mm na kuli ziemskiej.
Zależność opadów od szerokości geograficznej (Dębski, 1959)

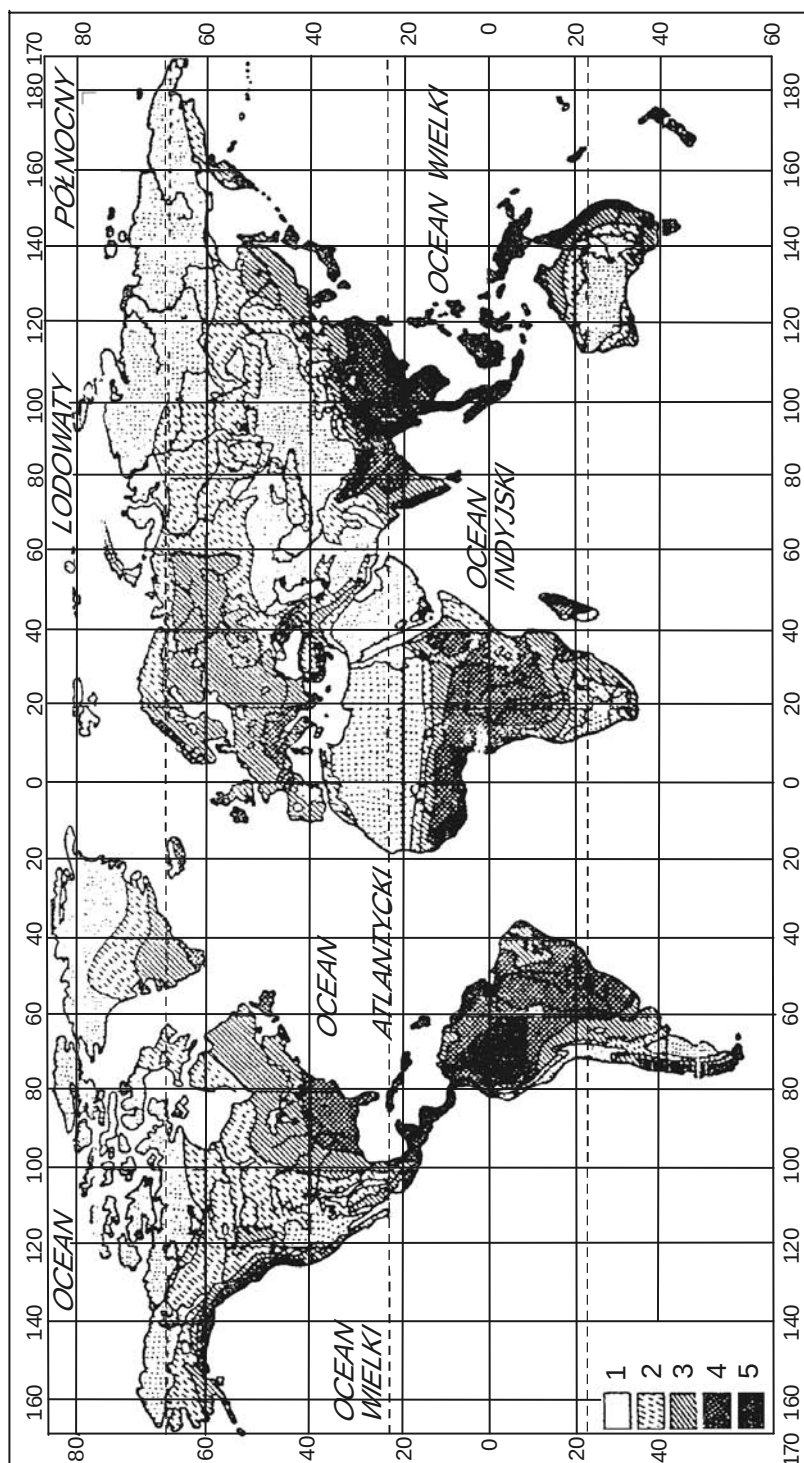
Na rozkład opadów na kuli ziemskiej oprócz strefowego rozkładu temperatur ma wpływ cyrkulacja atmosferyczna, działalność cyklonalna i przeważające kierunki wiatru, a także rozmieszczenie lądów i mórz oraz ukształtowanie terenu.

Wysokie sumy opadów rocznych, często ponad 2000÷3000 mm, występują w strefie międzyzwrotnikowej ($\varphi = 0^\circ \div 20^\circ$ N i S). Związane są z wysokimi temperaturami i dużą zawartością pary wodnej w atmosferze, a także z silnymi prądami wstępującymi w strefie zbieżności pasatów. Duży wpływ na podwyższenie sumy opadów ma górzystość terenu. Znacznie wyższe opady występują na zboczach nawietrznych, np. na Hawajach nawet do 10 000 mm rocznie, a wyraźnie mniejsze na stokach zawietrznych. Najobfitsze opady występują w strefie działalności monsunowej: Indie, Birma, Indonezja. Miejscem o najwyższych opadach są podnóża Himalajów, np. stacja Czerrapundzi, średnio opad 12 700 mm rocznie! Rekordowa suma w okresie obserwacji wyniosła 26 000 mm, najniższa – 7000 mm.

Strefa podzwrotnikowa szerokości geograficznych $\varphi = 20^\circ \div 40^\circ$ N i S jest natomiast strefą wybitnie suchą. Średnie roczne sumy opadu są niższe od 250 mm, a nawet od 100 mm. Przyczynami tak małej ilości opadów są obszary wysokiego ciśnienia, prądy zstępujące, wysoka temperatura, niska wilgotność i małe zachmurzenie. W strefie tej znajdują się wielkie pustynie: Sahara, Arabska, Australijska. Niskie opady obserwuje się również na innych pustyniach leżących na wyższych szerokościach geograficznych w głębi kontynentów, w cieniu pasm górskich, np. Gobi, Kara-Kum, Atacame w Chile, leżąca w cieniu Kordyliery.

Wilgotniejsze obszary w tej strefie występują w basenie Morza Śródziemnego, gdzie roczne opady wynoszą od 400 do 800 mm.

Strefa umiarkowana (szerokości $\varphi = 40^\circ \div 60^\circ$ N i S) charakteryzuje się silną działalnością cyklonalną, dużym zachmurzeniem chmurami. Sumy opadów są tu znacznie zróżnicowane – średnio ok. 500 mm, od 250 mm w głębi lądów do 1000 mm na wybrzeżach oceanów i pod wpływem wiatrów zachodnich. Również i tu duże zróżnicowanie wynika z ukształtowania terenu – na stokach nawietrznych gór (Kordyliery, Góry Skandynawskie itp.) opady dochodzą do 2000 mm, natomiast na zawietrznych poniżej 600 mm.



Rys. 6.15. Mapa izohiet wysokości opadu rocznego: 1) do 250 mm, 2) 250÷500 mm, 3) 500÷1000 mm, 4) 1000÷2000 mm, 5) ponad 5000 mm (Schmidt, 1972)

W strefie wysokich szerokości $\varphi > 60^\circ$ N i S, obserwuje się obniżenie sum opadowych do ok. 250 mm, a nawet niżej. Mimo intensywnej działalności cyklonalnej i dużego zachmurzenia, wobec niskiej temperatury powietrza zawartość pary wodnej w powietrzu jest mała, wodność chmur niewielka, opady są wprawdzie częste, ale mało obfite. Wyjątkiem jest tu Islandia, która wyróżnia się wysokimi opadami. W jej sąsiedztwie znajduje się stały ośrodek działalności cyklonalnej (niż islandzki), który wpływa na wielkość opadów w południowej części wyspy, osiągających nawet 2000 mm. W północnej części wyspy opady są natomiast małe i wynoszą tylko 300÷400 mm rocznie.

W rozkładzie opadów uwidacznia się również wpływ ciepłych prądów morskich, które wyraźnie zwiększają opady na sąsiadujących wybrzeżach, np. Prąd Zatokowy – u wybrzeży Florydy i Anglii, Północnoatlantycki – u wybrzeży Irlandii. Zimne prądy z kolei mają wpływ przeciwny – powodują spadek opadów w sąsiedztwie.

Obserwowane maksymalne sumy dobowe opadów również występują na obszarach o najwyższych wartościach rocznych. W Czerrapundzi zaobserwowano 1040 mm w ciągu doby, na Filipinach – 1168 mm! Odpowiada to 2-letniemu opadowi w Gdańsku! Najniższe sumy roczne opadów obserwuje się w pasie pustyń. Zdarzają się lata, gdy opad roczny wynosi 0. Na przykład w Chile, w stacji Arica, obserwuje się opady roczne rzędu 0,6÷1,5 mm, a często 0 mm.

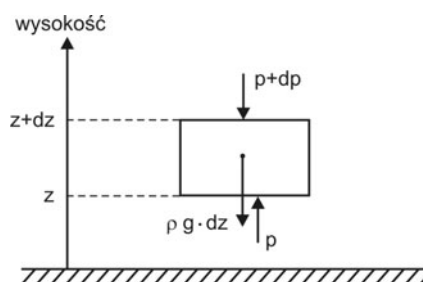
Ciśnienie atmosferyczne

7.1. Zmiany ciśnienia powietrza

Rozkład ciśnienia powietrza w przestrzeni można przedstawić za pomocą powierzchni, które w każdym punkcie mają jednakową **wartość ciśnienia, czyli powierzchni izobarycznych**. Mają one skomplikowane kształty i różnorodne nachylenie. W wyniku przecięcia powierzchni izobarycznych płaszczyznami poziomymi powstają **izobary**. Każda izobara jest miejscem geometrycznym punktów o jednakowym ciśnieniu.

Główną cechą pionowego rozkładu ciśnienia jest spadek ciśnienia z wysokością. Wartość tego spadku zależy od gęstości powietrza, która z kolei jest funkcją temperatury i wilgotności.

Rozpatrując atmosferę nieruchomą względem Ziemi i równoległe, poziome powierzchnie izobaryczne, można wydzielić w słupie powietrza o jednostkowym przekroju pewną objętość (rys. 7.1).



Rys. 7.1. Siły działające na jednostkę masy w atmosferze

Na dolną powierzchnię (na wysokości z) działa ciśnienie p , skierowane ku górze, na górną działa ciśnienie $p + dp$, skierowane ku dołowi. Siły na boczne ścianki można pominąć, gdyż równoważą się jako równe sobie i przeciwnie skierowane. Na wydzielony element objętości działa jeszcze siła ciężkości równa $\rho \cdot g \cdot dz$. Z założenia powietrze jest w spoczynku, suma wszystkich sił równa się więc zero. Równanie sumy sił ma postać:

$$-(p + dp) + p - \rho g dz = 0, \quad (7.1)$$

stąd:

$$-dp = \rho g dz \quad (7.2)$$

oraz

$$-\frac{dp}{dz} = \rho g. \quad (7.2a)$$

Jest to równanie statyki atmosfery. Wynika z niego, że przy wzroście wysokości o dz ciśnienie musi zawsze maleć o dp , gdyż iloczyn $\rho \cdot g$ jest dodatni. Natomiast ze spadkiem wysokości ciśnienie zawsze rośnie.

Zmiany ciśnienia w kierunku pionowym są funkcją gęstości ρ i przyspieszenia ziemskiego g . Ponieważ przyspieszenie g maleje w kierunku równika, spadek ciśnienia przy jednakowej zmianie wysokości będzie tu mniejszy niż nad biegunami. Przyspieszenie ziemskie g zmienia się bardzo mało, głównym czynnikiem wpływającym na zmiany ciśnienia jest gęstość powietrza ρ , która maleje szybko wraz z wysokością. W zależności od gęstości tym samym przyrostom wysokości będą odpowiadały różne zmiany ciśnienia. W dolnych warstwach atmosfery, przy tych samych przyrostach wysokości, spadek ciśnienia jest zatem szybszy niż w górnych.

Zgodnie z równaniem stanu gazu, dla powietrza suchego istnieje następująca zależność między gęstością ρ a ciśnieniem p :

$$\rho = \frac{p}{R_p T}, \quad (7.3)$$

gdzie: R_p – stała gazowa powietrza suchego,

T – temperatura powietrza w Kelwinach.

Podstawiając to wyrażenie do równania statyki atmosfery, otrzymujemy równanie:

$$-dp = \frac{p \cdot g}{R_p \cdot T} dz. \quad (7.4)$$

Wynika z niego, że – przy jednakowej zmianie wysokości – zmiana ciśnienia w powietrzu cieplejszym będzie mniejsza, niż w chłodnym.

Wyniki pomiarów ciśnienia wykonanych na różnych wysokościach są nieporównywalne ze względu na zmianę ciśnienia w pionie. W celu wyeliminowania wpływu wysokości sprowadza się wyniki pomiarów ciśnienia do wspólnego poziomu – poziomu morza. Przeliczanie ciśnienia do wspólnego poziomu odbywa się za pomocą tzw. **wzorów barometrycznych**, wyprowadzonych z równań statyki atmosfery i równania stanu gazu. Całkując równanie (7.4) w granicach od p_1 do p_2 i od z_1 do z_2 , otrzymuje się:

$$\int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{p} = \frac{-g}{R_p} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{T},$$

$$p_2 = p_1 \cdot \exp \left[-\frac{g}{R_p \cdot T_m} (z_2 - z_1) \right], \quad (7.5)$$

gdzie: T_m – średnia temperatura warstwy o grubości $(z_2 - z_1)$,

p_1, p_2 – ciśnienia odpowiednio na poziomach z_1 i z_2 .

Równanie (7.5) jest to tzw. barometryczny wzór wysokościowy.

W praktyce wzór ten przekształca się, wprowadzając logarytmy dziesiętne i podstawiając wartości liczbowe stałych. Uwzględniając ponadto wpływ wilgotności powietrza na jego gęstość, zmianę przyspieszenia ziemskiego z szerokością geograficzną i wysokością, otrzymuje się wzór **Laplace’a** na różnicę wysokości z_2 i z_1 , na których znamy ciśnienie:

$$\Delta z = z_2 - z_1 = 18400 (1 + \alpha_m) \left(1 + 0,378 \frac{e}{p} \right) (1 + 0,0026 \cdot \cos 2\varphi) \cdot (1 + \beta \cdot z) \lg \frac{p_1}{p_2}, \quad (7.6)$$

gdzie: $\alpha = 1/273$ – współczynnik rozszerzalności gazów,

t_m – temperatura średnia warstwy $z_2 - z_1$ [$^{\circ}\text{C}$],

e – wilgotność aktualna powietrza wyrażona prężnością pary wodnej w powietrzu [hPa],

p – średnie ciśnienie w warstwie $z_2 - z_1$ [hPa],

φ – szerokość geograficzna miejsca pomiaru,

β – współczynnik równy:

$\beta = 3,14 \cdot 10^{-7}$ l/m w swobodnej atmosferze,

$\beta = 1,96 \cdot 10^{-7}$ l/m w górnych warstwach atmosfery,

p_1, p_2 – ciśnienia odpowiednio na poziomach z_1 i z_2 .

W warstwach o niedużej grubości (do 2000 m) stosuje się często uproszczony wzór Babineta:

$$z_2 - z_1 = 2 \cdot H_o \frac{p_1 - p_2}{p_1 + p_2} (1 + \alpha_m), \quad (7.7)$$

gdzie: H_o – wysokość tzw. atmosfery jednorodnej (przy $\rho = \text{const.}$), nazywana również lokalną wysokością charakterystyczną atmosfery, pozostałe oznaczenia j.w.

Przyjmując w równaniu (7.5) stałą temperaturę T_m oraz stałe ρ i R , można je napisać w postaci (licząc wysokość z od powierzchni Ziemi, a więc $z_1 = 0$ a $z_2 = z$):

$$p = p_o \cdot e^{-\frac{z}{H_o}}. \quad (7.8)$$

Parametr H_o można również zdefiniować z równania (7.5) za pomocą wyrażenia:

$$H_o = \frac{R_p \cdot T_m}{g}. \quad (7.9)$$

Przyjmując: $R_p = 287 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$, $T = 273 \text{ K}$ oraz $g = 9,8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$, otrzymujemy:

$$H_o = 8000 \text{ m} = 8 \text{ km}. \quad (7.10)$$

Ponieważ jednak zarówno g jak i temperatura T są zmienne z wysokością, H_o zmienia się również, lecz do wysokości 100 km tylko w zakresie od 5 do 9 km.

Często jest stosowana inna interpretacja parametru H_o jako tzw. atmosfery jednorodnej. W interpretacji tej przyjmuje się wartości średnie temperatury, ciśnienia i gęstości powietrza w atmosferze na powierzchni Ziemi odpowiednio: T_o , p_o i ρ_o , stąd:

$$H_o = \frac{p_o}{\rho_o \cdot g_o}. \quad (7.11)$$

Parametr H_o jest więc grubością warstwy, jaką pokryłaby Ziemię atmosfera jednorodna o gęstości ρ_o i wywierająca na jej powierzchnię ciśnienie p_o .

Wzory barometryczne służą do tzw. niwelacji barometrycznej, czyli do określania różnicy wysokości w atmosferze, jeśli znane jest ciśnienie na dwóch poziomach oraz temperatura warstwy powietrza między nimi.

Do przybliżonej oceny zmiany ciśnienia z wysokością można stosować tzw. stopień baryczny – wielkość określającą przyrost wysokości, odpowiadający zmianie ciśnienia o 1 mbar (hPa). Z podstawowego równania statyki (7.2) otrzymujemy wzór:

$$h_b = \frac{-dz}{dp} = \frac{dp}{\rho g} = \frac{RT \cdot dp}{gp}. \quad (7.12)$$

Stopień baryczny jest odwrotnie proporcjonalny do wartości ciśnienia i wprost proporcjonalny do temperatury powietrza. Jest tym większy im większa jest wysokość (a więc niższe ciśnienie i gęstość powietrza).

Przykładowo, na poziomie morza, $dp = 1$ hPa, $p = 1000$ hPa, przy temperaturze $t = 20^\circ$:

$$h_b = \frac{287 \cdot 293 \cdot 1}{9,81 \cdot 1000} \sim 8,5 \text{ m}$$

dla temperatury $t = 0^\circ$:

$$h_b \cong 8 \text{ m}.$$

Różnica wysokości dwóch powierzchni izobarycznych jest tym większa, im wyższa jest średnia temperatura powietrza między nimi. Wynika stąd, że powierzchnie izobaryczne są wypukłe nad obszarami ciepłymi i wklęsłe nad obszarami chłodnymi. Rozkład powierzchni izobarycznych w atmosferze charakteryzuje więc nie tylko pole ciśnienia, ale również, w sposób pośredni, pole temperatur.

7.2. Izobary. Układy baryczne

Przecięcie powierzchni izobarycznej dowolną płaszczyzną poziomą wyznacza na niej linie stałego ciśnienia, czyli izobary. W codziennej praktyce synoptycznej mapy izobar wykreśla się dla ciśnienia na poziomie morza, nanosząc na blankiet mapy sprowadzone do poziomu morza wyniki jednoczesnych pomiarów ciśnienia z wielu miejsc. Następnie punkty o jednakowej wartości ciśnienia łączy się, otrzymując izobary, które nanosi się tak, żeby różnica ciśnienia między nimi była stała – najczęściej 5 mbar. Na podstawie wartości i kształtu izobar wyróżnia się typowe układy baryczne (rys. 7.2).

Niż (N)

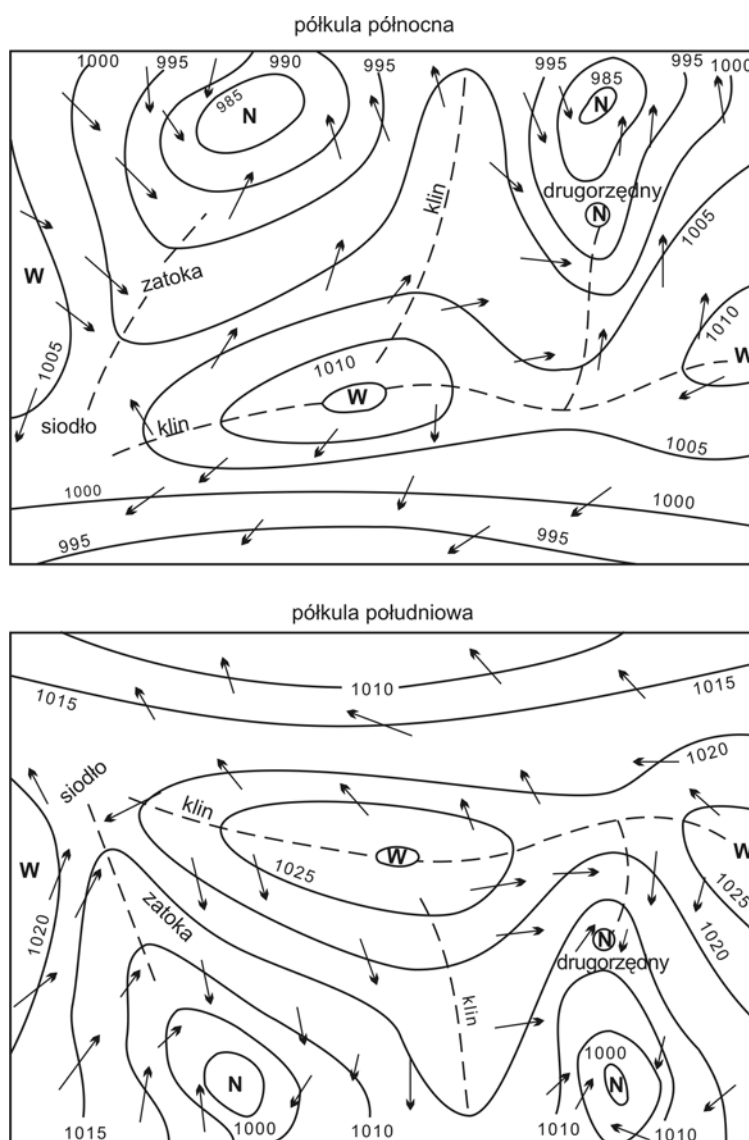
Jest to obszar atmosfery, w którym ciśnienie jest niższe od ciśnienia na obszarze otaczającym (na tym samym poziomie). Na mapie reprezentuje go układ zamkniętych izobar, wewnątrz którego mieści się najniższa wartość ciśnienia.

Niż drugorzędny

Znajduje się na obszarze (zwykle na skraju) bardziej obszernego niżu głównego, charakteryzuje się co najmniej jedną odrębną, zamkniętą izobarą.

Zatoka

Jest to obszar atmosfery, w którym ciśnienie jest obniżone, położony pomiędzy dwoma obszarami o ciśnieniu wyższym (na tym samym poziomie). Izobary w zatoce przebiegają w kształcie litery „V”, lub są prawie prostoliniowe i równoległe względem siebie. Linia łącząca punkty o największej krzywiznie izobar (lub o najmniejszej wartości ciśnienia), to oś zatoki.



Rys. 7.2. Typowe układy baryczne: W – wyż, N – niż
(Holec, Tymański, 1973)

Wyż (W)

Jest to obszar atmosfery, w którym ciśnienie jest wyższe od ciśnienia otaczającego na tym samym poziomie. Reprezentowany jest na mapie jako układ zamkniętych izobar, wewnątrz którego znajduje się najwyższa wartość ciśnienia.

Klin

Jest to obszar atmosfery o podwyższonym ciśnieniu, położony pomiędzy dwoma obszarami o ciśnieniu niższym. Charakteryzują go izobary w kształcie litery U, lub prawie prostoliniowe. Linia łącząca punkty o największej krzywiznie izobar (lub punkty o najwyższej wartości ciśnienia), to oś klina.

Siodło

Jest to obszar pomiędzy dwoma niżami (lub zatokami) i dwoma wyżami (lub klinami) ułożonymi na krzyż. Punkt siodłowy leży w środku siodła.

Każdy z wymienionych układów barycznych jest odzwierciedleniem rozkładu powierzchni izobarycznych w bezpośrednim sąsiedztwie powierzchni Ziemi. Nad układami podwyższonego ciśnienia powierzchnie izobaryczne są wypukłe, a nad układami obniżonego ciśnienia – wklęsłe. Ważną charakterystyką pola ciśnienia jest również krzywizna izobar. Jeżeli wypukłość izobary skierowana jest ku ciśnieniu wyższemu, to krzywiznę izobary określa się jako **cyklonalną**, jeżeli ku ciśnieniu niższemu – jako **antycyklonalną**.

7.3. Mapy powierzchni izobarycznych

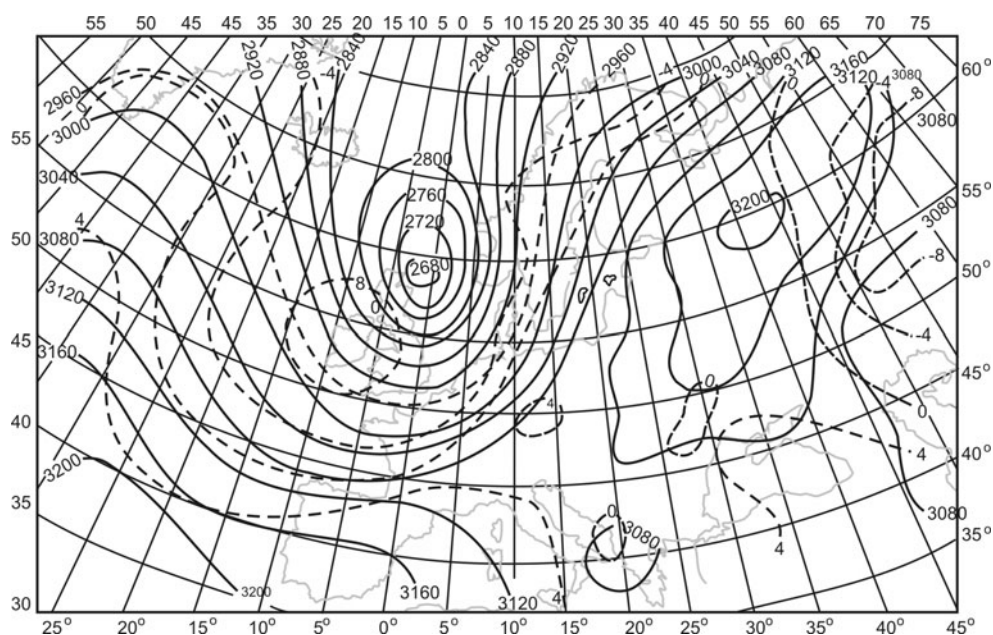
Mapy powierzchni izobarycznych służą do zobrazowania pola ciśnienia w atmosferze na różnych wysokościach nad poziomem morza i nazywa się je mapami topografii barycznej. Wyróżnia się mapy topografii **bezwzględnej** i topografii **względnej** (mapy grubości warstwy).

Mapy topografii bezwzględnej otrzymuje się, nanosząc na mapę wysokości punktów znajdujących się na określonej powierzchni izobarycznej (np. 700 mbar), a następnie po połączeniu punktów o jednakowej wysokości uzyskuje się linie, tzw. **izohipsy**.

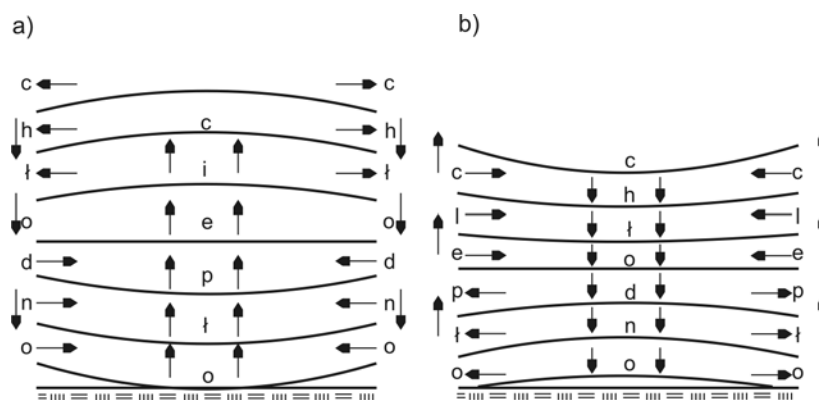
Według rozkładu i wartości izohips na mapie topografii bezwzględnej można ocenić rozkład ciśnienia w tej warstwie atmosfery, przez którą przechodzi dana powierzchnia izobaryczna (rys. 7.3). W obszarach obniżonego ciśnienia powierzchnie izobaryczne są wklęsłe (izohipsy o niższych wartościach), a podwyższonego – wypukłe (izohipsy o większych wartościach).

W praktyce synoptycznej mapy topografii bezwzględnej kreśli się dla wybranych powierzchni – głównie 850, 700, 500 300, 200 i 100 mbar. Odpowiadają im następujące średnie wysokości: 1500, 3000, 5500, 9000, 12000 i 16000 m. Średnia wysokość powierzchni 1000 mbar wynosi 130 m, a jej izohipsy mają przebieg zbliżony do izobar na poziomie morza. Dlatego nie wykreśla się dla niej map topografii bezwzględnej.

Na mapach **topografii względnej** nanosi się przewyższenie jednej powierzchni izobarycznej nad inną. Najczęściej wykonuje się mapę przewyższenia powierzchni 500 mb nad 1000 mbar. Ponieważ stopień baryczny wzrasta ze wzrostem temperatury, różnica wysokości dwóch powierzchni izobarycznych jest tym większa, im wyższa jest średnia temperatura warstwy powietrza pomiędzy tymi powierzchniami (rys. 7.4). Mapy topografii względnej służą więc również do określania dużych obszarów ciepła i chłodu w troposferze.



Rys. 7.3. Mapa topografii bezwzględnej powierzchni izobarycznej 700 mbar, dn. 6.IX.1967: — izohipsy, --- izotermi (Holec, Tymański 1973)



Rys. 7.4. Schemat rozkładu powierzchni izobarycznych i ruchów powietrza w obszarach: a) ciepła, b) chłodu (Holec, Tymański, 1973)

7.4. Poziomy gradient ciśnienia

Gradient ciśnienia (gradient baryczny) jest wektorem skierowanym wzdłuż normalnej do powierzchni izobarycznej, w kierunku niższej wartości ciśnienia (w przestrzeni). Określa on zmianę ciśnienia przypadającą na jednostkę odległości w kierunku największego

spadku ciśnienia w przestrzeni. Obliczyć go można jako pochodną ciśnienia w kierunku normalnej do powierzchni izobarycznej.

$$G = \frac{-dp}{dn}, \quad (7.13)$$

gdzie: G – gradient ciśnienia.

p – ciśnienie,

n – odległość wzdłuż normalnej do powierzchni izobarycznej.

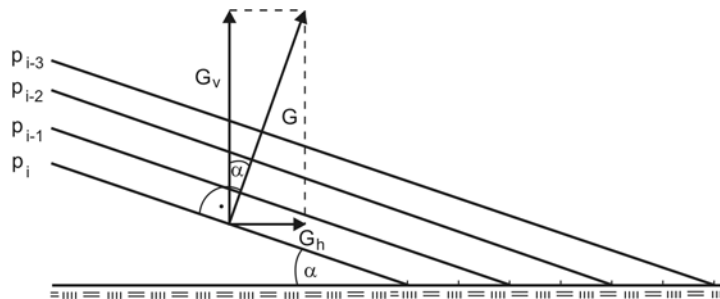
Aby otrzymać przyspieszenie wywołane gradientem ciśnienia, należy wyrażenie to pomnożyć przez objętość właściwą, czyli podzielić przez gęstość ρ . Otrzymuje się:

$$G' = \frac{-1}{\rho} \frac{dp}{dn}, \quad (7.14)$$

gdzie: G' – przyspieszenie wywołane gradientem ciśnienia,

$1/\rho = v$ – objętość właściwa.

Gdyby powierzchnie izobaryczne były poziome, czyli równoległe do morza, gradient ciśnienia byłby pionowy. Powierzchnie te są jednak zwykle odchylone od poziomu, gradient ciśnienia odchyła się więc od pionu o kąt α , jaki powierzchnia izobaryczna tworzy z poziomem. Zwykle kąt α jest bardzo mały ($\tan \alpha \approx 0,0001 \div 0,001$). Z nachylenia gradientu ciśnienia wynika, że wektor gradientu ciśnienia będzie miał zarówno składową pionową, jak i poziomą. Stosunek składowej poziomej do składowej pionowej równy jest tangensowi kąta α (rys. 7.5). Wynika stąd, że składowa pionowa jest bardzo duża w stosunku do poziomej. Składowa ta jest jednak równoważona przez pionową siłę ciężkości i nie ma praktycznie wpływu na ruch powietrza. Istotna jest składowa pozioma gradientu ciśnienia, która jest główną przyczyną poziomego ruchu powietrza. W dalszej części będziemy zajmować się wyłącznie składową poziomą gradientu ciśnienia, mówiąc poziomy gradient ciśnienia lub po prostu gradient ciśnienia.



Rys. 7.5. Gradient ciśnienia G i jego składowe: G_v – składowa pionowa, G_h – składowa pozioma, p_i, p_{i-1} – przekroje powierzchni izobarycznych (oprac. własne)

Gradient poziomy ciśnienia jest wektorem skierowanym w stronę niższego ciśnienia wzdłuż linii normalnej do izobar. Zwrot określa kierunek, wzdłuż którego ciśnienie maleje najszybciej. Wartość gradientu wyznacza się stosunkiem różnicy ciśnienia do umownie przyjętej jednostki długości Δn , równej długości południka odpowiadającej kątowi 1° ($\Delta n = 111,3$ km):

$$G = \frac{\Delta p}{\Delta n} \left[\frac{\text{milibar}}{1^\circ \text{południka}} \right], \quad (7.15)$$

gdzie: Δn – jednostka długości, umownie przyjęta długość łuku południka, odpowiadająca kątowi 1° , równa 60 nm (mil morskich) = 111,3 km.

Zagęszczenie izobar na mapie świadczy o dużym gradiencie ciśnienia (izobary kreśli się ze stałym krokiem, najczęściej $\Delta p = 5$ mbar).

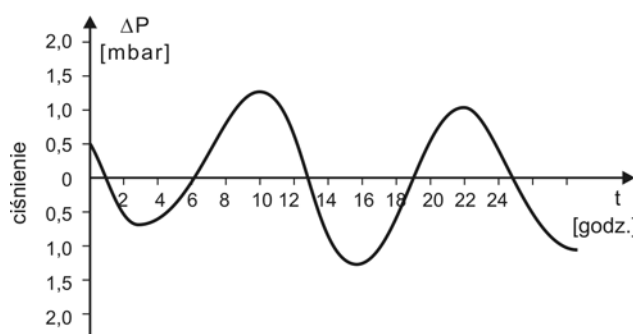
W umiarkowanych szerokościach geograficznych na poziomie morza wartość gradientu rzadko przekracza $1\div3$ mbar/ 1° południka, w cyklonach tropikalnych gradienty ciśnienia osiągają wartość aż $15\div20$ mbar/ 1° południka.

7.5. Wahania ciśnienia atmosferycznego

Prowadząc obserwacje ciśnienia atmosferycznego w dowolnym punkcie, stwierdza się jego zmiany w czasie. Można analizować zmiany dobowe i zmiany roczne ciśnienia.

7.5.1. Zmiany dobowe

Dobowe zmiany ciśnienia spowodowane są dobowymi wahaniami temperatury oraz pływami atmosferycznymi. W ciągu doby ciśnienie osiąga najwyższe wartości w godzinach $09^{\circ}\div10^{\circ}$ i $21^{\circ}\div22^{\circ}$ czasu miejscowego, a najniższe około godziny $03^{\circ}\div04^{\circ}$ i $15^{\circ}\div16^{\circ}$. Wahania te obserwuje się najwyraźniej w strefie międzyzwrotnikowej, gdzie amplituda wahań wynosi średnio $2\div4$ mbar. Krzywa ma charakter sinusoidalny (rys. 7.6). W tych szerokościach spadek ciśnienia o $2\div3$ milibary poniżej wartości przeciętnej dla danego obszaru i sezonu zapowiada prawie zawsze formowanie się lub nadciąganie cyklonu tropikalnego.



Rys. 7.6. Dobowe wahania ciśnienia w strefie międzyzwrotnikowej (oprac. własne)

W miarę wzrostu szerokości geograficznej amplituda wahań dobowych zanika (osiąga wartość poniżej 1 mbar). Regularne wahania można zaobserwować jedynie latem w obszarze pięknej pogody objętej wyżem. Znacznie większe są tu zmiany nieregularne, występujące w wyniku procesów dynamicznych zachodzących w atmosferze, a przejawiających się ruchem układów ciśnienia, adwekcją różnorodnych mas powietrza, zbieżnością i rozbież-

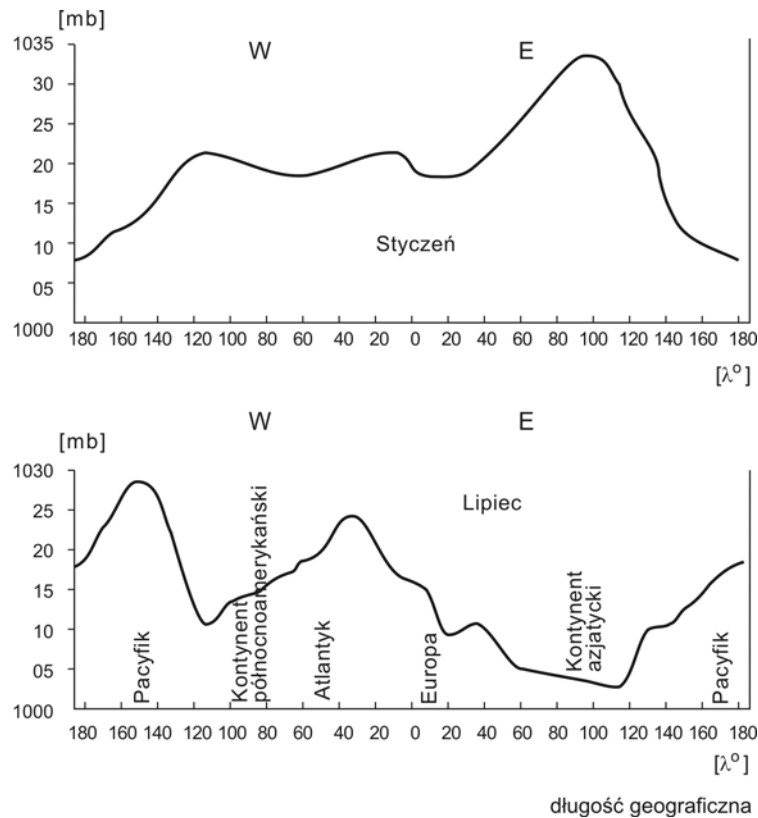
nością prądów na różnych wysokościach itp. Zmiany dobowe w szerokościach pozazwrotnikowych przekraczają czasem 20 mbar.

7.5.2. Wahania roczne

Roczny przebieg ciśnienia, jego własności, można analizować na podstawie statystycznych opracowań wieloletnich serii obserwacyjnych. Główne przyczyny rocznych wahań ciśnienia to: roczne wahania temperatur, sezonowa zmienność intensywności i ruchu wędrownych układów barycznych (działalność cyklonalna, charakterystyczna w umiarkowanych i wysokich szerokościach geograficznych).

Typ i amplituda rocznych wahań ciśnienia zależą od szerokości geograficznej i rodzaju podłoża.

Amplitudy rocznych wahań ciśnienia wzrastają ze wzrostem szerokości geograficznej, nad kontynentami zwykle są większe (25÷30 mbar) niż nad oceanami (15÷20 mbar). Geograficzne zmiany ciśnienia w ciągu roku, szczególnie na kontynencie azjatyckim przedstawiono na rys. 7.7 – dla stycznia i lipca wzdłuż równoleżnika 30° N.



Rys. 7.7. Profile rozkładu ciśnienia w styczniu i lipcu wzdłuż równoleżnika 30°N (Schmidt, 1972)

Wybrane problemy dynamiki atmosfery

8.1. Wprowadzenie

Obiektem badań w dynamice atmosfery jest ruch powietrza. Ruch ten podlega zasadom dynamiki Newtona. Na cząstkę powietrza w atmosferze działają siły **ciężkości, gradientu ciśnienia, Coriolisa, siła odśrodkowa i siła tarcia**. Skale ruchów powietrza są bardzo rozległe zarówno pod względem czasu, jak i przestrzeni. Zakres ten obejmuje zarówno bezładne mikro ruchy poszczególnych cząsteczek, jak i globalną cyrkulację całej atmosfery. W tablicy 8.1 przedstawiono główne skale przestrzenne tych ruchów wraz z ich typowymi wymiarami.

Tablica 8.1

Skale ruchów atmosferycznych (Iribarne, Cho 1988)

Skala przestrzenna	Typowe wymiary [km]	Przykłady
Planetarna	10 000	komórka Hadleya, cyrkulacja atmosferyczna równik-bieguny
Synoptyczna	1 000	cyklony strefy umiarkowanej
Mezoskalowa	100	burze
Skala drobna	<10	małe chmury <i>Cumulus</i>

Ruchy poszczególnych cząstek, z wyjątkiem górnych krańców atmosfery, nie mają znaczenia w dynamice atmosfery. Atmosferę traktuje się jako ośrodek ciągły, płyn.

8.2. Opis ruchu powietrza

8.2.1. Równanie ruchu

Równanie ruchu wyraża równość iloczynu gęstości i przyspieszenia z wektorową sumą sił działających na cząstkę powietrza o jednostkowej objętości.

$$\rho \frac{d\vec{v}}{dt} = \rho \vec{g} - \vec{\nabla} p + \rho 2\vec{\omega} \times \vec{v} + \vec{R} \quad (8.1)$$

lub

$$\rho \frac{d\vec{v}}{dt} = \rho \vec{g} - \vec{\nabla} p + \rho 2\vec{v} \vec{\omega} \sin \varphi + \vec{R}, \quad (8.1a)$$

gdzie: ρ – gęstość powietrza,
 g – przyspieszenie ziemskie,
 p – ciśnienie,
 $\vec{\omega}$ – prędkość kątowa Ziemi,
 $\vec{R}$ – siła tarcia,
 φ – szerokość geograficzna
 $\vec{v}$ – prędkość cząstki powietrza.

8.2.2. Równanie ciągłości

Równanie ciągłości zamyka równanie ruchu, opisując rozkład ciśnienia i gęstości. Wyprowadzić je można z zasady zachowania masy. W postaci różniczkowej przyjmuje formę stanowiącą lokalną postać zasady zachowania masy:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \rho \vec{v} = 0. \quad (8.2)$$

Dla warunków małych zmian gęstości ρ równanie ciągłości przyjmuje postać:

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{v} = 0 \quad (\text{div } \vec{v} = 0). \quad (8.2a)$$

8.3. Główne siły działające na cząstkę powietrza w atmosferze

8.3.1. Siła ciężkości

Duża masa Ziemi wywołuje siłę ciężkości, działającą na cząstkę powietrza. Jest ona jedną z największych sił działających i jest skierowana do środka Ziemi. Na cząstkę o objętości ΔV działa siła:

$$F_g = \Delta V \rho g, \quad (8.3)$$

gdzie: ΔV – objętość cząstki,
 ρ – gęstość powietrza,
 g – przyspieszenie ziemskie.

Cząstka powietrza jest nieruchoma względem powierzchni Ziemi. Obrót Ziemi dookoła swojej osi powoduje wystąpienie siły odśrodkowej, która działa również na cząstkę powietrza. Siła odśrodkowa jest jednak bardzo mała w porównaniu z siłą ciężkości. Zwykle się ją pomija lub dodaje do siły ciężkości, otrzymując tzw. skuteczną siłę ciężkości.

8.3.2. Siła gradientu ciśnienia

Gdy ciśnienie na przeciwległych powierzchniach cząstki jest różne, na cząstkę działa siła wypadkowa, skierowana do wnętrza cząstki. Nazywamy ją siłą gradientu ciśnienia. Siła działająca na jednostkę masy wyraża się wzorem:

$$G = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn}, \quad (8.4)$$

gdzie dp/dn oznacza zmianę ciśnienia dp na drodze dn .

W atmosferze wektor gradientu ciśnienia można rozłożyć na składową pionową i poziomą (patrz rozdział 7, rys. 7.5). Składowa pionowa jest prawie całkowicie równoważona przez skierowaną przeciwnie siłę ciężkości. W ruchu poziomym powietrza atmosferycznego rozważa się zatem tylko składową poziomą gradientu, która jest główną przyczyną ruchu poziomego (wiatru) w atmosferze.

8.3.3. Siła Coriolisa

Siła Coriolisa uwzględnia obrót Ziemi wokół swojej osi, co powoduje, że układy odniesienia związane sztywno z powierzchnią Ziemi nie są układami inercjalnymi. Wyjaśnienie jej działania przedstawiono na rysunku 8.1 i opisano poniżej.

Obserwator znajduje się na biegunie północnym (N). Wyrzuca z tego miejsca jakieś ciało w kierunku gwiazdy G, nadając mu pewne przyspieszenie liniowe. Ciało, dzięki swej bezwładności, porusza się po prostej NG, zmierzając do punktu A, znajdującego się na horyzoncie. Zanim jednak ciało doleci do punktu A, Ziemia obróci się z prędkością kątową ω i punkt A zajmie położenie A'. Obserwator odniesie wrażenie, że ciało było skierowane do punktu A' i odchyliło tor swego biegu w prawo. Ten zakrzywiony tor będzie wynikiem działania pewnej siły, zwanej siłą Coriolisa. Efekt ten jest najsilniejszy na biegunie, maleje do zera w miarę zbliżania się do równika, zgodnie z równaniem:

siła Coriolisa

$$F_c = 2 m \cdot v \cdot \omega \cdot \sin \varphi \quad (8.5)$$

oraz przyspieszenie

$$C = 2 v \cdot \omega \cdot \sin \varphi, \quad (8.5a)$$

gdzie: F_c – siła Coriolisa,

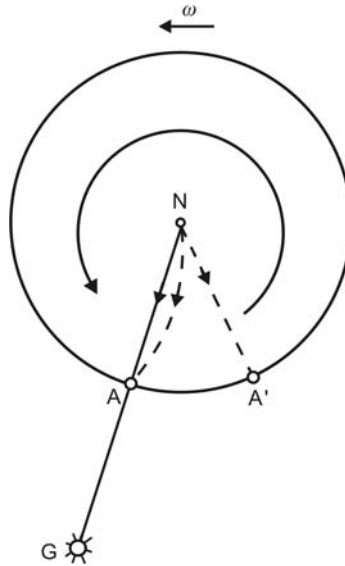
C – przyspieszenie Coriolisa,

v – prędkość cząsteczki (ciała),

ω – prędkość ruchu obrotowego Ziemi ($\omega = 7,29 \times 10^{-5}$ 1/s),

φ – szerokość geograficzna.

Siła Coriolisa jest siłą pozorną, powodującą odchylenie wszelkich ciał będących w ruchu względem powierzchni Ziemi. Odchylenie to jest związane z obrotem płaszczyzny horyzontu wokół pionowej składowej wektora prędkości kątowej obrotu Ziemi. Wektor siły Coriolisa jest skierowany **prostopadle** do wektora prędkości ciała i w prawo względem kierunku prędkości – na półkuli północnej, a w lewo – na półkuli południowej. Przyspieszenia spowodowane działaniem siły Coriolisa są tego samego rzędu, co przyspieszenia wywołane siłą gradientu ciśnienia. Przyspieszenia te mogą się zatem nawzajem równoważyć.



Rys. 8.1. Wyjaśnienie działania siły Coriolisa (oprac. własne)

8.3.4. Siła odśrodkowa

Siła odśrodkowa występuje przy krzywoliniowym ruchu cząsteczki powietrza. Dla jednostkowej masy wyraża się wzorem:

$$F_o = \frac{v^2}{r}, \quad (8.6)$$

gdzie: F_o – siła odśrodkowa,

v – prędkość liniowa ruchu cząsteczki,

r – promień krzywizny toru cząsteczki.

Siła odśrodkowa skierowana jest wzdłuż promienia krzywizny w stronę wypukłości toru (na zewnątrz), jej wpływ jest odczuwalny dopiero dla większych prędkości ruchu – dla $v > 15 \text{ m/s}$ (54 km/godz).

8.3.5. Siła tarcia

Siła tarcia ma wpływ przede wszystkim na ruch powietrza w dolnej, przyziemnej warstwie troposfery. Powoduje zmniejszenie prędkości wiatru (ruchu) w tej warstwie i zmienia także kierunek poruszającego się powietrza. Wyróżnia się:

- **tarcie wewnętrzne** (lepkość) – powstaje wtedy, gdy dwie warstwy gazu przemieszczają się równolegle względem siebie;
- **tarcie zewnętrzne** – polega na oddziaływaniu ciał w miejscu ich styku, przeciwdziałając wzajemnemu przesuwaniu się tych ciał (poślizgowe).

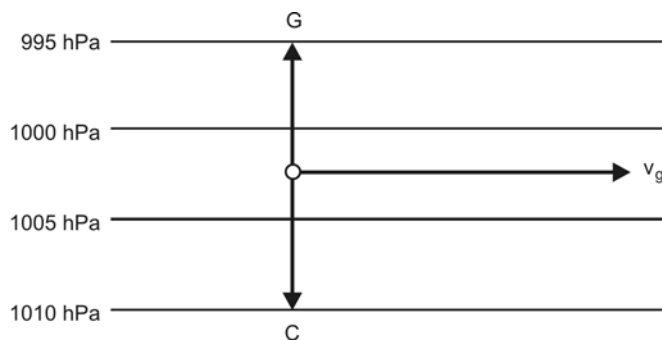
Bezpośrednio przy powierzchni Ziemi, w warstwie o milimetrowej grubości, prędkość ruchu powietrza jest równa zero. W wyniku ruchów cieplnych, turbulencji dynamicznej i termicznej, chwiejnej równowagi atmosfery następuje jednak pionowa wymiana cząste-

czek między warstwami nieruchomej i przemieszczającej się atmosfery. W wyniku tego w pewnej warstwie, licząc od podłoża, prędkość wiatru wzrasta. Jest to warstwa tarcia, której wysokość górnej granicy wynosi ok. 500 do 1000 m i zależy zarówno od rodzaju podłoża, jak i stateczności atmosfery (większa jest nad lądem, mniejsza nad morzami i oceanami).

8.4. Wiatry geostroficzny i gradientowy

8.4.1. Wiatr geostroficzny

Wiatr geostroficzny jest to model jednostajnego ruchu powietrza w układzie izobar prostoliniowych i równoległych do siebie, przy założeniu braku tarcia. Na cząstkę powietrza będą więc działać tylko dwie siły: siła poziomego gradientu ciśnienia i siła Coriolisa. Pod wpływem siły gradientu ciśnienia G powietrze zaczyna się poruszać prostopadle do izobar w kierunku niższego ciśnienia. Ruch ten natychmiast wywołuje siłę Coriolisa C , powodującą odchylenie toru ruchu powietrza w prawo (na półkuli południowej w lewo). Siły te równoważą się, siła Coriolisa, która równoważy gradient ciśnienia, musi być skierowana przeciwnie do niego (rys. 8.2). Wiatr geostroficzny wieje więc prostopadle do siły Coriolisa, równoległe do izobar.



Rys. 8.2. Powstawanie wiatru geostroficznego na półkuli północnej (Holec, Tymański, 1973)

Prędkość wiatru geostroficznego można obliczyć z warunku równowagi sił gradientu i Coriolisa:

$$\frac{1}{\rho} \cdot \frac{dp}{dn} = 2v\omega \sin \varphi, \quad (8.6)$$

stąd:

$$v = v_g = \frac{1}{2\omega \sin \varphi} \cdot \frac{1}{\rho} \cdot \frac{dp}{dn}, \quad (8.7)$$

gdzie: v_g – prędkość wiatru geostroficznego.

Kierunek wiatru geostroficznego pokrywa się z kierunkiem izobar. Na półkuli północnej jego zwrot jest taki, że po lewej stronie znajduje się obszar niskiego ciśnienia, a po prawej – wysokiego. Prawo to nosi nazwę reguły Buysa-Ballota. Prędkość wiatru geostro-

ficznego jest wprost proporcjonalna do gradientu ciśnienia, ponadto rośnie ze zmniejszaniem się gęstości powietrza (a więc z wysokością) i szerokości geograficznej.

Dla $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5}$ 1/s oraz $\rho = 1,29$ kg/m³ otrzymuje się proste wyrażenie, pozwalające na praktyczne obliczanie prędkości na mapie izobar:

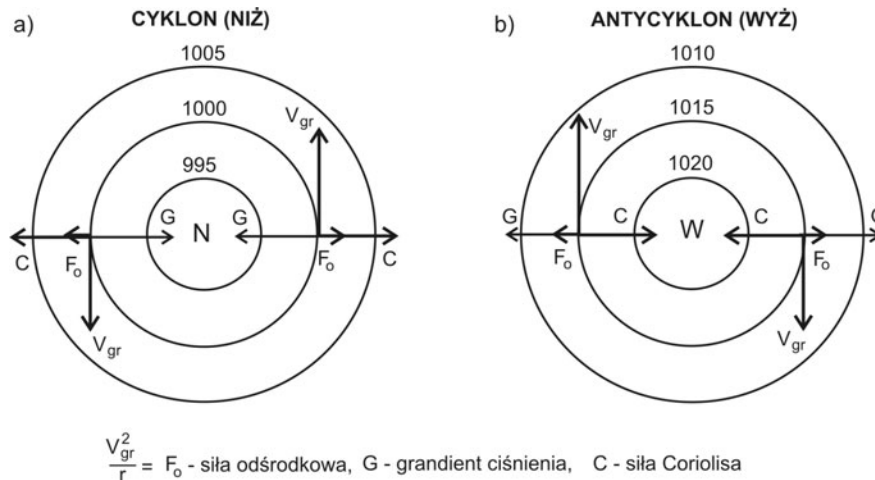
$$v_g = \frac{4,8}{\sin \varphi} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta n}. \quad (8.8)$$

W pobliżu równika, gdzie $\sin \varphi \rightarrow 0$, pojęcie wiatru geostroficznego traci sens.

8.4.2. Wiatr gradientowy

Wiatr gradientowy jest to rozszerzenie modelu wiatru geostroficznego na izobary kołowe. Nadal ważne jest założenie pominięcia siły tarcia. W wietrze gradientowym cząsteczki powietrza poruszają się poziomo ruchem jednostajnym po koncentrycznych torach kołowych. Krzywizna toru powoduje, że oprócz sił gradientu ciśnienia i Coriolisa wystąpi jeszcze siła odśrodkowa, skierowana na zewnątrz krzywizny. Ponieważ ruch jest jednostajny, wypadkowa tych sił musi być równa zero. Rozważa się dwa przypadki wiatru gradientowego na półkuli północnej – na obszarze niżu i na obszarze wyżu dla izobar kołowych.

W niżu N (rys. 8.3a) siła poziomego gradientu ciśnienia jest skierowana wzdłuż promienia do środka niżu, natomiast siła odśrodkowa na zewnątrz. Jest jednak zbyt mała, by zrównoważyć siłę gradientu ciśnienia G . Siła Coriolisa C musi więc być skierowana również na zewnątrz jak siła odśrodkowa, by zrównoważyć siłę gradientu ciśnienia.



Rys. 8.3. Powstawanie wiatru gradientowego na półkuli północnej:
a) niż, b) wyż (oprac. własne)

Ponieważ siła Coriolisa jest skierowana prostopadle do wektora prędkości i odchylona w prawo, wiatr gradientowy w niżu krąży w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara.

W wyżu W (rys. 8.3b) układ sił jest inny. Gradient ciśnienia skierowany jest na zewnątrz, tak jak siła odśrodkowa. Siła Coriolisa równoważy zatem obie te siły. Z warunku

prostopadłości wektora prędkości do siły Coriolisa i odchylenia siły w prawo, wiatr gradientowy w wyżu krąży zgodnie z ruchem wskazówek zegara.

Prędkość wiatru gradientowego można również obliczyć z warunku równowagi sił. Dla niżu:

$$\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dr} = 2v_{gr}\omega \sin \varphi + \frac{v_{gr}^2}{r} \quad (8.9)$$

i dla wyżu

$$\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dr} + \frac{v_{gr}^2}{r} = 2v_{gr}\omega \sin \varphi, \quad (8.10)$$

gdzie: v_{gr} – prędkość wiatru gradientowego.

Przekształcając te wyrażenia, otrzymuje się równanie:

$$v_g = v_{gr} \pm \frac{v_{gr}^2}{2r\omega \sin \varphi}, \quad (8.11)$$

gdzie: v_g – prędkość wiatru geostroficznego, + dla niżu; – dla wyżu.

Równania te można przekształcić dalej do postaci dla niżu:

$$v_{gr} = \omega r \sin \varphi + \sqrt{\omega^2 r^2 \sin^2 \varphi + \frac{r}{\rho} \cdot \frac{dp}{dr}} \quad (8.11a)$$

i dla wyżu

$$v_{gr} = \omega r \sin \varphi - \sqrt{\omega^2 r^2 \sin^2 \varphi - \frac{r}{\rho} \cdot \frac{dp}{dr}}. \quad (8.11b)$$

W ostatnim równaniu, wartość pod pierwiastkiem musi być dodatnia (lub zero), stąd ograniczenie:

$$\frac{dp}{dr} \leq \rho \omega^2 r \sin^2 \varphi. \quad (8.14)$$

Wynika stąd graniczna maksymalna prędkość wiatru w wyżu:

$$v_{gr \max} = \omega r \sin \varphi. \quad (8.15)$$

Dla niżu nie ma takiego ograniczenia, stąd prędkości wiatru w niżach (cyklonach) osiągają ogromne wartości.

W niskich szerokościach geograficznych wyraz $2v\omega \sin \varphi$ jest bardzo mały i może być pominięty. Prędkość wiatru gradientowego wyrazi się wówczas uproszczonym wzorem:

$$v_c = v_{gr} = \pm \sqrt{\frac{r}{\rho} \cdot \frac{dp}{dr}}. \quad (8.16)$$

Jest to tzw. wiatr **cyklostroficzny**, wiejący równolegle do izobar kołowych z niskim ciśnieniem w centrum. Jego kierunek może być zgodny lub przeciwny do ruchu wskazówek

zegara. Prędkość wiatru cyklostroficznego może osiągać duże wartości, nawet przy przeciętnych gradientach ciśnienia.

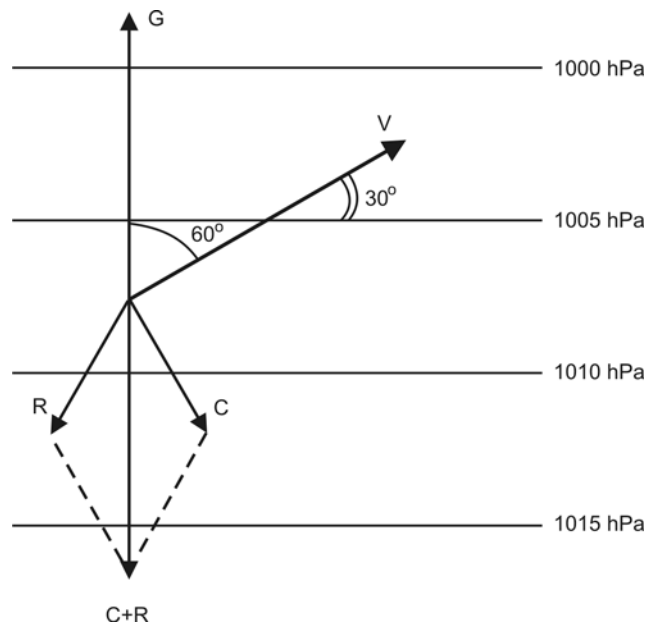
Wiatr cyklostroficzny jest dobrym przybliżeniem wiatru w cyklonach tropikalnych. Ponieważ cyklony występują na szerokościach geograficznych powyżej $\varphi = 5^\circ$ N lub S, uwidacznia się już w nich wpływ siły Coriolisa i wiatr krąży zgodnie z regułą Buysa-Ballota.

8.5. Wpływ tarcia

8.5.1. Wpływ tarcia w przyziemnej warstwie powietrza

Wiatry gradientowy i geostroficzny są przybliżeniami wiatru rzeczywistego. W swobodnej atmosferze, powyżej warstwy tarcia (powyżej 500 do 1500 m) różnice są niewielkie, tak więc zależności teoretyczne mogą być wykorzystane do obliczeń praktycznych.

W warstwie tarcia w pobliżu powierzchni Ziemi siła tarcia jest znaczna i powoduje odchylenie wiatru od kierunku równoległego do izobar oraz zmniejszenie jego prędkości względem prędkości teoretycznej. Jest to bardzo złożone zjawisko, tu rozważymy jedynie efekt końcowy. Przyjmując, że wiatr jednostajny wieje w układzie izobar prostoliniowych, równoległych, z uwzględnieniem siły tarcia $\vec{R}$, to warunek jednostajności ruchu jest spełniony, gdy siła poziomego gradientu ciśnienia będzie równoważona przez wypadkową sił Coriolisa i tarcia. Wynika stąd, że w tym przypadku siła gradientu nie leży na jednej prostej z siłą Coriolisa, a siła tarcia nie tworzy kąta 180° z wektorem prędkości. Wektor prędkości „ $\vec{v}$ ” będzie odchylony od izobar w stronę niższego ciśnienia (rys. 8.4).



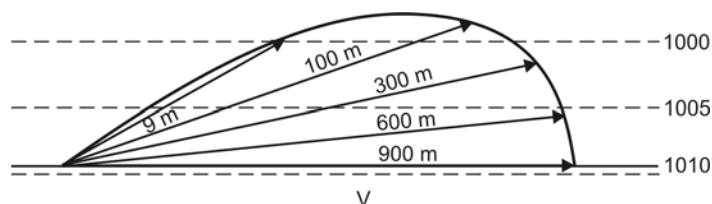
Rys. 8.4. Wpływ siły tarcia na kierunek wiatru – izobary prostoliniowe (oprac. własne)

Gdyby rozpatrywać wyłącznie działanie tarcia zewnętrznego, to kąt, jaki tworzy wektor prędkości z izobarą, byłby znaczny. Efekt ten jest jednak osłabiony przez pionową wymianę pędu. Ostatecznie wiatr odchyła się od izobar nad morzem średnio o kąt ok. 20° , a nad lądem o ok. $30^\circ\div 45^\circ$ w stronę niższego ciśnienia, natomiast wektor siły tarcia $\vec{R}$ tworzy z prędkością kąt ok. $130^\circ\div 150^\circ$.

Podczas dnia, gdy mieszanie turbulentne w przyziemnej warstwie wzrasta ten kąt maleje a wiatr odchyła się w prawo. Nocą jest odwrotnie. Podobnie w ciągu dnia prędkość wiatru przy powierzchni wzrasta a nocą maleje. Przy dużych szybkościach wiatru ze względu na silnie rozwiniętą turbulencję, kierunek wiatru zbliża się do kierunku izobar. Również i w tym przypadku działa reguła Buysa-Ballota: na półkuli północnej stojąc plecami do wiatru, najniższe ciśnienie ma się po lewej ręce nieco do przodu, najwyższe po prawej nieco do tyłu. Na półkuli południowej jest odwrotnie.

Ze względu na tarcie, prędkości wiatru rzeczywistego przy podłożu są mniejsze od prędkości zarówno wiatru geostroficznego, jak i gradientowego, dla tego samego gradientu ciśnienia. Średnio nad morzem rzeczywista prędkość stanowi ok. 75% tej prędkości, nad lądem ok. $50\div 75\%$. Hamujący i odchylający wpływ tarcia maleje ze wzrostem wysokości. W warstwie najbliższej podłożu ($30\div 50$ m) obserwuje się bardzo szybki wzrost prędkości wiatru z wysokością. Kierunek wiatru jest tu praktycznie stały. W miarę wzrostu wysokości, prędkość zwiększa się, zbliżając się do prędkości wiatru geostroficznego. Kierunek wiatru zmienia się natomiast systematycznie, wiatr odchyła się w prawo i na górnej granicy warstwy tarcia zbliża się do kierunku równoległego do izobar.

Zmiany wiatru w warstwie tarcia można przedstawić graficznie, wykreślając ze wspólnego punktu wektory prędkości wiatru na różnych wysokościach. Krzywa łącząca końce wektorów nazywa się spiralą Ekmana (rys. 8.5).



Rys. 8.5. Spirala Ekmana. Prędkości i kierunki wiatru na różnych wysokościach od powierzchni Ziemi do granicy warstwy tarcia (oprac. własne)

Jak widać, wpływ tarcia zanika z wysokością. Na wysokości $600\div 900$ m wiatr wieje już niemal równoległe do izobar.

Pionowy rozkład prędkości wiatru (tachoida wiatru) w warstwie w pobliżu powierzchni Ziemi opisywany jest za pomocą formuł empirycznych opracowanych przez różnych autorów. Najbardziej rozpowszechnione są formuły przyjmujące logarytmiczny profil wiatru (Lambor, 1971, Dębski, 1959, Molga, 1980), np. formuła Rohwera:

$$\frac{v}{v_a} = \frac{\log z + 1,516}{\log z_a + 1,516}, \quad (8.17)$$

gdzie: v, v_a – odpowiednio prędkości wiatru na wysokościach z i z_a [m/s],
 z, z_a – wysokości, na których określamy prędkość wiatru [m].

8.5.2. Struktura wiatru w przyziemnej warstwie powietrza

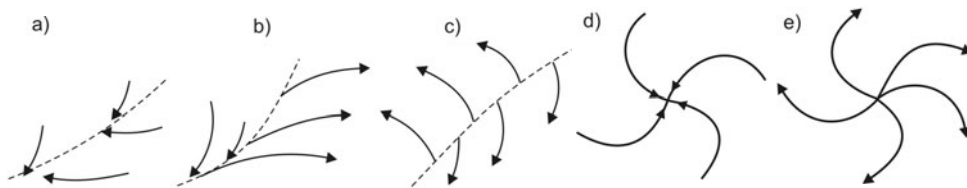
Wiatr podlega fluktuacjom co do prędkości i kierunku nawet przy ustalonym rozkładzie ciśnienia. Jest to porywistość wiatru. Wiatr składa się z niekończącej się serii porywów, czyli krótkotrwałych dodatnich lub ujemnych odchyłeń prędkości od jej wartości średniej. Wahania kierunków są bardzo nieregularne i osiągają często amplitudę rzędu 30° .

Główną przyczyną porywistości wiatru jest turbulencja. Rozróżnia się turbulencję termiczną i dynamiczną. Turbulencja dynamiczna rozwija się pod wpływem nierówności podłoża i rośnie ze wzrostem prędkości wiatru. Turbulencja termiczna zależy natomiast od stateczności atmosfery. Jest efektem różnic w nagrzewaniu się odmiennych powierzchni. Szczególnie dogodne warunki do jej powstawania występują, gdy chłodne powietrze napływa nad ciepłą powierzchnię (np. morza). Rozwijająca się konwekcja termiczna i dynamiczna sprzyja intensywnej wymianie pędu, w rezultacie prędkość wiatru w pobliżu ziemi zbliża się do prędkości wiatru w warstwach wyższych. Im większa średnia prędkość tym większa amplituda wahań prędkości w porywach. Zwykle prędkości wiatru w porywach przewyższają wartość średnią o 5 m/s, a porywy trwają do 2 minut. Oprócz wiatru porywistego wyróżnia się także wiatr szkwalisty. Jest to wiatr, w którym obserwuje się gwałtowne i znaczne przyrosty prędkości średniej, trwające nawet kilkanaście minut. Wiatry takie nazywa się szkwałem i są zazwyczaj związane z przechodzeniem chmur burzowych i ulewnych opadów (patrz rozdz. 10).

8.5.3. Wiatry dolne. Linie prądu

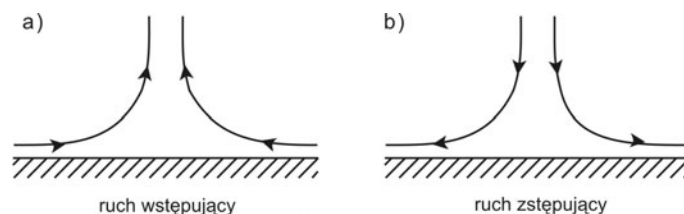
Wiatry dolne są ściśle związane z ogólnym rozkładem ciśnienia na poziomie morza. Ich prędkość wynika przede wszystkim z gradientu ciśnienia, a kierunek jest zgodny z regułą Buysa-Ballota. Obraz ruchu powietrza w danej chwili można przedstawić za pomocą linii prądu, krzywych, do których w każdym punkcie wektory prędkości wiatru są styczne.

Przedstawione na mapach linie prądów mogą mieć różny przebieg – w niektórych miejscach zbiegają się, w innych rozchodzą. W zależności od ich przebiegu wyróżnia się linię zbieżności (rys. 8.6a), linię jednostronnej zbieżności (rys. 8.6b), ku której biegają jedne linie prądów, a inne od niej odchodzą, linie rozbieżności (8.6c), wzdłuż których rozchodzą się linie prądów we wszystkich kierunkach, oraz punkty zbieżności (konwergencji) – rys. 8.6d oraz rozbieżności (dywergencji) – rys. 8.6e.



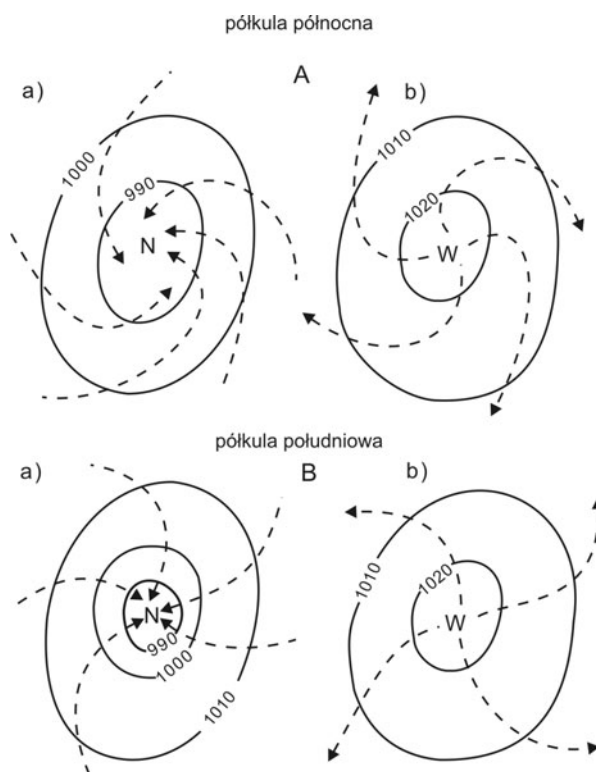
Rys. 8.6. Linie oraz punkty zbieżności i rozbieżności: a) linia zbieżności, b) linia jednostronnej zbieżności, c) linia rozbieżności, d) punkt zbieżności (konwergencji), e) punkt rozbieżności (dywergencji) (Kaczorowska, 1986)

W przekroju pionowym zbieżność w punkcie lub wzdłuż linii spowoduje ruch wstępujący powietrza (rys. 8.7a), natomiast rozbieżność z punktu lub wzdłuż linii – ruch zstępujący (rys. 8.7b).



Rys. 8.7. Efekt zbieżności linii prądów poziomych w przekroju pionowym (Kaczorowska, 1986)

Linie prądu w wyżach i niżach przedstawiono na rys. 8.8: a) na półkuli północnej, b) na półkuli południowej. Na obszarze niżów występuje zjawisko zbieżności, czyli konwergencji linii prądu, natomiast na obszarze wyżów rozbieżność, czyli dywergencja linii prądu. W obszarach przyziemnej konwergencji zachodzą zatem wstępujące, pionowe ruchy powietrza, które tworzą mechanizm odprowadzania nadmiaru powietrza ze środka niżu. W obszarach dywergencji występują natomiast ruchy zstępujące (osiadanie). Z procesami tymi łączą się określone warunki pogodowe.



Rys. 8.8. Linie prądów w niżu i wyżu: A – półkula północna, B – półkula południowa; a) niż, b) wyż (Kaczorowska, 1986)

Na półkuli północnej linie prądów powietrznych w ośrodkach niżowych – cyklonalnych przyjmują kształt spiral, skierowanych ku środkowi i zakrzywionych przeciwnie do ruchu wskazówek zegara (rys. 8.8Aa). W ośrodkach wyżowych – antycyklonalnych jest sytuacja przeciwna – linie prądów przybierają kształt spiral rozbiegających się z jednego punktu i zakrzywionych zgodnie z ruchem wskazówek zegara (rys. 8.8Ab).

Na półkuli południowej, skręt linii prądów jest odwrotny w niżu, zgodnie z ruchem wskazówek zegara (rys. 8.8Ba), natomiast w wyżu przeciwnie (rys. 8.8Bb) do tego ruchu.

Ruchy wstępujące, charakterystyczne dla niżów, związane są ze zmniejszeniem równowagi atmosfery i sprzyjają kondensacji pary wodnej, a więc powstawaniu zachmurzenia i opadów. Odwrotna sytuacja jest w wyżach. Ruchy zstępujące przyczyniają się do zwiększenia równowagi atmosfery, zaniku zachmurzenia i braku opadów. Charakterystyczne dla wyżu są również słabe na ogół wiatry.

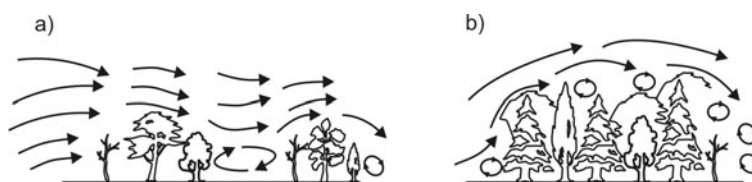
8.6. Typowe przykłady wpływu powierzchni Ziemi na ruch powietrza

Wpływ ukształtowania powierzchni Ziemi (rzeźby terenu) i przeszkód znajdujących się na niej na poziomy ruch powietrza w jej pobliżu jest oczywisty. Oprócz dynamicznego wpływu wywołanego przeszkodami naturalnymi, takimi jak ukształtowanie terenu, kompleksy leśne, czy też sztucznymi, zbudowanymi przez człowieka (budowle), występuje też wpływ termiczny, wynikający z różnych własności termicznych powierzchni terenu. Jeżeli na strukturę wiatru, kierunek i prędkość oddziałują oba wpływy, takie zespolone działanie nazywa się termodynamicznym.

Przeszkody powodują zmianę kierunku wiatru, a także zmieniają jego prędkość. Prąd powietrza omija napotkaną przeszkodę najczęściej bokami, lub – w przypadku dużych wymiarów poziomych przeszkody – przepływa ponad nią. Przemieszczanie się powietrza ponad dużą przeszkodą orograficzną przyczynia się w czasie jego ruchu wstępującego do wzrostu zachmurzenia i powstawania opadów atmosferycznych po stronie nawietrznej. Po stronie zawietrznej występują ruchy zstępujące powietrza, którym towarzyszy mała wilgotność i zachmurzenie oraz mniejsze sumy opadów (cień opadowy).

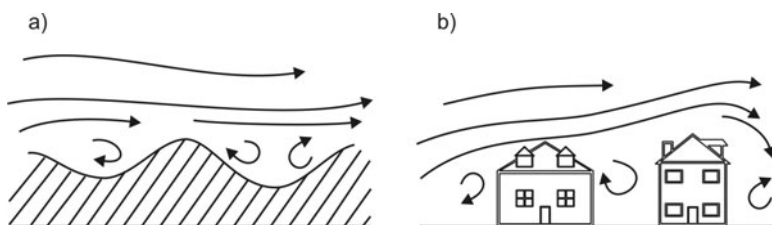
Wszelkiego rodzaju przeszkody terenowe wywołują zaburzenia w przyziemnej warstwie poruszającego się powietrza, powodując tworzenie się licznych wirów oraz zakłócenia kierunku i wartości prędkości.

Na rys. 8.9a przedstawiono schematycznie układ strug wiatru w przypadku odosobnionych skupisk drzew oraz na rys. 8.9b – nad większym obszarem leśnym. Między odosobnionymi skupiskami drzew tworzą się wiry powietrza o osi poziomej. Ich średnica, zasięg i prędkość zależą od wielkości przerw między drzewami, wysokości drzew oraz prędkości poziomego ruchu powietrza. W przypadku przepływu strumienia powietrza nad zwartym skupiskiem drzew, część strumienia przepływa ponad lasem ze znacznie zwiększoną prędkością, część w postaci wirów osiada między drzewami. Prędkość powietrza po napotkaniu tego rodzaju przeszkody najpierw spiętrza się, a po jej minięciu gwałtownie opada, tworząc wiry o osi poziomej i stosunkowo dużej prędkości obrotowej. Po stronie zawietrznej obserwuje się również obszar ciszy (zastoju powietrza), natomiast nad przeszkodami, a także po bokach, tam gdzie prąd powietrza opływa przeszkodę, następuje zwiększenie prędkości wiatru.



Rys. 8.9. Wpływ podłoża na wiatr – zawirowania powietrza przepływającego:
a) nad odosobnionymi skupiskami drzew, b) nad większym obszarem leśnym
o różnym zagęszczeniu i wysokości (oprac. własne)

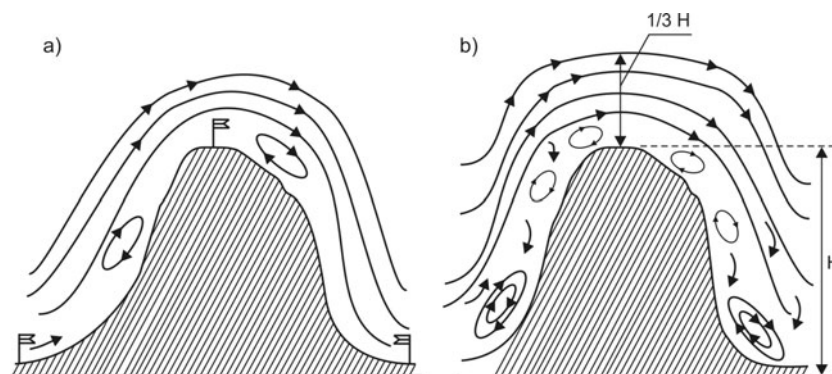
Na dnie poprzecznie usytuowanego – w stosunku do kierunku wiatru – obniżenia terenowego (wąwóz, kanion, jar itp.) występują również obszary ciszy i zawirowań. Podobnie jest przy przepływie ponad skupiskami budynków – rys. 8.10a, b. Szczególnie silnie wpływają na pole wiatru łańcuchy górskie i występujące pomiędzy poszczególnymi grzbietami doliny.



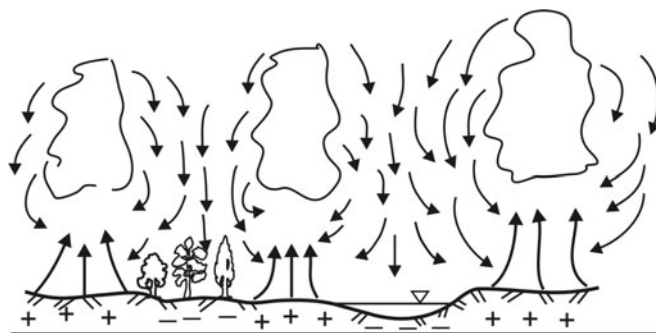
Rys. 8.10. Wpływ różnego rodzaju przeszkód terenowych na pole wiatru (oprac. własne)

Wpływ łańcucha górskiego na pole wiatru może sięgać nawet do $1/3$ jego wysokości. Podobnie kształtuje się wpływ pojedynczego, lecz znacznego wzniesienia (rys. 8.11). W tym przypadku duże znaczenie na powstawanie silnych zawirowań ma prędkość pozioma strumienia. Zasięg i wielkość powstających zaburzeń znacznie się zwiększają po przekroczeniu prędkości 8 m/s . Zasięg pionowy zwiększonych prędkości sięga $1/3$ wysokości ($1/3 H$) wzniesienia, natomiast w poziomie przekracza ponaddwukrotnie jego wysokość ($2H$).

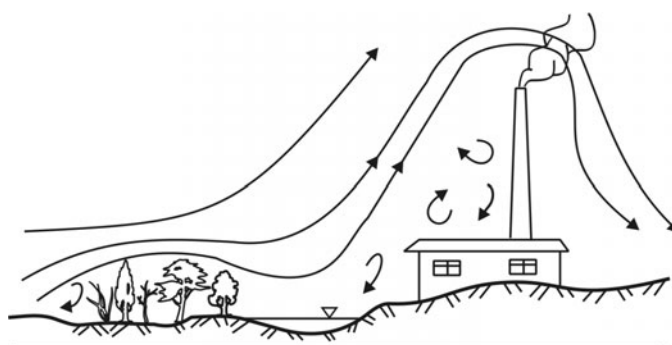
Wpływ termiczny i termiczno-dynamiczny na wiatr pokazano schematycznie na rys. 8.12 i 8.13. Plus „+” oznacza obszar ciepły, „-” obszar zimny.



Rys. 8.11. Wpływ podłoża na wiatr: a) prędkość powietrza $< 8 \text{ m/s}$,
b) prędkość powietrza $> 8 \text{ m/s}$ (Szczeciński, 1962)



Rys. 8.12. Termiczny wpływ powierzchni ziemi na ruch powietrza
(Szczeciński, 1962)

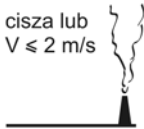
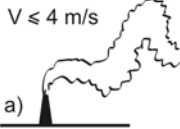
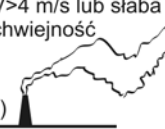
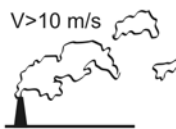
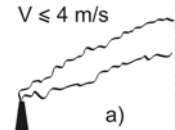
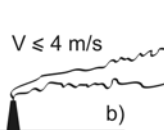
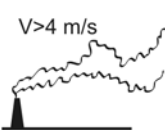
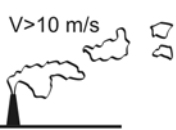
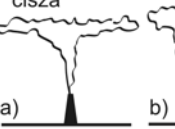
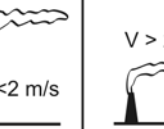
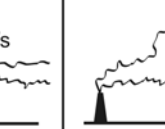
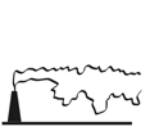


Rys. 8.13. Termiczno-dynamiczny wpływ powierzchni ziemi na poziomy ruch powietrza
(Szczeciński, 1962)

Znajomość wpływu podłoża i jego ukształtowania na pole wiatru jest bardzo ważna w wielu dziedzinach działalności człowieka. Przede wszystkim jest to istotne przy wyznaczaniu lokalizacji ośrodków przemysłowych, a także wypoczynkowych i uzdrowisk, a nawet ustawienia większych budowli. Bardzo ważna jest również dla lotnictwa oraz dla przebiegu szlaków komunikacyjnych.

Szczególne znaczenie ma prędkość wiatru dla zasięgu pyłów i gazów emitowanych przez kominy zakładów przemysłowych. Główne rodzaje smug dymów przemysłowych w zależności od rodzaju równowagi atmosfery i prędkości wiatru wg Parczewskiego (1977) przedstawiono na rys. 8.14.

Wysokość, na którą unoszą się zanieczyszczenia, zależy od stanu równowagi atmosfery oraz turbulencji. Odległość zasięgu zależy natomiast od prędkości wiatru. Obszary, do których docierają zanieczyszczenia, najczęściej określa się według rozkładu kierunków wiatru. Kierunki 16-kierunkowej róży wiatrów przedstawiono w załączniku 1, tablica Z4 i Z4a.

Pionowa równowaga powietrza	TYPY SMUG DYMU			
	1	2		3
chwiejna	cisza lub $V \leq 2 \text{ m/s}$ 	$V \leq 4 \text{ m/s}$ a) 	$V > 4 \text{ m/s}$ lub słaba chwiejność b)  * wyraźne skłębienia	$V > 10 \text{ m/s}$ 
stała	4		5	6
	$V \leq 4 \text{ m/s}$ a) 	$V \leq 4 \text{ m/s}$ b)  bez wyniesienia	$V > 4 \text{ m/s}$ 	$V > 10 \text{ m/s}$ 
wybitnie stała	—		8	9
	cisza a) 	b) $V < 2 \text{ m/s}$ 	$V > 2 \text{ m/s}$ wewnątrz inwersji 	nad inwersją 
				10
				

Rys. 8.14. Rodzaje smug dymów przemysłowych
(Parczewski, 1977)

Cyrkulacja atmosfery

9.1. Ogólna cyrkulacja atmosfery

Ogólna cyrkulacja atmosfery jest to zbiór wielkoskalowych prądów powietrza nad powierzchnią Ziemi, wyróżniających się pewną stałością. Prądy te mają przeważającą składową poziomą, zawsze jednak występuje określona składowa pionowa, która chociaż jest bardzo mała, odgrywa znaczącą rolę w kształtowaniu się pogody. W systemie ogólnej cyrkulacji atmosfery dokonuje się przenoszenie **ciepła, wilgoci i innych wielkości fizycznych między poszczególnymi strefami kuli ziemskiej**.

Uśredniony obraz ogólnej cyrkulacji atmosfery wyznaczony na podstawie opracowań statystycznych wyników obserwacji jest bardzo złożony. Cyrkulację determinują trzy główne czynniki:

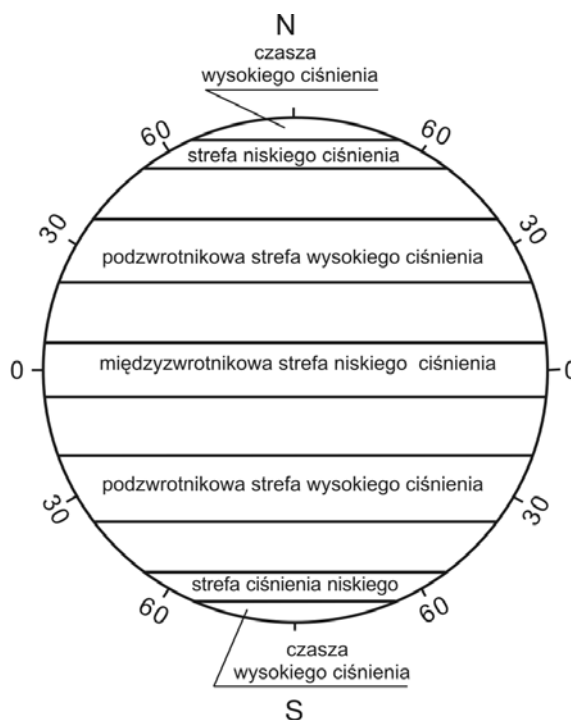
- 1) nierównomierny dopływ promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi,
- 2) ruch obrotowy kuli ziemskiej wokół jej osi pionowej oraz zmiany deklinacji Słońca w ciągu roku,
- 3) różnorodny charakter powierzchni Ziemi (kontynenty i oceany).

Nierównomierny dopływ promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi jest pierwotną przyczyną ogólnej cyrkulacji atmosfery. Różnice w dopływie energii promieniowej oraz wpływ rozmieszczenia oceanów i kontynentów wraz z ich pionowym ukształtowaniem wywołują określone rozkłady temperatury powietrza zarówno przy powierzchni Ziemi, jak i w swobodnej troposferze. Rozkłady ciśnienia i wiatrów są zaś ściśle związane z rozkładem temperatury. Ich prawidłowość komplikują jednak nierównomierność rozmieszczenia lądów i oceanów oraz różnorodność podłoża (urzeźbienie terenu, szorstkość i charakter powierzchni itp.). Zmiany deklinacji Słońca związane z ruchem Ziemi wokół Słońca powodują z kolei przemieszczanie się stref ciśnienia w ciągu roku (latem i zimą), zgodnie z wartością deklinacji.

W warunkach uproszczonych przyjmując, że Ziemia nie obraca się, a jej powierzchnia jest jednorodna, po stronie oświetlonej ustaliłby się strefowy rozkład temperatur i ciśnień – temperatura malałaby od równika (pas niskich ciśnień) do bieguna (pas wysokich ciśnień). Schemat krążenia byłby prosty: nad równikiem nagrzane powietrze rozprężałoby się, unosząc do góry, powodując spadek ciśnienia przy powierzchni Ziemi, a jego wzrost w wyższych warstwach. Górą powietrze odpływałoby ku biegunom i osiadając tam, tworzyłoby nad biegunami czase wysokiego ciśnienia. Dołem następowałby spływ do równikowego pasa niskich ciśnień. Jedyną siłą powodującą ruch poziomy powietrza jest w tym modelu gradient baryczny G , skierowany od biegunów ku równikowi. Układ ten komplikowałyby jednak „półkula nocna” i „półkula dzienna”.

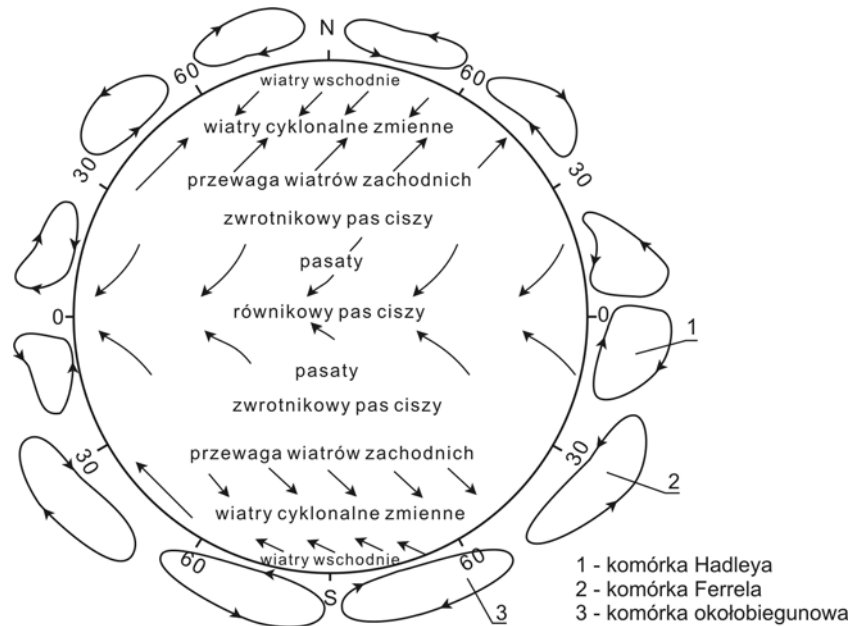
Przy założeniu nadal jednorodnej powierzchni Ziemi, lecz z uwzględnieniem obrotu Ziemi dookoła swojej osi, cyrkulacja staje się bardziej skomplikowana. Oprócz siły gradientu ciśnienia barycznego G działa również siła Coriolisa C . Uzyskuje się wówczas obraz stref ciśnienia atmosferycznego oraz średnich wiatrów na poziomie morza, przedstawiony odpowiednio na rys. 9.1 i rys. 9.2.

Siła Coriolisa powoduje, że ruch powietrza jest odchylony od kierunku gradientu ciśnienia w prawo, na półkuli północnej, i w lewo na półkuli południowej. Siła ta sprawia ponadto, że powietrze unoszone nad równikiem ku górze wyniku prądów konwekcyjnych, zamiast płynąć ku północy zostaje stopniowo odchylane od swojego początkowego kierunku i na szerokościach geograficznych $30\div 35^\circ$ przyjmuje kierunek zachodni. Nie mogąc dalej płynąć na północ osiada, co prowadzi do powstania rozległych wyżów zwrotnikowych na obu półkulach.



Rys. 9.1. Schemat stref ciśnienia atmosferycznego na jednorodnej powierzchni Ziemi obracającej się wokół własnej osi (Kaczorowska, 1986)

Z obszarów wyżów zwrotnikowych powietrze rozplywa się dołem częściowo ku północy, a częściowo płynie dołem z powrotem ku równikowi. Podczas przemieszczania się na południe, ku obszarowi obniżonego ciśnienia w okolicach równika, ulega ponownie odchyleniu w prawo i dociera do równika jako wiatr północno wschodni (na półkuli północnej) i południowo wschodni (na półkuli południowej), zwany pasatem.



Rys. 9.2. Zbliżony do rzeczywistego schemat ogólnej cyrkulacji atmosfery (przy założeniu jednorodności powierzchni kuli ziemskiej) (oprac. własne)

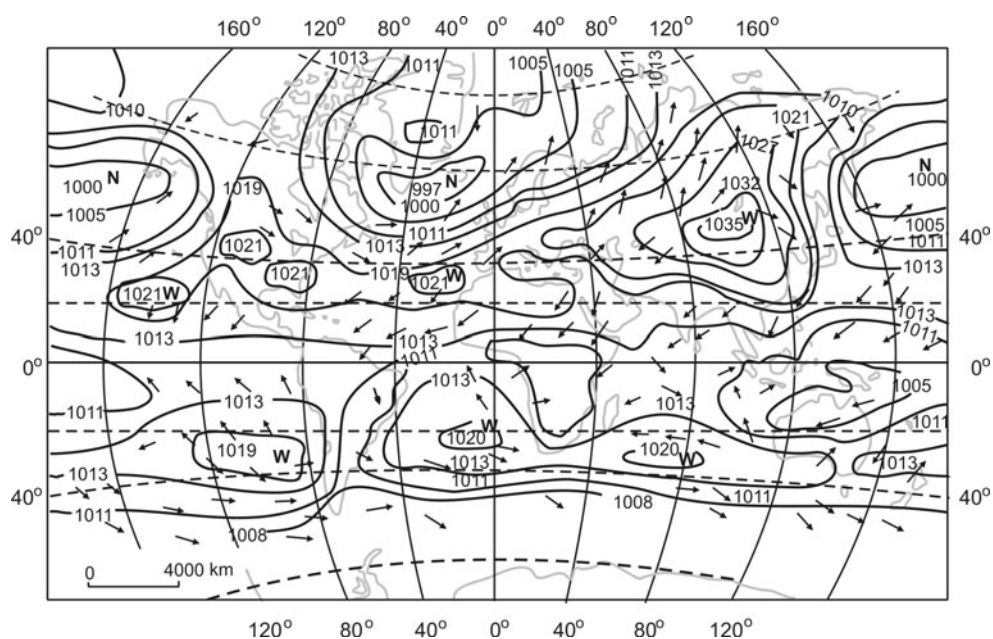
W warunkach rzeczywistych, czyli przy uwzględnieniu zarówno ruchu Ziemi, jak i niejednorodności jej powierzchni, ta strefowość rozkładu ciśnień oraz ruchu powietrza, choć mocno zaburzona, jest również widoczna. Strefy rzeczywiste nie są ciągłe, dzielą się na poszczególne obszary podwyższonego lub obniżonego ciśnienia o izobarach zamkniętych. Takie zamknięte obszary nazywają się **ośrodkami działania atmosfery**. Niektóre z nich występują w ciągu całego roku – ośrodki stałe, inne pojawiają się sezonowo w lipcu lub styczniu.

9.2. Strefowość w rozkładzie ciśnienia i wiatrów

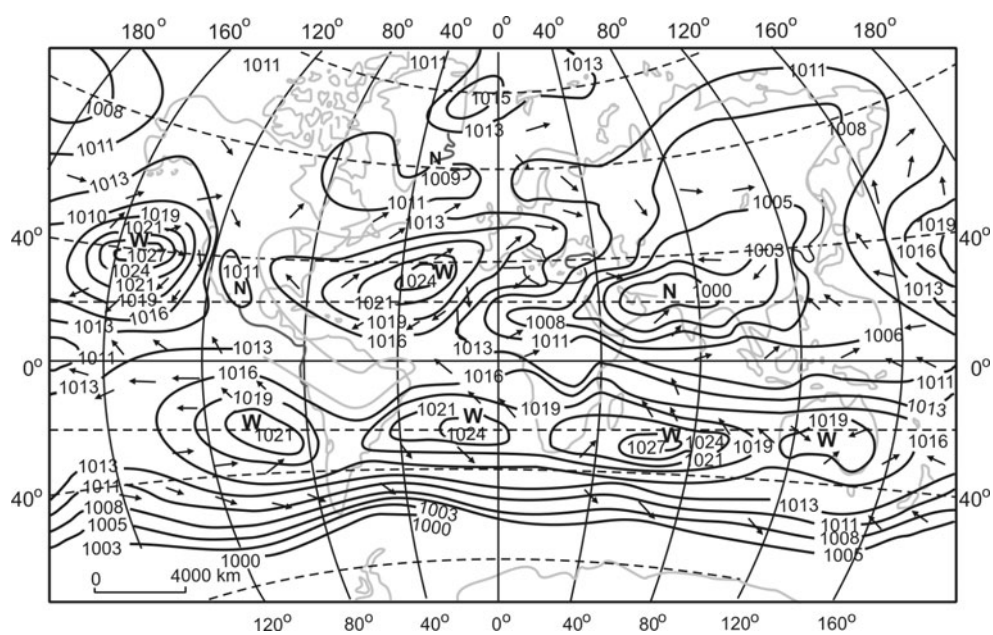
9.2.1. Rozkład ciśnień na powierzchni Ziemi

Schemat cyrkulacji ogólnej w warunkach rzeczywistych został określony na podstawie rozkładu ciśnienia na powierzchni Ziemi na poziomie morza. Za pomocą map średnich ciśnień i map topografii bezwzględnej wyróżnia się (podobnie jak dla jednorodnej powierzchni Ziemi rys. 9.1 i 9.2) w przybliżeniu równoleżnikowe następujące strefy:

- 1) międzyzwrotnikową (równikową) strefę obniżonego ciśnienia,
- 2) podzwrotnikową strefę podwyższonego ciśnienia,
- 3) strefy obniżonego ciśnienia w umiarkowanych i wysokich szerokościach geograficznych,
- 4) okołobiegunowe strefy podwyższonego ciśnienia.



Rys. 9.3. Rozkład średniego ciśnienia atmosferycznego i przeważających wiatrów na poziomie morza. Izobary stycznia (Kaczorowska 1986)



Rys. 9.4. Rozkład średniego ciśnienia atmosferycznego i przeważających wiatrów na poziomie morza. Izobary lipca (Kaczorowska 1986)

Równoleżnikowa strefowość rozkładu ciśnienia jest dość wyraźna, mimo zakłóceń przy powierzchni Ziemi, wynikających z dużych wahań ciśnienia nad kontynentami. Poszczególne strefy przesuwają się ponadto ku północy (latem) i na południe (zimą), odpowiednio do deklinacji Słońca. Średni rozkład ciśnienia na poziomie morza w warunkach rzeczywistych dla stycznia i lipca przedstawiono na rys. 9.3 i 9.4.

Międzyzwrotnikowa strefa obniżonego ciśnienia

Położenie tej strefy zmienia się w ciągu roku, w styczniu zalega od 10°N do 20°S (Australia), a w lipcu od 30°N (Azja) do 5°S. Na półkuli zachodniej, gdzie jest wyraźna przewaga oceanów, oś strefy międzyzwrotnikowej obniżonego ciśnienia przemieszcza się tylko nieznacznie w kierunku południowym, o około 5°. Na półkuli wschodniej natomiast przesunięcia sezonowe są duże, o około 20° (ze względu na sezonowe zmiany ciśnienia nad kontynentami Azją, Afryką, Australią).

Podzwrotnikowe strefy podwyższonego ciśnienia

Na zewnątrz strefy obniżonego ciśnienia, ciśnienie stopniowo wzrasta, aby osiągnąć największe wartości w pobliżu równoleżników 30°N i 30°S. Odpowiednio do zmian deklinacji Słońca strefy te przemieszczają się: w styczniu – ku południowi, a w lipcu – ku północy (o około 5°). Nad kontynentami ciśnienie wzrasta zimą, natomiast obniża się latem. Strefy te dzielą się na szereg wyżów podzwrotnikowych, które są wyraźnie widoczne nad oceanami: na półkuli Północnej – **Wyż Azorski** nad Atlantykiem, **Hawajski** – nad Pacyfikiem, na półkuli Południowej – **Południowoatlantycki**, **Południowoindyjski** i **Południowopacyficzny**. W centrach tych wyżów ciśnienie jest większe od 1020 mb, zarówno w styczniu, jak i w lipcu.

W okresie letnim danej półkuli wyży podzwrotnikowe nad oceanami rozbudowują się i ich zasięg wzrasta (szczególnie Wyże: Azorski i Hawajski). Strefy podwyższonego ciśnienia poprzerywane są obszarami niższego ciśnienia, formującymi się nad rozgrzаныmi kontynentami. Zimą, gdy ciśnienie nad wychłodzonymi kontynentami jest podwyższone, podzwrotnikowe strefy podwyższonego ciśnienia otaczają Ziemię prawie ciągłymi pasami, chociaż także składają się z odrębnych wyżów.

Strefy obniżonego ciśnienia w umiarkowanych i wysokich szerokościach geograficznych

Strefy te występują na obu półkulach. Na półkuli południowej, ze względu na brak kontynentów w szerokościach umiarkowanych, strefa ta otacza całą Ziemię i jest widoczna zarówno latem, jak i zimą. Na półkuli północnej, zimą nad kontynentami rozbudowują się silne wyży pochodzenia termicznego: **Wyż Azjatycki z centrum w Mongolii** (1035 mbar) oraz **Kanadyjski** (1020 mbar), powodując zaburzenia w strefowym rozkładzie ciśnienia. Strefa obniżonego ciśnienia jest ograniczona do dwóch rozległych niżów nad oceanami: **Niżu Islandzkiego** (Atlantyk) i **Aleuckiego** (Pacyfik), w których ciśnienie jest mniejsze od 1000 mbar.

Latem, nad nagrzanymi kontynentami Azji i Ameryki Północnej formują się układy obniżonego ciśnienia: **Niż Południowoazjatycki** i **Niż Kalifornijski**. Strefa obniżonego ciśnienia opasuje całą kulę ziemską, a **Niże Islandzki i Atlantycki** są mniej widoczne.

Okolobiegunowe strefy podwyższonego ciśnienia

Nad obszarami okołobiegunowymi ciśnienie jest wyższe niż w szerokościach umiarkowanych. Stały obszar podwyższonego ciśnienia utrzymuje się nad Antarktydą. W Arktyce ogólny wzrost ciśnienia jest niewielki ze względu na częste przenikanie do tego obszaru wędrownych niżów. Wyraźniej zarysowany obszar podwyższonego ciśnienia jest związany w ciągu całego roku z Grenlandią (**Wyż Grenlandzki**).

Widoczne na mapach oddzielne obszary uśrednionego podwyższonego lub obniżonego ciśnienia są **centrami działania (lub ośrodkami działania)** atmosfery. Niektóre z nich, jak Wyże: Azorski, Hawajski, Niże: Islandzki, Aleucki, widoczne zarówno na zimowych, jak i letnich mapach ciśnienia, są stałe, inne pojawiają się tylko okresowo (na przykład Wyż Azjatycki zimą i Niż Południowoazjatycki latem). Należy pamiętać, że są to rozkłady otrzymane z uśrednienia wielkiej liczby obserwacji, a w danej chwili rozkład ciśnienia może być zupełnie inny. Podobieństwo rzeczywistego i uśrednionego rozkładu obserwuje się głównie na niskich szerokościach geograficznych, gdzie sezonowe zmiany ciśnienia są małe.

Średnie mapy ciśnienia pokazują nam przede wszystkim obszary kuli ziemskiej, nad którymi formują się w określonych porach roku rozległe wyże i niże. Układy te stanowią czynnik dominujący i decydują o ogólnej cyrkulacji w atmosferze.

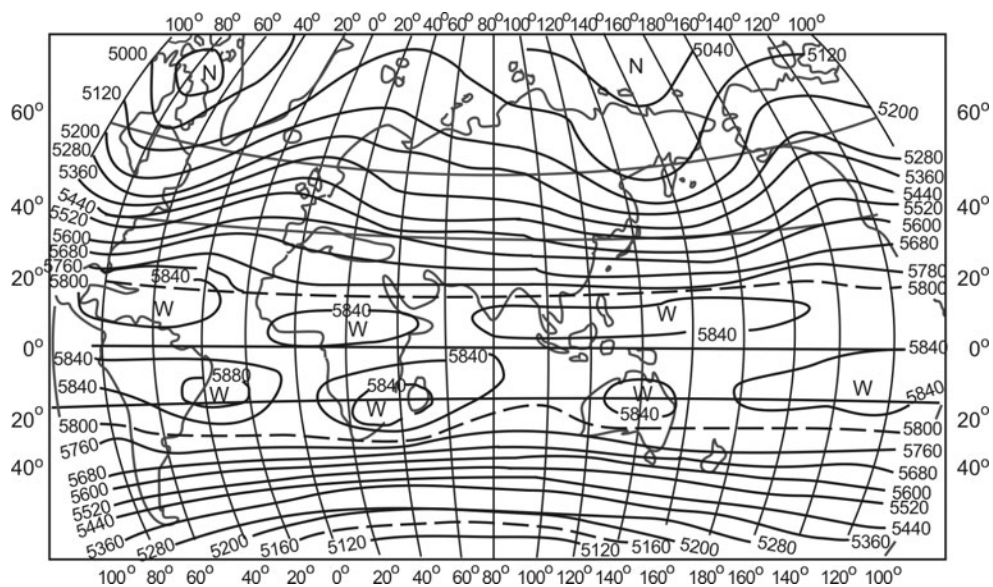
9.3. Rozkład temperatury, ciśnienia i prądów powietrza w troposferze

W troposferze do wysokości 12÷14 km temperatura w strefie międzyzwrotnikowej jest wyższa niż nad biegunami. Natomiast powyżej tej wysokości nad biegunem jest cieplej niż między zwrotnikami. Wynika stąd, że poziomy gradient temperatury w atmosferze poniżej wysokości 12÷14 km jest skierowany od równika ku biegunom, powyżej zaś przeciwnie – od biegunów do równika. Jest to szczególnie wyraźne w okresie lata na danej półkuli.

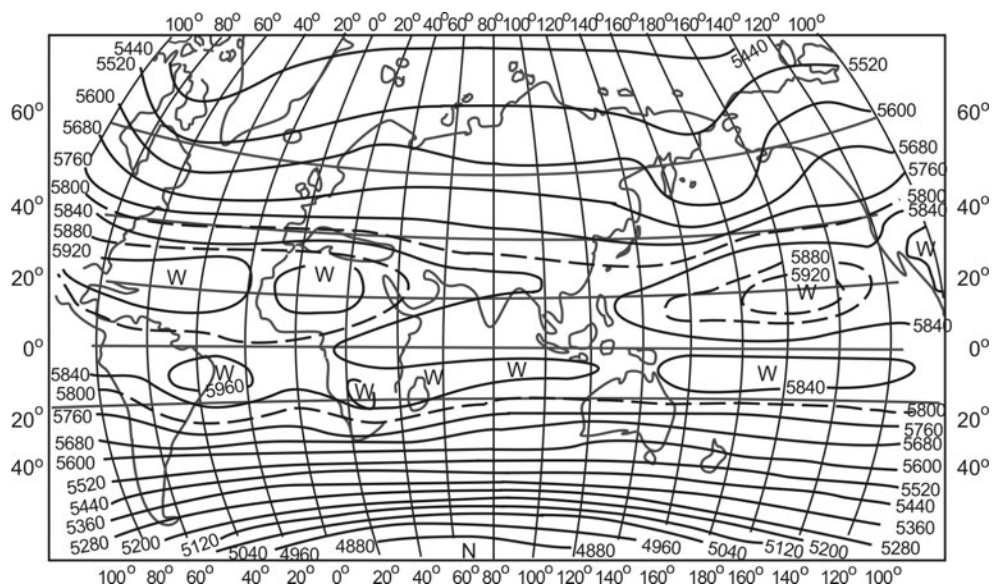
Układ powierzchni izobarycznych do 700 hPa odzwierciedla stosunkowo wiernie rozkład ciśnienia na poziomie morza. Największą wysokość osiągają one w pasie wyżów podzwrotnikowych, skąd odchylają się ku równikowej strefie obniżonego ciśnienia oraz do strefy niżów umiarkowanych szerokości geograficznych.

Na rys. 9.5 i 9.6 pokazano mapy powierzchni izobarycznych 500 mbar. Ilustrują one warunki panujące w troposferze. Najwyższe wysokości izohips, widoczne jako układy zamkniętych izohips odpowiadają przyziemnym wyżom podzwrotnikowym. Są one silnie przesunięte ku równikowi, nie leżą jednak nad samym równikiem. Wynika stąd, że występuje tu pewne nachylenie powierzchni izobarycznych w kierunku równika.

Z przedstawionego rozkładu ciśnienia wynika, że w troposferze poczynając od wysokości 3÷4 km, gradient ciśnienia skierowany jest od szerokości bliskich równika ku biegunom, jedynie w samej strefie równikowej skierowany jest do równika do wysokości ok. 10 km. Natomiast w górnej troposferze i dolnej stratosferze latem, kiedy nad biegunem odpowiedniej półkuli jest cieplej niż nad równikiem, następuje stopniowa zmiana kierunku nachylenia powierzchni izobarycznych na przeciwny. Zgodnie z tą zmianą, również gradient ciśnienia w dolnej stratosferze przyjmuje kierunek ku równikowi.



Rys. 9.5. Mapa topografii bezwzględnej powierzchni izobarycznej 500 mbar, grudzień-luty (Holec, Tymański 1973)



Rys. 9.6. Mapa topografii bezwzględnej powierzchni izobarycznej 500 mbar, czerwiec-sierpień (Holec, Tymański 1973)

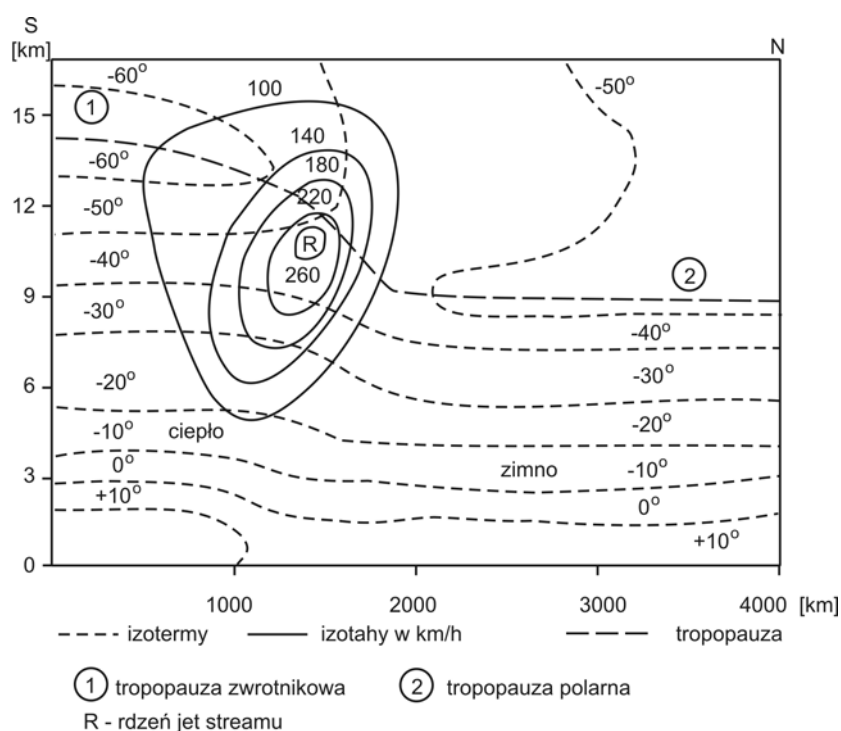
Przyjmując warunek równowagi geostroficznej (pomijając tarcie i zakrzywienie izobar) dla średniego rozkładu ciśnienia w troposferze powyżej warstwy tarcia, otrzymamy przeważające kierunki ruchu powietrza, jak na rys. 9.2:

- 1) między zwrotnikami panuje cyrkulacja wschodnia sięgająca nad równikiem do ok. 10 km wysokości,
- 2) w obszarach okołobiegunowych dominują również wiatry wschodnie, sięgające do 2÷3 km wysokości,
- 3) w pozostałych obszarach troposfery przeważa cyrkulacja zachodnia; zimą obejmuje ona również dolną stratosferę.

Przedstawione główne kierunki ruchu powietrza odzwierciedlają jedynie ogólną tendencję tych ruchów. Gdyby istniała taka idealna strefowość ruchów powietrza, nie byłoby wymiany ciepła między obszarami niskich i wysokich szerokości geograficznych. Taka intensywna wymiana, w rzeczywistości istnieje dzięki odchyleniom ruchu powietrza od kierunku równoleżnikowego, wywołanym przez rozmaitego rodzaju zaburzenia występujące w troposferze.

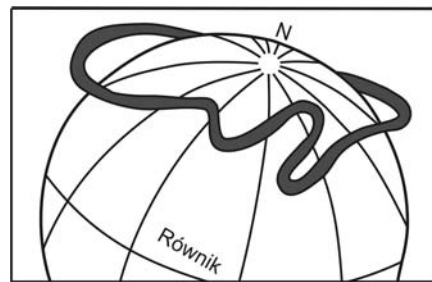
9.3.1. Górne planetarne strefy frontowe (jet- stream)

Z analizy spadku temperatury i ciśnienia przy przejściu od niskich szerokości geograficznych do wysokich wynika, że nie jest on równomierny.



Rys. 9.7. Schematyczny przekrój pionowy przez jet-stream (Schmidt, 1972)

W strefach pomiędzy szerokościami geograficznymi 35° – 65° na obu półkulach obserwuje się w górnej troposferze szczególnie duże poziome gradienty temperatury i ciśnienia. Obrazem ich jest zagęszczenie izohips na mapach topografii bezwzględnej. **Są to tzw. górne planetarne strefy frontowe.** Występują w nich intensywne ruchy powietrza z zachodu na wschód na wysokościach 9 – 12 km. Powstają tam stosunkowo wąskie strugi wiatrów o dużej prędkości, nazywane **jet-stream (prąd strumieniowy)**. Jako granicę jet-streamu przyjmuje się izotachę 100 km/h. Wymiary poziome takiej strugi to kilkaset kilometrów, a pionowe – kilka kilometrów. Maksymalne prędkości w osi strugi przekraczają wartość 300 – 400 km/h. Strugi te przybierają postać „wstęg” powietrza o szerokości kilkuset kilometrów, wtopionych w ogólny ruch powietrza z zachodu na wschód. Prądy strumieniowe uznaje się za element ogólnej cyrkulacji atmosfery. Długość tego prądu może wynosić od $1\,000$ km do $12\,000$ km, a często opasuje nawet całą kulę ziemską (rys. 9.8) w postaci meandrującej rzeki.



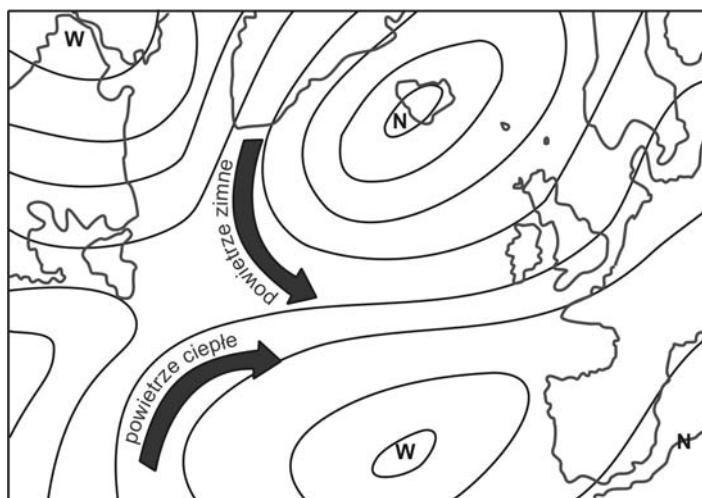
Rys. 9.8. Schemat jet-streamu na półkuli północnej (Schmidt, 1972)

Przyczyną powstawania jet-streamu jest ścieranie się dwóch mas powietrza o dużej różnicy temperatur powietrza polarnego chłodnego i ciepłego zwrotnikowego (rys. 9.9). Dążąc do wyrównania ciśnień, powietrze ciepłe będzie płynąć w kierunku powietrza chłodnego, tym szybciej, im większa jest różnica temperatur. Kierunek ruchu, pod wpływem siły Coriolisa, na półkuli północnej będzie odchylany w prawo, dlatego prądy strumieniowe płyną z zachodu na wschód. Prądy te są wykorzystywane przez pilotów, gdyż skracają czas lotu i zmniejszają zużycie paliwa.

Cechą charakterystyczną górnej, planetarnej strefy frontowej jest powstawanie zaburzeń falowych w przebiegu izohips. Wiąże się z nimi przenoszenie ciepła z niskich szerokości geograficznych w wysokie i chłodu z wysokich szerokości w niskie, prowadzące do wyrównania temperatur. Strefom tych silnych kontrastów termicznych w średniej i górnej troposferze towarzyszy często występowanie frontów przy powierzchni Ziemi (patrz rozdz. 10).

Falowe wygięcia izohips ku wyższym szerokościom tworzą górne kliny podwyższonego ciśnienia, natomiast wygięcia w kierunku niższych szerokości – górne zatoki niskiego ciśnienia.

Przesunięcia izohips w kierunku południowym są większe, co powoduje powstanie rozbieżności w obszarze górnego klina i zbieżności w obszarze zatoki. Pod strefami górnej zbieżności obserwuje się zwykle wzrost ciśnienia związany z adwekcją chłodu, a pod strefami górnej rozbieżności spadek ciśnienia związany z adwekcją ciepła.



Rys. 9.9. Powstawanie jet-streamu (Schmidt, 1972)

Procesy te mają wpływ na powstawanie wyżów i niżów przy powierzchni Ziemi, które przemieszczają się z zachodnim prądem powietrza. Podczas tego przemieszczania niży przesuwają się ku wyższym szerokościom geograficznym, a wyży – ku niższym. Wynika to z różnic wartości siły Coriolisa na różnych szerokościach geograficznych.

Powstające dodatkowe składowe ruchu wynikające z siły Coriolisa powodują powstawanie w umiarkowanych szerokościach geograficznych strefy obniżonego ciśnienia, natomiast w szerokościach podzwrotnikowych strefy podwyższonego ciśnienia. Są to prawie stałe centra działania, wpływające na cyrkulację atmosfery.

Analizując rozkład ciśnienia przy powierzchni Ziemi, należy również uwzględnić wpływ sezonowych różnic temperatur między kontynentami a oceanami, szczególnie silny na półkuli północnej, gdzie lądy zajmują większy obszar. Latem powietrze płynące z zachodu na wschód ogrzewa się nad kontynentami, co prowadzi do powstawania tam rozbieżności izohips i obszarów niskiego ciśnienia przy powierzchni Ziemi. Nad chłodniejszymi oceanami formują się wyży (Azorski, Hawajski). Zimą nad chłodnymi kontynentami formują się obszary wysokiego ciśnienia (wyż Syberyjski), następuje osłabienie Wyżów: Azorskiego i Hawajskiego oraz pogłębienie Niżów: Islandzkiego i Aleuckiego.

Na kształtowanie się pogody wywierają również wpływ łańcuchy górskie na kontynentach. Wynikają stąd różnice klimatyczne między kontynentami.

Ten uproszczony opis pozwala stwierdzić, jak ogromny jest wpływ procesów zachodzących w troposferze umiarkowanych szerokości geograficznych na ogólną cyrkulację atmosfery oraz wymianę ciepła między niskimi a wysokimi szerokościami geograficznymi.

9.4. Rozkład wiatrów przy powierzchni Ziemi

Na rozkład wiatrów przy powierzchni Ziemi ma wpływ ogólna cyrkulacja atmosfery. Charakterystyczne jest odchylenie się wiatrów od kierunków równoleżnikowych, wywołane tarciem, rozmieszczeniem oceanów i lądów, wraz z ich zróżnicowaniem termicznym

i orografią, a także wpływem wędrownych wyżów i niżów oraz tzw. centrów działania atmosfery.

Graficzny obraz rozkładu dolnych wiatrów przedstawiono już wcześniej za pomocą strzałek obrazujących uśrednione kierunki wiatrów: średnie roczne na rys. 9.2 oraz dla stycznia i lipca na rysunkach 9.3 i 9.4. Widać na nich wyraźnie wspomniane odchylenie wiatrów od kierunków równoleżnikowych.

Na obszarach, gdzie centra działania sezonowo zmieniają swój znak na przeciwny, pojawiają się nowe składowe cyrkulacji – tzw. monsunowe, i kształtują się sezonowe wiatry – monsuny.

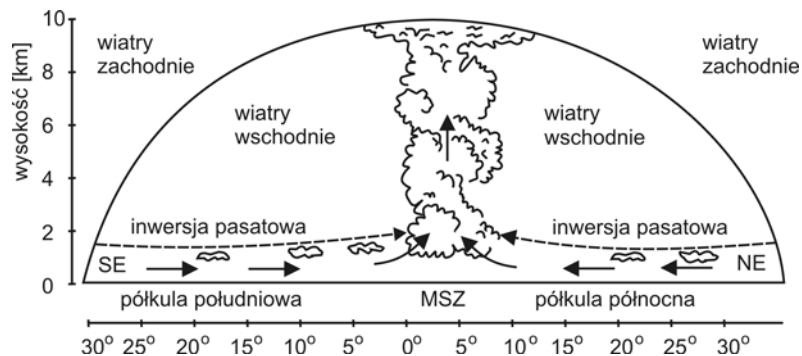
Każda z omówionych stref ciśnienia ma charakterystyczną cyrkulację. Poniżej omawia się szczegółowo cechy szczególne tej cyrkulacji w każdej ze stref.

9.4.1. Cyrkulacja w strefie międzyzwrotnikowej. Zjawiska upwelling, El Niño i La Niña

W pobliżu 30° szerokości geograficznej każdej z półkul bierze początek wschodni prąd powietrza; są to wiatry stałe, zwane pasatami. Wiatry te wieją w warstwie tarciowej, od wyżów podzwrotnikowych, spotykają się na równikowej zbieżności, zwanej frontem równikowym albo międzyzwrotnikową strefą zbieżności MSZ. Grubość warstwy wiatrów wschodnich wzrasta w kierunku równika, osiągając w jego pobliżu około 10 km, a nawet sięgając do granic troposfery.

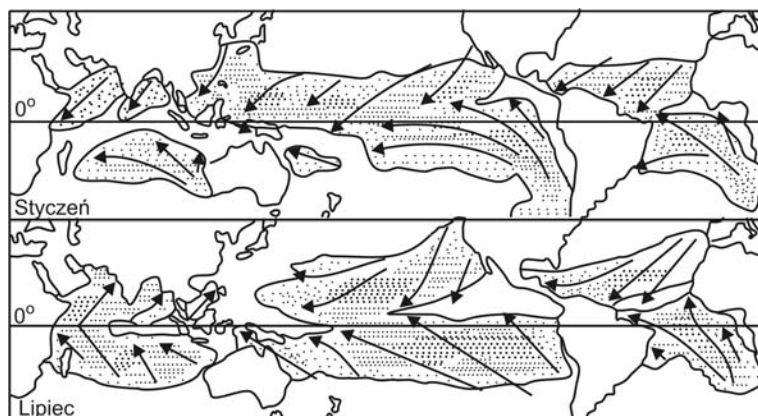
Efekt zbieżności wiatrów ponad powierzchnią Ziemi są prądy wstępujące, które sięgają wiele kilometrów w górę, doprowadzając do powstania potężnych chmur kłębiasto-deszczowych. Strefa pasatów – wiatrów wschodnich mieści się wewnątrz otaczającej ją strefy prądów zachodnich (rys. 9.10).

Przy samej powierzchni Ziemi ruch powietrza słabnie, na skutek tarcia, tworząc pas tzw. ciszy równikowej. Prędkość wiatru w strefach pasatów wynosi średnio 5÷8 m/s i jej zmienność jest mała. Pasaty są wiatrami stałymi, podlegają jednak wahaniom zarówno co do kierunku, jak i prędkości, zgodnie z aktualnym przebiegiem izobar. Wyróżnia się pasat półkuli północnej (pasat NE) i półkuli południowej (pasat SE). Granicami zewnętrznymi stref pasatów są osie podzwrotnikowych stref wysokiego ciśnienia. Pasaty najwyraźniej formują się nad oceanami (rys. 9.11).



Rys. 9.10. Schemat cyrkulacji w międzyzwrotnikowej strefie zbieżności – MSZ (Holec, Tymański, 1973)

Pasat wieje od zwrotnika do równika dołem, górą zaś w kierunku przeciwnym – od równika do zwrotników; prąd ten ma przeważającą składową zachodnią i nazywany jest często antypasatem. Pasaty i antypasaty tworzą pewne zamknięte ogniwo cyrkulacji (patrz rys. 9.2).



Rys. 9.11. System stałych wiatrów na kuli ziemskiej w styczniu i lipcu (Crowe, 1987). Szrafem zaznaczono obszary o względnie stałych kierunkach wiatrów, stopień zagęszczenia szrafu pokazuje obszary, gdzie ponad 50% wiatrów wieje z prędkością $\geq 3,25$ m/s

Na półkuli południowej pasaty występują nad wszystkimi oceanami, na północnej, nad Atlantykiem i Pacyfikiem. Nad Oceanem Indyjskim natomiast cyrkulacja ma charakter monsunowy. Zakłócenia w stałości pasatów wprowadzają oddzielne wyż podzwrotnikowe i cyklony tropikalne. Stałość ich maleje w pobliżu centralnych części wyżów podzwrotnikowych oraz w sąsiedztwie międzyzwrotnikowej strefy obniżonego ciśnienia.

W pasie szerokości 30° – 35° (centralne części wyżów podzwrotnikowych) mieści się strefa wiatrów stałych, słabych i zmiennych z dużym udziałem cisz (na Atlantyku „końskimi szerokościami”). Zgodnie z deklinacją Słońca obserwuje się sezonowe przesunięcia strefy pasatów o ok. 3 do 4° .

Powietrze osiadające w wyższych obszarach pasatów, w warstwie o grubości około kilkuset metrów, położonej na wysokości ok. 1200–2000 m, cechuje się równowagą stałą z inwersją temperatury lub izotermią. Jest to tzw. inwersja pasatowa (rys. 9.10), która hamuje rozwój prądów konwekcji termicznej i pionowe rozbudowywanie się chmur kłębiastych. Z tego powodu chmury tej strefy nie osiągają poziomu zlodzenia, nie dają opadów atmosferycznych lub pojawiają się opady tylko bardzo słabe i przelotne.

W pobliżu równikowego pasa niskiego ciśnienia pasaty słabną i zanikają, natomiast wyraźne stają się ruchy pionowe powietrza. Występująca między pasatami półkuli północnej i południowej międzyzwrotnikowa strefa zbieżności (MSZ) na niektórych odcinkach przekształca się w wąską strefę frontu klimatologicznego zwrotnikowego gdzie pasaty jednej półkuli przechodzą bezpośrednio w pasaty drugiej (rozdz. 10).

Międzyzwrotnikowa strefa zbieżności pokrywa się z międzyzwrotnikową strefą niskich ciśnień. Występują w niej bardzo silne prądy konwekcyjne (rys. 9.10), powodując rozwój mocno wypiętrzonych, potężnych chmur kłębiastych Cu i kłębiasto-deszczowych

Cb, dających obfite opady przelotne o charakterze ulew, którym zwykle towarzyszą burze i porywiste wiatry.

Upwelling, El Niño i La Niña

Przedstawiona cyrkulacja atmosferyczna w strefie zwrotnikowej jest w ścisłym związku z charakterystyką podłoża. Szczególny wpływ wywierają tu zmiany temperatury wód oceanicznych, które modyfikują tę cyrkulację. Istnieje ścisły związek w układzie oceany-atmosfera.

Pasaty, wiejące w strefie międzyzwrotnikowej jako wiatry wschodnie, przenoszą powietrze w kierunku zachodnim. Ten ruch mas powietrza nad oceanami powoduje rozwój prądów morskich w rejonie równika i transport w kierunku zachodnim cieplejszych wód powierzchniowych. Wywołuje to w zachodniej części Oceanu Spokojnego wzrost poziomu wód o około 30÷70 cm i takie samo obniżenie w części wschodniej. Na miejsce przemieszczających się ciepłych wód powierzchniowych wypływają głębiej zalegające wody chłodniejsze. Obserwuje się na przykład we wschodniej części Oceanu Spokojnego w pobliżu wybrzeży Peru i Chile wody znacznie chłodniejsze, niżby wynikało to z ich położenia geograficznego. Zjawisko wynoszenia wód z głębokości kilkuset metrów zostało nazwane *upwelling*, a średnia prędkość tego ruchu wynosi o ok. 10^{-4} cm/s. Zjawisku *upwellingu* towarzyszy klimat suchy. Oprócz wschodnich wybrzeży Oceanu Spokojnego (Ameryka Południowa) – Prąd Peruwiański, zjawisko to występuje jeszcze w wielu miejscach, np. u zachodnich wybrzeży Afryki – Prąd Benguelski, u zachodniego wybrzeża Ameryki Północnej – Prąd Kalifornijski itp.

Zjawisko *upwellingu* cechuje się różną intensywnością. W okresach, gdy co 3÷4 lata następuje osłabienie cyrkulacji pasatowej, *upwelling* prawie zanika. Wody powierzchniowe oceanu ogrzewają się wówczas silniej o 2° do 5°C, co pociąga za sobą zmianę warunków pogodowych w rejonie oceanów. Rejony objęte *upwellingiem* są bardzo bogate biologicznie – stanowią najbogatsze łowiska na kuli ziemskiej. Wynika to z obfitego dostarczania do wód powierzchniowych składników pokarmowych wynoszonych z głębokich wód oceanu. Każda zmiana intensywności cyrkulacji pasatowej bezpośrednio wpływa na zmianę tempa wynoszenia wód wgłębnych na powierzchnię, powodując duże zmiany w produktywności biologicznej. Zmieniają się również typowe warunki pogodowe – na obszarach zwykle suchych wzrasta konwekcja, wywołując zachmurzenie i opady, natomiast na obszarach zwykle wilgotnych ustala się pogoda słoneczna i sucha.

Obserwowane w ostatnich latach zjawisko osłabienia *upwellingu* i związane z nim znacznie większe nagrzanie powierzchniowych wód oceanu, a także zmiana warunków pogodowych na ogromnym obszarze, jest określane jako El Niño.

El Niño – Dzieciątko, tak został nazwany przez miejscową ludność ciepły prąd u wybrzeży Ekwadoru, Peru i Chile, który pojawia się tam najczęściej w okolicach Bożego Narodzenia. Nazwa ta została oficjalnie uznana dopiero w 1982 r. Stwierdzono, że El Niño powstaje, gdy ciśnienie atmosferyczne w rejonie Tahiti, z przyczyn jeszcze nie do końca poznanych, staje się anomalnie niskie, a w rejonie Australii anomalnie wysokie. Wówczas następuje osłabienie pasatu wschodniego i przemieszczanie się ogromnych mas ciepłej wody z zachodu na wschód Pacyfiku. Wywiera to istotny wpływ na cyrkulację atmosfery. Związane z tym intensywne opady przesuwają się nad wschodnie, suche rejony Pacyfiku i wybrzeża Ameryki Południowej. Zmiana struktury atmosfery w tej strefie powoduje katastrofalne zjawiska pogodowe: wielodniowe ulewy, lawiny błotne, niszczące powodzie,

z kolei nad obszarami zachodniego Pacyfiku (Indonezja, Australia) – katastrofalne susze. Bardzo silne zjawisko El Niño wystąpiło na przełomie lat 1997/98. Różnica temperatury wód oceanu w stosunku do normy wyniosła $+5^{\circ}\text{C}$. Te anomalie wywołały suszę w Indonezji, Australii, w południowej Afryce i w północnej części Ameryki Południowej. Natomiast u wybrzeży Azji i Ameryki Środkowej występowały częściej i były gwałtowniejsze niż zwykle huragany, a wzdłuż wybrzeży Peru i Ekwadoru – ulew i powodzie.

Szczegółowe badania tego zjawiska, choć było znane od dawna, podjęto dopiero w latach 1957–58, a prekursorem tych badań był J. Bjerknes. Obecnie, ze zjawiskiem El Niño łączy się także suszę w 1982 r. w Afryce północnej, suszę w krajach Sahelu i Etiopii w latach siedemdziesiątych i osiemdziesiątych XX w., suszę w Australii, a także katastrofalne powodzie w Ekwadorze, Peru i Boliwii.

Badając El Niño, Bjerknes wykrył jego fazę przeciwną – La Niña (Dziewczynka), podczas której chłodne warstwy wschodniego Pacyfiku kierują się na zachód. La Niña, w przeciwieństwie do El Niño, występuje wówczas, gdy pasaty wieją silniej niż zwykle. Pchana przez nie woda powierzchniowa płynie w stronę Azji i sięga dalej niż zazwyczaj na zachód. Chłodniejsza woda unosi się z głębin w postaci zimnego klina i ciągnie się przez 5000 km wzdłuż równika, od Ekwadoru po wyspy Samoa. W wyniku tego przybywa składników pokarmowych, zmniejsza się natomiast parowanie. W konsekwencji tworzy się mniej chmur i zmniejsza się ilość opadów u wybrzeży Południowej Ameryki. W tej fazie ciśnienie jest anomalnie wysokie w rejonie Tahiti, a niskie nad Australią.

Najistotniejszą cechą opisanych cyrkulacji, określanych również nazwą ENSO (El Niño – Southern Oscillation, Oscylacja Południowa) są zmiany ciśnienia atmosferycznego między wschodnimi rejonami Oceanu Indyjskiego i wschodnią częścią Oceanu Spokojnego. Nie wszystkie mechanizmy tego zjawiska są w pełni poznane. Oba zjawiska są przeciwnymi fazami tego wielkiego układu oceaniczno-atmosferycznego ENSO: EL Niño jest fazą ciepłą, a La Niña – chłodną.

Uważa się, że dogłębne poznanie procesów prowadzących do powstania ENSO i wpływających na relacje ocean-atmosfera, które warunkują ustalanie się reżimów pogodowych, jest obecnie jednym z ważniejszych zadań badawczych współczesnej meteorologii.

9.4.2. Cyrkulacja atmosfery w umiarkowanych i wysokich szerokościach geograficznych

W obszarach wyżów podzwrotnikowych na oceanach i poza obszarami wiatrów monsunowych przeważają wiatry słabe i zmienne. Idąc od równika w kierunku ku biegunom, na obu półkulach spotyka się strefy przeważających wiatrów zachodnich. Ruch powietrza odbywa się tu zgodnie z gradientem ciśnienia od strefy wyżów podzwrotnikowych w kierunku strefy obniżonego ciśnienia w szerokościach około 60° – 65° . Kierunek ten jest nieco zmodyfikowany przez działanie siły tarcia i siły Coriolisa.

Mimo wyraźnego średniego ruchu z kierunku zachodniego, stałość tych wiatrów jest bardzo mała. Powodem tego jest intensywna działalność cyklonalna, objawiająca się ciągłym powstawaniem i przemieszczaniem w tej strefie niżów i wyżów. Wypadkowe przemieszczanie się powietrza z sektora zachodniego jest wynikiem łącznego działania powstających zaburzeń atmosfery. Rzeczywisty obraz cyrkulacji jest bardzo skomplikowany i w danym momencie może znacznie różnić się od średniego. Zamiast wiatrów zachodnich mogą pojawiać się wiatry z dowolnego kierunku.

Najbardziej charakterystyczną cechą cyrkulacji obszaru szerokości pozazwrotnikowych jest powstawanie, rozwój i zanikanie zaburzeń w postaci cyklonów (układów niżowych) oddzielonych antycyklonami (układami wyżowymi). Takie układy baryczne tworzą się nieustannie – kilkaset razy w ciągu roku i przemieszczają się z zachodu na wschód. Wielkoskalowe prądy powietrza wykazują ścisły związek z tymi zaburzeniami atmosferycznymi.

W wyższych warstwach troposfery strefowość ruchu jest bardziej widoczna niż przy powierzchni Ziemi. Pojawiają się tu jednak również składowe południkowe prądów powietrza, a nad układami barycznymi izohipsy górnych powierzchni izobarycznych wyginają się silnie, tworząc górne zatoki (nad tylnymi częściami niżów i przednimi wyżów) i górne kliny (nad tylnymi częściami wyżów i przednimi niżów).

Systematyczne powstawanie, rozwój i przemieszczanie się niżów i wyżów powodują, że pogoda w umiarkowanych i wysokich szerokościach geograficznych charakteryzuje się bardzo dużą zmiennością.

Opisana działalność cyklonalna stanowi jeden z najważniejszych elementów ogólnej cyrkulacji atmosfery. Przemieszczające się układy baryczne z typowym dla nich krążeniem powietrza przyczyniają się do wymiany ciepła między niskimi a wysokimi szerokościami geograficznymi, umożliwiając wyrównanie różnic termicznych między obszarami strefy równikowej i strefami okołobiegunowymi.

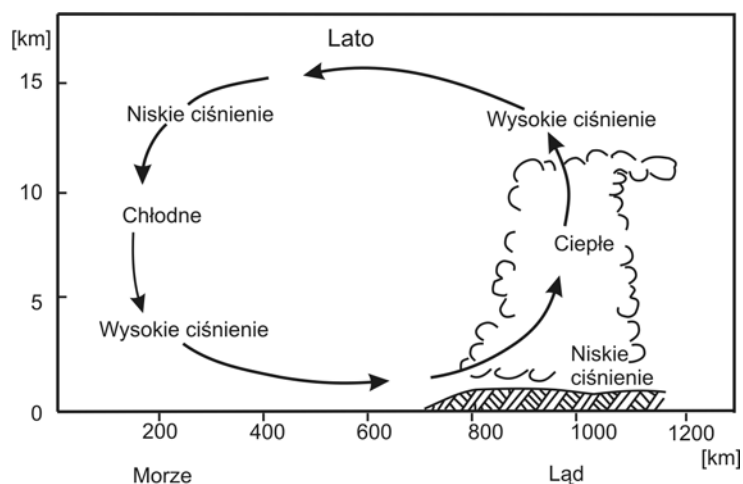
Strefa wiatrów zachodnich umiarkowanych szerokości jest szczególnie wyraźna na półkuli południowej, gdzie brak zakłócającego wpływu kontynentów, a silne kontrasty termiczne między chłodną Antarktydą i stosunkowo ciepłym oceanem powodują wystąpienie dużych gradientów termicznych i ciśnienia. Wywołuje to wiatry o dużych prędkościach. Potężne sztormy osiągają największą częstość zimą. Z tego powodu pas silnych wiatrów zachodnich na półkuli południowej został nazwany przez żeglarzy „ryczące czterdziestki”.

Na wyższych szerokościach geograficznych ok. 60° – 65° , ciśnienie zaczyna wzrastać w kierunku ku biegunom. W szerokościach okołobiegunowych średnie gradienty ciśnienia są skierowane w stronę równika. Przeważający ruch powietrza odbywa się ze wschodu na zachód. Szczególnie wyraźnie wiatry wschodnie obserwuje się na Antarktydzie. W Arktyce, wschodnie wiatry nie są tak widoczne – ruch powietrza charakteryzuje się tu dużą zmiennością zarówno kierunku, jak i prędkości wiatru. Wynika to z częstego przenikania niżów wędrownych do tej strefy.

9.5. Cyrkulacja monsunowa

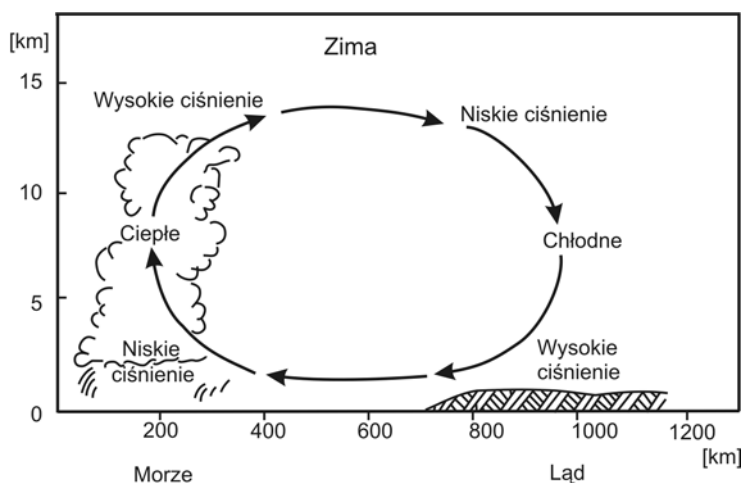
Cyrkulacja monsunowa jest zakłóceniem ogólnej cyrkulacji atmosfery, występującym w dużej skali. Jest to specyficzny ustrój wiatrowy, występujący na pewnych obszarach Ziemi, charakteryzujący się tym, że wiatry w dolnej troposferze dwa razy w roku zmieniają kierunek na przeciwny.

Wiatry o stałych, charakterystycznych dla danej pory roku, cechach noszą nazwę **monsunów**. Prąd powietrza, którego kierunek przeważa w miesiącach zimowych określa się jako monsun zimowy, natomiast monsunem letnim określamy wiatr przeważający w okresie lata. Latem, ląd nagrzewa się szybciej i silniej niż oceany, zimą zaś wychładza się silniej od oceanu. Różnica temperatur między lądem i oceanem wywołuje różnicę ciśnień.



Rys. 9.12. Przekrój pionowy przez monsun letni (Schmidt, 1973)

Latem, w wyniku silnego ogrzania, nad lądem powstaje ośrodek niskiego ciśnienia (rys. 9.12), a nad oceanem – wysokiego. W okresie zimy rozkład ciśnień jest odwrotny (rys. 9.13). Dzięki takiej sezonowej zmianie ciśnienia dochodzi do rozwoju sezonowych zmian kierunku spływu powietrza: latem powietrze przemieszcza się z nad oceanu na ląd (monsun letni, oceaniczny), zimą z lądu nad ocean (monsun zimowy, kontynentalny).



Rys. 9.13. Przekrój pionowy przez monsun zimowy (Schmidt, 1973)

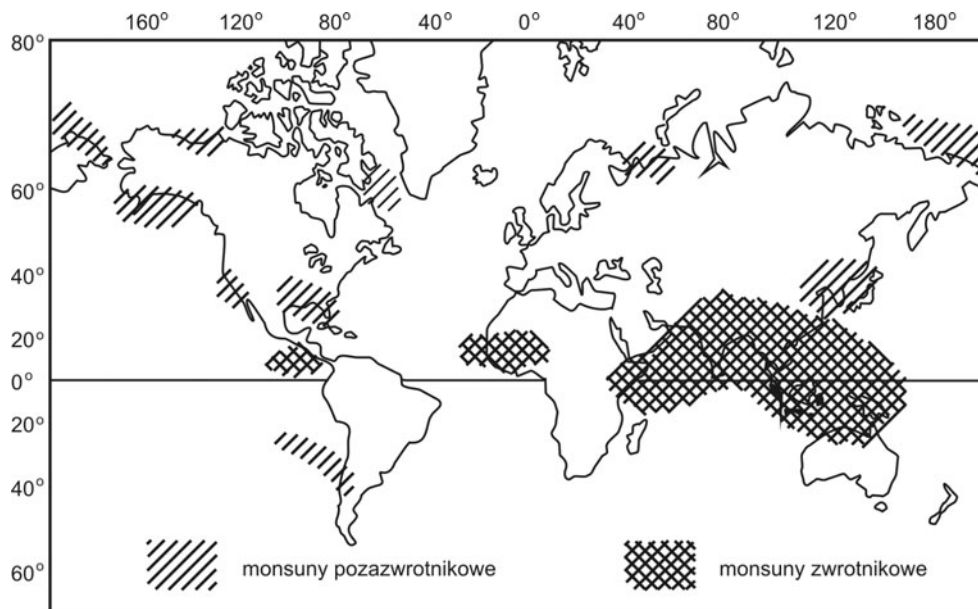
Długo uważano, że przyczyną cyrkulacji monsunowej jest wyłącznie letnie ogrzanie lądu i jest to cyrkulacja termiczna, podobna do bryzowej (rys. 9.17 i 9.18).

Obecnie przeważa pogląd, że cyrkulacja monsunowa stanowi fragment ogólnej cyrkulacji atmosfery, a jest nie tylko cyrkulacją lokalną, wyłącznie termiczną. Bezpośrednimi przyczynami pojawiania się monsunów są sezonowe zmiany ciśnienia nad kontynentami Azji, Afryki, Australii i wodami oceanów oraz przemieszczanie się wyzów podzwrotnikowo-

wych i międzyzwrotnikowej strefy obniżonego ciśnienia. Zjawiska te powodują sezonowe zmiany kierunków gradientów ciśnienia, a więc i kierunków wiatrów. Rozległość kontynentu Azji i występujące tam silne kontrasty termiczne między latem a zimą są czynnikami wzmacniającymi efekt sezonowości układów ciśnienia i wiatru. Duży wpływ na cyrkulację monsunową w troposferze wywierają także łańcuchy górskie, w przypadku Azji – Himalaje.

Cyrkulacja monsunowa najwyraźniej występuje w szerokościach zwrotnikowych (rys. 9.14), a największy obszar występowania monsunów obejmuje północną część Oceanu Indyjskiego i przylegające do niego obszary lądowe. Obserwuje się ją także w szerokościach umiarkowanych, m.in. na północnych krańcach Europy, w rejonie Alaski itp.

Stabilność cyrkulacji monsunowej zależy od stałości układów barycznych w danej porze roku i występującej sezonowej przewadze wyżów nad niżami, lub odwrotnie. Na obszarze cyrkulacji monsunowej bowiem, podobnie jak w strefach cyrkulacji pasatowej, zalegają układy zarówno wysokiego, jak i niskiego ciśnienia, natomiast sezonowo występuje wyraźna przewaga jednych układów nad drugimi.



Rys. 9.14. Rejony występowania cyrkulacji monsunowej na kuli ziemskiej
(Woś, 1996)

Pole ciśnienia w danym sezonie ulega wielu deformacjom, stąd w poszczególnych latach występują duże różnice w cyrkulacji – w terminach pojawiania się i zaniku danego monsunu.

Nad Oceanem Indyjskim monsun letni charakteryzuje się większymi prędkościami niż monsun zimowy, natomiast na wodach wschodnioazjatyckich, aż po Morze Wschodniochińskie, silniejsze wiatry wieją podczas monsunu zimowego.

Z cyrkulacją monsunową związany jest też charakterystyczny przebieg pogody. Monsun letni, wiejący znad oceanu, przynosi pogodę pochmurną z obfitymi opadami, natomiast podczas monsunu zimowego niebo zwykle jest pogodne. Oczywiście występują odchylenia

od tego średniego schematu, podczas monsunu letniego występują dni pogodne, a podczas zimowego pojawiają się opady.

Występowanie opadów atmosferycznych na terenach cyrkulacji monsunowej jest uwarunkowane obecnością dużej ilości pary wodnej w atmosferze przemieszczającej się znad oceanu oraz w dużej mierze orografią terenu. Wszędzie tam, gdzie wilgotne powietrze zostaje zmuszone do unoszenia się wzdłuż zboczy górskich oraz dodatkowo występuje efekt zbieżności prądów powietrza (również związany z orografią terenu), opady są wyjątkowo obfite. Szczególnie obfite opady występują w Indiach Wschodnich (Czerapundzi) w stanie Assam – w rejonach leżących u stóp gór. Roczne opady sięgają tu 12 700 mm.

9.6. Wiatry lokalne

W wielu regionach geograficznych świata obserwuje się pewne charakterystyczne wiatry, które pojawiają się o określonej porze lub przy określonym rozkładzie ciśnienia. Wiatry te mają swoje oryginalne nazwy związane z regionem występowania i typowymi cechami pogody, którymi się charakteryzują (tabl. 9.1). Można wyróżnić dwie grupy zjawisk, które określamy jako wiatry lokalne (Holec, Tymański, 1973):

- 1) prądy ogólnej cyrkulacji atmosfery, zmodyfikowane pod wpływem lokalnych warunków (ukształtowanie powierzchni itp.). W niektórych regionach prądy te otrzymały jedynie swoje oryginalne nazwy, nie podlegając modyfikacjom,
- 2) wiatry ściśle lokalne o małym zasięgu, wynikające głównie z przyczyn termicznych. Mogą występować lokalnie samodzielnie lub też nakładać się na ruch powietrza wynikający z ogólnego rozkładu ciśnienia.

Liczba nazw tych specyficznych wiatrów lokalnych jest bardzo duża (ponad 200). Niektóre z nich mają duże znaczenie dla miejscowej żeglugi.

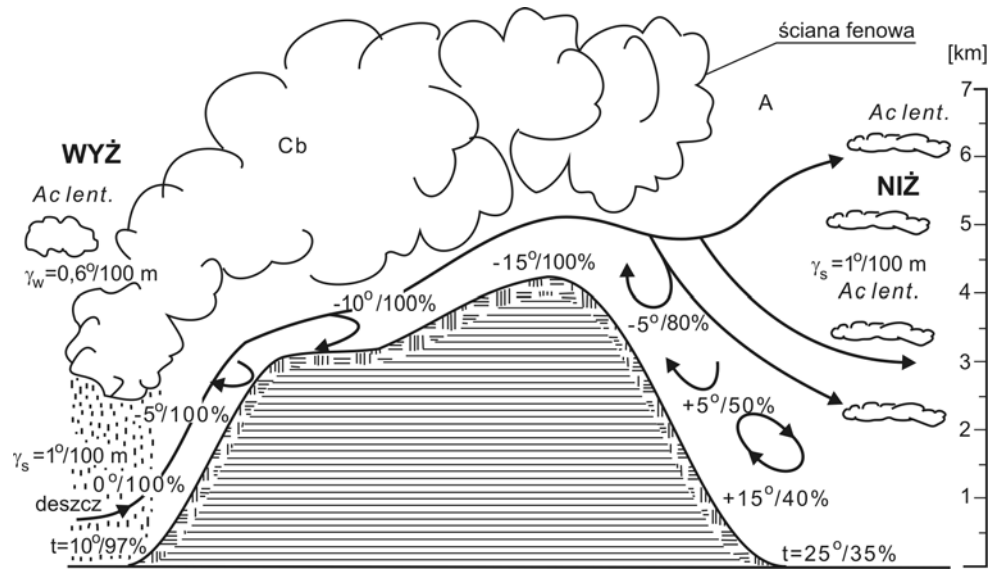
9.6.1. Wiatry lokalne będące prądami ogólnej cyrkulacji atmosfery

Najważniejsze w tej grupie są wiatry wiejące w górach i dolinach, takie jak bora, fen, mistral, levant, harmattan, tornado itp.

Fen (halny)

Jest to wiatr ciepły i suchy, często bardzo silny i porywisty, wiejący z gór w doliny. Powstaje wtedy, gdy prąd powietrza ogólnej cyrkulacji atmosfery przepływa nad górami. Schemat wiatru fenowego (halnego) przedstawiono na rysunku 9.15.

Wiatr ten jest obserwowany na stokach zawietrznych, głównie północnych Alp, Sudeatów, Tatr, gdy po obu stronach gór panują różne ciśnienia: wysokie po stronie nawietrznej i niskie po zawietrznej. Po stronie nawietrznej powietrze podnosi się w górę wzdłuż zboczy (gradient baryczny), ochładzając się początkowo, do poziomu kondensacji, z gradientem suchoadiabatycznym ($\gamma_s = 1^\circ/100 \text{ m}$). Po osiągnięciu stanu nasycenia (wilgotność względna równa 100%), przy dalszym unoszeniu się powietrza zachodzi ochładzanie z gradientem wilgotnadiabatycznym (ok. $\gamma_w = 0,5^\circ \pm 0,6^\circ/100 \text{ m}$).



Rys. 9.15. Schemat powstawania wiatru fenowego (halnego)
(oprac. własne)

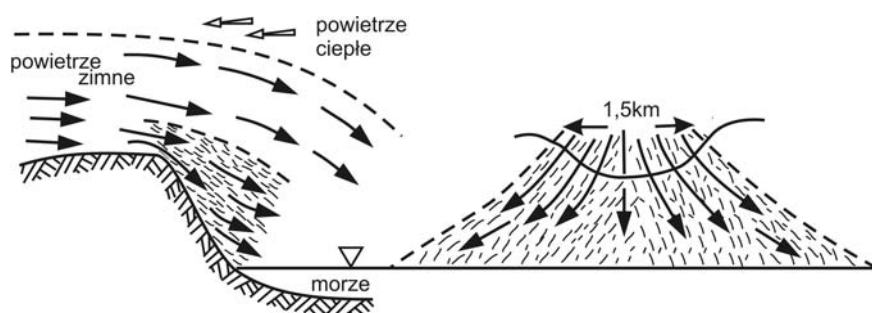
Temu procesowi ochładzania towarzyszy kondensacja pary wodnej zawartej w powietrzu, powstawanie chmur i opadów. Powietrze po stronie nawietrznej traci część swojej wilgoci, natomiast otrzymuje dodatkowe ciepło w wyniku wyzwiania się utajonego ciepła kondensacji. Po przejściu szczytu górskiego, pod wpływem sił gradientu ciśnienia i grawitacji powietrze będzie opadać po stoku zawietrznym i ogrzewać się z gradientem suchoadiabatyicznym $\gamma_s = 1^\circ\text{C}/100\text{ m}$. W dolinę spływa więc powietrze suche i ciepłe. Często podczas wiania fenu obserwuje się wzrost temperatury o kilka stopni (a czasem nawet o kilkanaście) i spadek wilgotności względnej do kilkunastu procent.

Chmury powstające masowo po stronie nawietrznej na szczycie tworzą wał chmur urywający się ostro, zwany **ścianą fenową**.

Wiatr typu **fenowego** po stronie układu niżowego jest ciepły i suchy, nieraz bardzo silny i porywisty. Podwyższenie temperatury i spadek wilgotności powietrza bywają często odczuwane na znacznych odległościach od gór, np. w Polsce w Krakowie. W zimie, wiatr ten powoduje gwałtowne topienie śniegu, latem nagłą suszę połączoną z opadaniem liści. Wiatr typu fenowego w górach występuje stosunkowo często, nawet kilkadziesiąt razy w roku. Wiatr ten pod nazwą fenu znany jest w Alpach, w Polsce nosi nazwę halnego, w Czechach – polak, w Górach Skalistych – chinook itp.

Bora

Jest to gwałtowny i porywisty wiatr wiejący z wyniesionych nadbrzeżnych gór nad cieplejsze morze. Warunkiem jego występowania jest niskie ciśnienie i stosunkowo wysoka temperatura nad morzem oraz utrzymujące się na nadbrzeżnych wzniesieniach przez dłuższy czas zimne powietrze (rys. 9.16).



Rys. 9.16. Schemat powstawania bory (Schmidt, 1972)

W okresie zimy bora powoduje znaczne obniżenie temperatury na wybrzeżach i nad morzem. Jest to wiatr spadowy, powstający w czasie spływu silnie wychłodzonych mas powietrza z nadmorskich płaskowyżi na względnie cieplejszą powierzchnię morza. W czasie opadania powietrze ogrzewa się o $1^{\circ}/100\text{m}$, lecz ze względu na małą wysokość płaskowyżu nadal pozostaje chłodniejsze od morza.

Prędkość wiatru bywa ogromna, dochodzi do 40 m/s, czas trwania zwykle 2÷3 dni. Zimą bora jest bardzo niebezpieczna dla żeglugi, gdyż w wyniku rozbryzgiwania się wody morskiej przez opadające zimne powietrze tworzą się liczne kryształki lodu, które niesione wiatrem powodują szybkie i silne oblodzenie statków. Może to nawet doprowadzić do ich zatonięcia. W Europie bora występuje najczęściej nad Adriatykiem w Dalmacji i koło Triestu oraz na Wybrzeżu Morza Czarnego; jest szczególnie dotkliwa w okresie zimy.

Mistral

Do tego samego typu, co bora, należy mistral, przykry, zimny wiatr spadający z Masywu Centralnego (Francja) lub przedgórze Alp w kierunku Morza Śródziemnego. Wieje on przede wszystkim doliną Rodanu. Związany jest z niskim ciśnieniem nad Morzem Tyrreńskim lub Liguryjskim i wysokim ciśnieniem nad południowo-zachodnią Francją. U wybrzeży Francji powoduje bardzo silne i niebezpieczne falowanie morza.

Sirocco

Jest to wiatr wiejący nad Morzem Śródziemnym z kierunków południowych. Pojawia się przez cały rok. Przyczyną jego tworzenia się są nize przemieszczające się nad Morzem Śródziemnym z zachodu na wschód.

Sirocco powstaje nad obszarami Afryki i Półwyspu Arabskiego. Na początku swej drogi jest więc bardzo suchy, gorący i zapyłony. Przemieszczając się nad morzem nabiera wilgoci. W basenie Morza Śródziemnego występuje pod wieloma lokalnymi nazwami.

Levanter

Jest to wschodni wiatr wiejący w Cieśninie Gibraltarskiej. Występuje przede wszystkim od wiosny do jesieni. Tworzy się, gdy nad Europą formuje się ośrodek wyżowy, a nad wybrzeżem Afryki i południowo-zachodnią częścią Morza Śródziemnego zalega niż. Zwykle jest to wiatr słaby i umiarkowany. Jest z nim związana charakterystyczna chmura orograficzna nad skałą gibraltarską, rozciągająca się po stronie zawietrznej i często towarzyszą

jej sztormowe porywy. Levanter przynosi powietrze wilgotne, powoduje mgły i często deszcz.

Harmatan

Jest to pasat NE wiejący z Sahary w kierunku atlantyckich wybrzeży Afryki. Największy zasięg ma od listopada do marca. Jest to wiatr suchy, gorący, przynoszący duże ilości pyłu ograniczające widzialność.

Tablica 9.1

Wybrane wiatry regionalne i lokalne (zmodyfikowano Woś, 1996)

Nazwa wiatru lokalnego	Rejon występowania	Cechy charakterystyczne
Baguio	Filipiny	Cyklon tropikalny
Blizzard	Ameryka Północna	Wiatr o charakterze burzy śnieżnej. Wieje w zimie z północnego zachodu
Bora	Wschodnie wybrzeże Adriatyku i Morza Czarnego	Chłodny, porywisty wiatr wiejący znad pasma gór położonych w pobliżu wybrzeża nad stosunkowo ciepłe morze. Pojawia się w chłodnej porze roku z kierunku NE i N
Buran	Syberia	Wiatr północno-wschodni występujący w chłodnej porze roku z burzą śnieżną
Chamsin	Egipt i tereny sąsiednie	Wiatr gorący, suchy o charakterze burzy pyłowej. Wieje głównie wiosną z kierunku południowego
Chinook	Góry Skaliste (Ameryka Północna)	Wiatr ciepły, suchy (typu fenowego)
Fen	Alpy i inne łańcuchy górskie	Wiatr ciepły, suchy. Występuje głównie w chłodnej porze roku
Halny	Tatry	Wiatr ciepły i suchy. Wieje z południa, głównie w chłodnej porze roku
Harmatan	Zachodnie wybrzeże Afryki Północnej	Wiatr pustylny, mający charakter burzy pyłowej. Wieje z NE w kierunku Oceanu Atlantyckiego
Hurricane	Antyle, Ameryka Środkowa, Północna	Cyklon tropikalny
Levanter	Morze Śródziemne, Gibraltar	Wiatr wiejący w zwięźeniu cieśniny, któremu towarzyszą mgły i opady
Mistral	Dolina Rodanu, Riwiera francuska i włoska	Wiatr chłodny i porywisty. Wieje z kierunku północnego w chłodnej porze roku (typu bora)
Suchowiej	Pustynno-stepowe obszary nad Morzem Kaspijskim	Wiatr suchy, gorący, pojawiający się przede wszystkim w cieplej porze roku z kierunku wschodniego
Tajfun	Wybrzeża wschodniej i południowo-wschodniej Azji	Cyklon tropikalny
Tornado	Pd.-wsch. i środkowa część Stanów Zjednoczonych	Katastrofalne burze wirowe, niektóre związane z cyklonami tropikalnymi
Willy-willy	Zachodnie wybrzeża Australii	Cyklon tropikalny

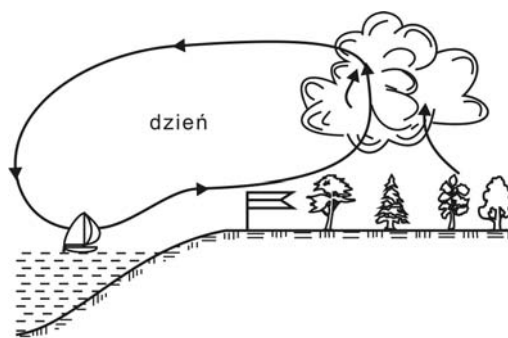
9.6.2. Wiatry lokalne związane z wpływami termicznymi

Do wiatrów lokalnych wywołanych termicznym krążeniem powietrza należą bryzy: morska i lądowa, oraz wiatry gór i dolin, zwane również bryzą górską i bryzą dolinną.

Bryza występuje w miejscach, gdzie ze względu na duże różnice własności termicznych sąsiadujących obszarów obserwuje się w ciągu doby znaczne różnice temperatur. Typowe są bryzy występujące u wybrzeży mórz i dużych jezior oraz w górach (wynikające z różnic temperatur na zboczach i dolinach).

Bryza morska (dzienna) jest to wiatr wiejący z morza (jeziora) w kierunku lądu (rys. 9.17). Przyczyną jej powstawania jest różnica w nagrzewaniu się lądu i wody. W ciągu dnia ląd i również powietrze nad nim nagrzewają się silniej niż powierzchnia wody i powietrze tam zalegające. Powietrze nad lądem, jako cieplejsze, a więc lżejsze, unosi się do góry. Wytwarza się pewna różnica ciśnień, a poziomy gradient ciśnienia jest skierowany ku lądowi. Powietrze znad morza napływa zatem nad ląd. Bryza morska powstaje rano, około dwie godziny po wschodzie słońca i rozwija się przez cały dzień, osiągając maksymalne prędkości około godziny 14. gdy różnice temperatury i ciśnienia są największe. Nad morzem przeciętna szybkość wiatru wynosi 5 m/s, zasięg w głąb lądu 15÷30 km. Pionowy zasięg cyrkulacji 500 do 800 m.

Na górnej granicy zamkniętego krążenia powietrza wiatr wieje w kierunku przeciwnym i ze zwiększoną prędkością, ze względu na mniejsze opory na tych wysokościach.



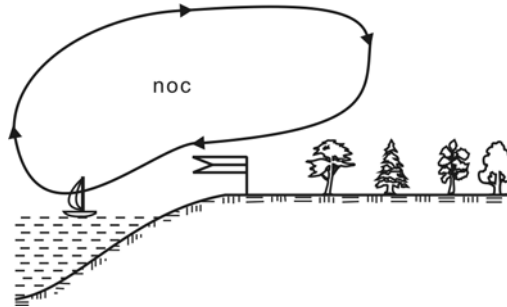
Rys. 9.17. Bryza morska (oprac. własne)

Bryzie morskiej często towarzyszą chmury kłębiaste pięknej pogody (*Cu humilis*) tworzące się tam, gdzie są najsilniejsze wstępujące prądy konwekcyjne, czyli nad ogniskiem termicznym na lądzie. Prędkość wznoszenia nad tym obszarem wynosi od 0,5 do 1,5 m/s. W tym samym czasie nad morzem nie ma chmur, chyba że naniosą je prądy adwekcyjne. Jednak występujące tu prądy zstępujące przyczyniają się do ich zaniku.

Ten sam mechanizm powoduje wystąpienie bryzy jeziornej i rzecznej, nad odpowiednio dużymi obszarami wodnymi, mniejszy jest tylko ich zasięg pionowy i poziomy.

Bryza lądowa (brzegowa, nocna) jest to wiatr wiejący w porze nocnej (od około pół godziny po zachodzie do około godziny po wschodzie Słońca) z lądu w stronę morza. Nocą powierzchnia lądu ochładza się szybciej niż powierzchnia wody i siła poziomego gradientu ciśnienia skierowana jest z lądu w kierunku morza (rys. 9.18). W porównaniu do bryzy dziennej, morskiej, bryza nocna jest znacznie słabsza i mniej rozbudowana pionowo, gdyż

mniejsze są różnice termiczne wywołujące ją oraz nad lądem większy jest wpływ tarcia na poziomy ruch powietrza.



Rys. 9.18. Bryza lądowa (oprac. własne)

Obie bryzy w naszym klimacie występują przeważnie latem, podczas bezchmurnego lub umiarkowanie zachmurzonego nieba, przy ogólnie słabych wiatrach.

Zjawisko bryzy było od dawna znane żeglarzom, którzy wykorzystywali wiatry bryzowe podczas wypływania na morze i powrotu z łowisk.

Przyczyną powstawania wiatru gór i dolin (bryza górska i dolinna) jest nierównomierne nagrzewanie i ochładzanie się powietrza zalegającego nad zboczami i nad dolinami. W dzień, w godzinach południowych, powietrze zalegające nad zboczami ogrzewa się od nich silniej, niż powietrze nad dolinami czy przełęczami. Jako lżejsze, przemieszcza się ruchem wstępującym ku górze, a nad dnem doliny powietrze osiada. W ciągu dnia wieje więc **wiatr dolinny** z doliny w górę na grzbiet górski.

Nocą zachodzi znaczne wypromieniowanie ciepła ze zboczy i wierzchołków gór, co powoduje również silne ochłodzenie przylegającego do nich powietrza. Chłodne powietrze, jako cięższe, spływa po zboczach w kierunku dolin i przełęcz, tworząc prąd zsiłgowy, zwany **bryzą** albo **wiatrem górskim**. W szczególnym ukształtowaniu terenu: długa dolina, strome zbocze, niezalesione stoki, bryza górska może osiągnąć duże prędkości dochodzące nawet do 10 m/s.

9.7. Cyklony tropikalne

9.7.1. Wiadomości ogólne

Cyklony tropikalne są to głębokie niż powstające w strefie międzyzwrotnikowej. Charakteryzują się wielkimi wartościami gradientów ciśnienia i prędkości wiatru. Od cyklonów umiarkowanych szerokości geograficznych różnią się wieloma cechami. Cyrkulacja cyklonalna obejmuje w postaci ogromnego wiru jednolitą masę powietrza. W cyklonie tropikalnym, z wyjątkiem części centralnej zwanej **okiem cyklonu**, dominują ruchy wstępujące powietrza. Na obszarze tych niżów nie tworzą się powierzchnie frontowe.

Na mapach synoptycznych cyklon tropikalny obrazuje zespół zagęszczonych kolistych lub eliptycznych izobar zajmujących powierzchnię od ok. 150 do 650 km. Ciśnienie w centrum cyklonu może obniżyć się do wartości 950÷970 mbar, lub nawet niższych. Gradienty ciśnienia osiągają niespotykane gdzie indziej wartości rzędu 20÷25 mbar/1° południka,

a często większe. Tak duże gradienty ciśnienia powodują ogromne prędkości wiatru (120 m/s), silne falowanie oraz zmianę poziomu wody w portach i na wybrzeżach.

Cyklony tropikalne rozwijają się wyłącznie nad ciepłymi wodami oceanów w strefach pomiędzy 5° a 20° szerokości na każdej półkuli. Wyjątek stanowią Atlantyk Południowy oraz wschodnia część Pacyfiku Południowego, gdzie ich nie obserwowano. Nie powstają również w pasie równikowym między 5°N a 5°S, ze względu na zbyt małe wartości siły Coriolisa.

9.7.2. Powstawanie cyklonów tropikalnych

Nie wszystkie aspekty teorii wyjaśniającej kształtowanie się cyklonów tropikalnych są dokładnie poznane. Warunki sprzyjające powstawaniu cyklonów są następujące (wg Holec, Tymański, 1973):

- 1) temperatura powierzchni oceanu nie niższa niż 26°C,
- 2) temperatura powietrza trochę niższa od temperatury wody,
- 3) duża wilgotność powietrza,
- 4) istnienie zaburzenia tropikalnego, np. fali wschodniej (zatoka w pasatowym prądzie powietrza) i ruch tego zaburzenia z prędkością 6÷7 m/s (22÷24 km/h),
- 5) istnienie cyklonalnej cyrkulacji powietrza w górnej troposferze, ponad przyziemnym zaburzeniem,
- 6) mała zmienność wiatru z wysokością, przy ogólnie słabych wiatrach nad powierzchnią morza.

Przy spełnieniu wymienionych warunków cyklony rozwijają się jednak tylko w około 10% przypadków. Cyklon przechodzi określone fazy rozwoju:

I. Stadium powstawania

Zaczyna się, gdy w obszarze istniejącego zaburzenia tropikalnego powstaje cyrkulacja cyklonalna wokół środka obniżonego ciśnienia, które rzadko spada poniżej 1000 mbar. Rozkład chmur i opadów jest nieuporządkowany.

II. Stadium dojrzewania

Ciśnienie spada już do wartości minimalnych. Wiatry osiągają prędkość ponad 33 m/s (120 km/h), tworząc zamknięty pierścień wokół centrum, w którym ustala się pogoda ze słabym wiatrem, a nawet cisza. Jest to oko cyklonu tropikalnego.

Chmury i opady formują się w pasma otaczające spiralnie oko cyklonu prawie zwartą ścianą. W tym stadium cyklon osiąga największe natężenie, ale zajmuje niewielki obszar.

III. Stadium dojrzałe

Obszar objęty przez cyklon tropikalny rozszerza się, ale dalszy spadek ciśnienia nie następuje. Układ już nie ma symetrii. Obszar najgorszej pogody jest większy po prawej stronie względem kierunku ruchu.

IV. Stadium zanikania

Cyklon zanika, gdy znajduje się nad kontynentem lub obszarami chłodnej wody w wyższych szerokościach geograficznych. Cyklony tropikalne po dojściu do strefy umiarkowanych szerokości przekształcają się często w głębokie niże pozazwrotnikowe.

Cały cykl rozwojowy cyklonu trwa zwykle 6÷9 dni; czasem jednak utrzymuje się nawet przez 3÷4 tygodnie.

9.7.3. Budowa i ruch cyklonów tropikalnych

Struktura cyklonu tropikalnego wynika z procesów zachodzących na jego obszarze – a więc intensywnych ruchów wstępujących i gwałtownego ruchu poziomego, związanego z wielkimi gradientami ciśnienia.

W dolnej części cyklonu powietrze dopływa do środka. Działanie siły Coriolisa w tej początkowej fazie powoduje odchylenie ruchu powietrza i rozwój ruchu wirowego. W miarę spadku ciśnienia siła gradientu ciśnienia znacznie przewyższa siłę Coriolisa, zwiększa się również siła odśrodkowa (v^2/r – duża wartość prędkości v przy małym promieniu r). Dobre przybliżenie tego wiatru daje równanie wiatru cyklostroficznego. Powietrze napływające dołem ku środkowi cyklonu zostaje odprowadzane w górę, a następnie na zewnątrz. Największe natężenie prądów wstępujących obserwuje się wokół centrum. W ich następstwie tworzą się silnie wypiętrzone, ogromne chmury *Cb*, otaczające oko cyklonu zwartą ścianą. W samym oku natomiast występuje osiadanie powietrza i zanik chmur.

Cyklon tropikalny jest tym intensywniejszy, im większa jest różnica temperatur pomiędzy jego obszarem centralnym a skrajem. Przeciętnie, część centralna jest cieplejsza o $5^{\circ}\div 6^{\circ}\text{C}$ od skraju. Jeśli różnica temperatur wynosi $8^{\circ}\div 10^{\circ}$, to ciśnienie w oku cyklonu maleje do około 940 mbar. Tak znaczny wzrost temperatury jest przede wszystkim spowodowany wydzielaniem się ogromnych ilości utajonego ciepła kondensacji oraz adyabatycznym nagrzewaniem się osiadającego powietrza w oku. Procesy zachodzące w centrum cyklonu mają decydujące znaczenie w wyzwaniu się ogromnej energii kinetycznej cyklonu.

Rozmiary cyklonów są bardzo różne, zależą także od fazy rozwoju. Promień maksymalnych wiatrów powyżej 30 m/s (110 km/h) nie przekracza zwykle 200 km, chociaż może być większy. Zasięg obszaru o prędkościach wiatru $15\div 30$ m/s rozciąga się na odległość rzędu 750÷1100 km. Mogą jednak zachodzić bardzo duże odchylenia od tych wartości średnich. Nie spotyka się dwóch identycznych cyklonów, jak też nie istnieje wyraźna zależność między maksymalną prędkością wiatrów w pobliżu centrum a rozległością obszaru szstormowego cyklonu tropikalnego.

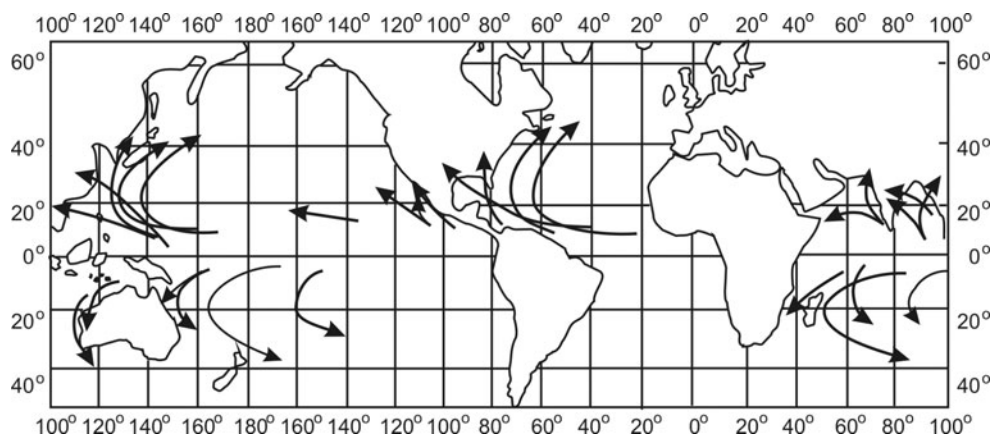
Charakterystyczny jest natomiast ruch cyklonów tropikalnych. Większość z nich przemieszcza się początkowo w kierunku równoleżnikowym (na zachód), a następnie w stronę wyższych szerokości. Cyklon przemieszcza się po trasie parabolicznej początkowo w kierunku zachodnim, wzdłuż przyrównikowej krawędzi obszaru podwyższonego ciśnienia. Po osiągnięciu zachodniej granicy tego obszaru wędruje ku wyższym szerokościom, skręcając jednocześnie na wschód. Miejsce, w którym ruch cyklonu otrzymuje składową wschodnią, nazywa się **punktem zwrotnym** cyklonu.

Stwierdzono jednak, że jedynie około 60% cyklonów tropikalnych porusza się po takich uśrednionych, normalnych trasach. Często trasy cyklonów są nieprzewidywalne: cyklony wykonują gwałtowne zwroty, nawet o 180° , pętle itp.

Również prędkość ruchu cyklonów charakteryzuje się dużą zmiennością, zarówno w cyklu rozwojowym pojedynczego cyklonu, jak i szeregu cyklonów występujących w tym samym sezonie.

Na ogół przed punktem zwrotnym prędkość cyklonów jest względnie mała, rzędu $8\div 30$ km/h ($2\div 8$ m/s). Ich tor często przypomina sinusoidę (cyklon tropikalny wykonuje skręty w lewo i w prawo od swej trasy głównej).

Po przejściu przez punkt zwrotny, jego tor staje się bardziej prostoliniowy, a prędkości ruchu wzrastają. Na tym odcinku prędkości mogą osiągać wartości rzędu $40\div 50$ km/h ($10\div 15$ m/s), a nawet $75\div 100$ km/h ($20\div 30$ m/s).



Rys. 9.19. Średnie trasy cyklonów tropikalnych
(Holec, Tymański, 1973)

Przewidywanie trasy cyklonów tropikalnych, a przede wszystkim położenie punktu zwrotnego, jest problemem o ogromnym znaczeniu ze względu na bezpieczeństwo żeglugi i ludności. Dodatkowe trudności w przewidywaniu trasy występują, gdy nad oceanami utworzą się jednocześnie dwa cyklony w odległości mniejszej niż 2000 km. Następuje wówczas hydrodynamiczne oddziaływanie między nimi, cyklony te przyciągają się lub odpychają wzajemnie i ich trasa jest trudna do przewidzenia.

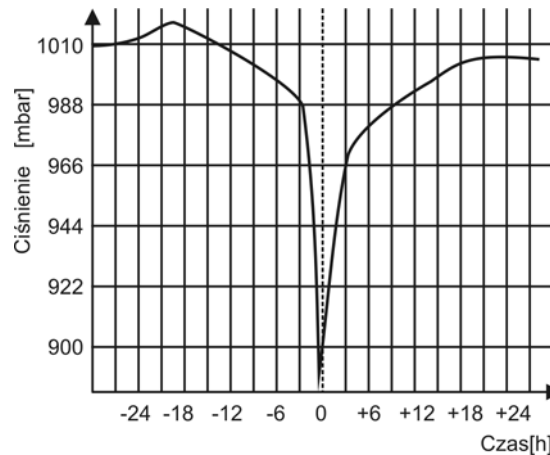
Najczęstsze trasy cyklonów tropikalnych przedstawiono na rys. 9.19.

9.7.4. Ciśnienie i wiatr w cyklonach tropikalnych

W strefie zwrotnikowej przestrzenne zmiany ciśnienia są bardzo małe i na ogół nie przekraczają 0,3% wartości ciśnienia na poziomie morza. Natomiast na obszarze cyklonu tropikalnego, w jego części centralnej spadki ciśnienia mogą osiągać wartości od 5 do 10%. Prędkość wiatru zależy przede wszystkim od poziomego gradientu ciśnienia, który na obszarach cyklonów tropikalnych przyjmuje często ogromne wartości.

Typowy zapis zmian ciśnienia podczas przechodzenia oka cyklonu tropikalnego przedstawiono na rys. 9.20. Największy spadek ciśnienia obserwuje się w ciągu 3 godzin przed nadejściem oka cyklonu, w ciągu następnych 3 godzin po przejściu oka ciśnienie bardzo szybko rośnie. Obserwowano np. spadki ciśnienia o 40 mbar w ciągu 20 minut. Często obserwuje się również ogromne gradienty poziome ciśnienia 50 mbar na odległości 100 km, natomiast w bezpośrednim sąsiedztwie oka cyklonu gradienty poziome wahają się od 0,3 do 2 mbar i więcej na 1 km.

Na skutek tych ogromnych poziomych gradientów ciśnienia, prędkości wiatru na obszarach cyklonów tropikalnych osiągają wartości niespotykane w niżach (cyklonach) umiarkowanych szerokości geograficznych. Należy przy tym dodać, że prawdopodobnie największe wartości prędkości nie zostały zarejestrowane z powodu zniszczenia przez wiatr przyrządów pomiarowych. Z obliczeń i oceny zniszczeń wynika, że prędkość wiatru może czasem przekraczać 350 km/godz. Tak wielkie prędkości na szczęście nie występują często. W cyklonach tropikalnych średniej intensywności przeciętna prędkość wiatru nie przekracza 170 km/h. Cyklony tropikalne, w których prędkość wiatru jest większa niż 240 km/h (66 m/s), zalicza się do gwałtownych.



Rys. 9.20. Rozkład ciśnienia w cyklonie (Holec, Tymański, 1973)

W cyklonach tropikalnych, na każdej półkuli powietrze krąży podobnie jak w niżach pozazwrotnikowych. Wiatr odchyła się od izobar średnio o kąt rzędu $20\div30^\circ$ w stronę niższego ciśnienia, na skraju cyklonu kąt ten może osiągać 40° , natomiast na krawędzi oka wieje prawie równoległe do izobar.

W polu prędkości na obszarze cyklonu tropikalnego obserwuje się wyraźną asymetrię. Największe prędkości obserwuje się w prawej połowie cyklonu (patrząc zgodnie z kierunkiem ruchu) na półkuli północnej, i w lewej – na półkuli południowej. Są to połówki niebezpieczne dla żeglugi. Połówki przeciwne, gdzie wiatry są słabsze, są połówkami żeglownymi.

Różnice prędkości w obu połówkach wynikają z dodawania lub odejmowania się prędkości wiatru i prędkości ruchu samego cyklonu. Cyklony stacjonarne mają bardziej równomierny rozkład prędkości.

Kolejną ważną cechą cyklonu tropikalnego jest jego szkwalistość. Przyrosty prędkości wiatru w szkwalach mogą przekroczyć o 50% średnią prędkość w cyklonie. Przykładowo, przy średniej prędkości w cyklonie 200 km/h, prędkość w porywie i w szkwałe może dochodzić do 300 km/h. Podczas szkwatów i porywów wiatr skręca w prawo o kąt rzędu $20\div30^\circ$, zbliżając się do kierunku izobar. Prędkość wiatru w cyklonie tropikalnym wzrasta w miarę zbliżania się do oka. Największą prędkość obserwuje się w ścianie chmur otaczających oko. W samym oku panują słabe wiatry lub cisza. Po przejściu oka, wiatr uderza z wielką gwałtownością i z kierunku przeciwnego niż wiał przed nadejściem oka. Istnieje

szereg przybliżonych wzorów empirycznych na obliczenie prędkości i ciśnienia w cyklonie tropikalnym.

9.7.5. Falowanie i zmiany poziomu morza

Z przejściem cyklonu tropikalnego przez obszary morskie związane jest również falowanie. Rozróżnia się tu fale wiatrowe, anemobaryczne i fale martwe. Ogromne prędkości wiatru są przyczyną powstawania wielkich, piramidalnych fal. Przy ciśnieniu w centrum 980 mbar fale osiągają wysokość 5 m, natomiast przy ciśnieniu 940÷960 mbar nawet do 12 m. Przy bardzo gwałtownych wiatrach fale mogą osiągnąć wysokość ponad 20 m.

Obraz powierzchni morza w cyklonie tropikalnym jest niezwykle skomplikowany. Powstaje wiele systemów fal krzyżujących się nawzajem, dając obraz powierzchni niezwykle chaotyczny. Ustalenie kierunku rozchodzenia się fal jest tu niemożliwe.

Oko cyklonu tropikalnego jest również obszarem niezwykle silnego falowania. Spotykają się tu fale przychodzące ze wszystkich kierunków, tworząc kotłowisko wielkich, czasem ponad 20-metrowych gór wodnych, bardzo niebezpiecznych dla żeglugi.

Przejściu cyklonu tropikalnego towarzyszy również wzrost poziomu morza, związany ze spiętrzaniem się fal w płytkich strefach morza, z napędzaniem wody przez wiatr i ze spadkiem ciśnienia (fala anemobaryczna). Skutek spiętrzenia morza na wybrzeżach może być katastrofalny.

W czasie gdy cyklon tropikalny jeszcze jest daleko od wybrzeża, obserwuje się powolny wzrost poziomu wody, wskutek nadciągania długiej fali martwej, często niewidocznej dla oka. Poziom wody może podwyższyć się nawet o około 1,5 m. Fale martwe nadchodzące z dużej odległości powodują wzrost poziomu wody w strefie setki kilometrów wzdłuż brzegu.

Wzrost poziomu wody zależy od prędkości wiatru, prędkości ruchu cyklonu tropikalnego, od kształtu linii brzegowej, głębokości morza w strefie przybrzeżnej i od kąta, pod którym cyklon zbliża się do brzegu. Woda może podnieść się o 3÷5 m ponad poziom wody wysokiej pływy w danym miejscu. Często występują przypadki, gdy do brzegu dociera ogromna pojedyncza fala (lub kilka fal), sprawiających wrażenie ściany wody. Jej wysokość może przekraczać 6 m! Tego rodzaju fale powstają w pobliżu lub wewnątrz oka cyklonu. Czasami jednak docierają do brzegu wcześniej niż centrum huraganu.

Prędkość nadciągającej ściany wody jest tak ogromna, że bez wcześniejszego ostrzeżenia nie jest możliwa ucieczka z zagrożonego obszaru. Największe zniszczenia powodują właśnie te fale. Przykładem takich tragicznych skutków jest przejście huraganu Katrina, który 29 sierpnia 2005 r. zdewastował wybrzeża południowych stanów USA.

Wiatry przyczyniają się także do powstawania prądów wiatrowych, które na obszarze cyklonów tropikalnych mogą osiągnąć znaczne prędkości. W pobliżu wybrzeży, prądy te mogą płynąć ku brzegom, zgodnie z ruchem cyklonu, natomiast gdy następuje wyrównanie poziomów morza, prąd zmienia kierunek i płynie od brzegu. Przewidywanie ich kierunku jest niezwykle trudne.

9.7.6. Skale cyklonów tropikalnych

Szczególnie gwałtowne cyklony tropikalne mają nadawane nazwy własne. W różnych regionach Ziemi zamiast słowa cyklon używa się również nazwy huragan i tajfun: huragan

– podzwrotnikowa część Atlantyku Północnego, zwłaszcza rejon Morza Karaibskiego i Zatoki Meksykańskiej, Wysp Antylskich i południowo-wschodniej części USA, tajfun – obszar Morza Południowocchińskiego, Wysp Filipińskich i Oceanu Spokojnego na zachód od Filipin do wyspy Guam.

Do oceny gwałtowności cyklonu tropikalnego opracowano różne skale. Skala Saffira-Simpsona stosowana jest do klasyfikowania huraganów i tajfunów, a skala Fujity – do tornad. Skalę Saffira-Simpsona podano w tablicy 9.2, natomiast skalę Fujity w tablicy 9.3.

Tablica 9.2

Skala sztormów tropikalnych, huraganów i tajfunów Saffira-Simpsona.
Pięć kategorii uszeregowanych według rosnącej siły wiatru (Internet: encyklopedia PWN)

Kategoria cyklonu	Max. prędkość wiatru [m/s]	Max. prędkość wiatru [km/h]	Min. ciśnienie na poz. morza [hPa]	Wysokość fali przyływowej [m]	Poziom zniszczeń	Względna wielkość strat materialnych
1	33÷42	120÷150	>980	1,0÷1,7	niewielki	1
2	42÷50	150÷180	980÷965	1,7÷2,6	umiarkowany	10
3	50÷59	180÷212	965÷945	2,6÷3,8	duży	50
4	59÷70	212÷250	945÷920	3,8÷5,6	bardzo duży	100
5	>70	>250	920	>5,6	katastrofalny	250

Tablica 9.3

Skala Fujity do określania siły tornad (Internet: pl.wikipedia)

Kategoria skali		Charakterystyka wiatru
F0	38,9	wiatr o prędkości poniżej 115 km/h – lekkie zniszczenia, połamane gałęzie, wyrwane płytko zakorzenione drzewa
F1	35,6	wiatr o prędkości od 115 do 180 km/h (może zniszczyć drewniane budynki gospodarcze i elementy dachów, przewracać lekkie pojazdy o dużej powierzchni, np. przyczepy campingowe, naczepy, spychać jadące samochody)
F2	19,4	wiatr o prędkości od 181 do 250 km/h (może zrywać dachy, wykolejać pociągi)
F3	4,9	wiatr o prędkości od 251 do 330 km/h (może wyrwać drzewa i kompletnie niszczyć nawet duże budynki)
F4	1,1	wiatr o prędkości od 331 do 415 km/h (może porywać duże i ciężkie pojazdy)
F5	<0,1	wiatr o prędkości od 416 do 510 km/h (może unosić bardzo ciężkie obiekty i przenosić je nawet o kilkaset metrów, zrównuje z ziemią wszystko, co napotka na swej drodze)
F6	<0,001	wiatr o prędkości powyżej 510 km/h, mało prawdopodobny, często kategoria ta jest pomijana

Skala Saffira-Simpsona została opracowana w 1969 przez inżyniera Herberta Saffira oraz dyrektora National Hurricane Center Boba Simpsona w celu klasyfikacji huraganów według intensywności wiatrów ciągłych. Służy ona do oszacowania potencjalnych szkód, powstałych w momencie wejścia huraganu na ląd. Jest ona stosowana tylko w przypadku

sztormów powstałych na Oceanie Atlantyckim i północnym Pacyfiku na wschód od międzynarodowej linii zmiany daty. W przypadku innych sztormów stosowane są odmienne metody oceny. Prędkość wiatru szacowana jest na podstawie średniej minutowej. Ciśnienie atmosferyczne w centrum huraganu jest przybliżeniem. Siła przykładowych huraganów podawana jest dla punktu wejścia na ląd.

Skala Fujity, siedmiostopniowa, do oceny siły tornad w USA na podstawie zniszczeń zabudowy i roślinności, została opracowana przez Tetsuya Fujitę z Uniwersytetu w Chicago w 1977 r.

9.8. Małe wiry powietrzne o osi pionowej

Oprócz ogromnych wirów, jakimi są cyklony tropikalne, w atmosferze obserwuje się dość często wiry powietrzne o małej średnicy, lecz ogromnej sile. Są to **trąby powietrzne** i **trąby wodne**, noszące w Stanach Zjednoczonych AP nazwę **tornado**. Zwykle zajmują niewielką powierzchnię i są krótkotrwałe.

Trąba powietrzna jest wirem o osi pionowej, zwisającym u podstaw chmury burzowej *Cb*, w formie lejkowatego odrostka. Wir ten szerszym końcem łączony jest z chmurą, a dolna jego część w postaci trąby słonia sięga powierzchni ziemi lub wody. W chwili zetknięcia się z ziemią podnoszą się z jej powierzchni ogromne ilości pyłów, a nad wodą – olbrzymi słup wody. Następnie wszystko zlewa się w olbrzymi słup chmurowy, przemieszczający się z ogromną siłą, wyrrywający drzewa z korzeniami, rujnujący wszystko na swej drodze, przenoszący nawet duże elementy nieraz na odległość kilku kilometrów. Średnica trąby wytworzonej nad powierzchnią wody wynosi zwykle 25÷100 m, nad lądami 100÷1000 m. Widoczna wysokość trąby wynosi 800÷1500 m.

Wiatry panujące w trąbie przekraczają prędkości notowane w huraganach, osiągając czasem nawet 250 m/s! (900 km/h). Charakterystyczne jest natomiast, że w niewielkiej odległości kilkudziesięciu metrów od przemieszczającej się trąby wieje słaby wiatr, a nawet panuje cisza.

Podobnie jak w cyklonach, ruch powietrza w trąbie na półkuli północnej odbywa się w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara, lecz w stosunku do cyklonu wymiary wiru są znacznie mniejsze.

Tornado tworzy się w środkowej części chmury Cumulonimbus (*Cb*), w której panują silne prądy wstępujące oraz znaczne zmiany kierunku i prędkości wiatru. Prądy pionowe tworzą w chmurze „rdzeń” o osi pionowej i w przypadku, gdy w górnych warstwach panują silne wiatry, następuje przechylenie tego rdzenia i przekształcenie go w wir o osi poziomej. Wał ten czasem zamyka się w chmurze, czasem zbliża do powierzchni Ziemi w postaci trąby. Przekrój takiego zwisającego wiru jest zmienny.

Powietrze w wirze obraca się wokół jego osi pionowej, a prędkość kątowna ruchu obrotowego jest odwrotnie proporcjonalna do wielkości przekroju. Zbliżając się do podłoża wir osiąga coraz większą prędkość obrotową, która powoduje powstanie znacznej siły odśrodkowej. Siła ta powoduje gwałtowny spadek ciśnienia w środku tornado. Ciśnienie w środku trąby spada średnio o kilkadziesiąt milibarów. Czasem nawet o 200 mbar!

Silne rozrzedzenie powietrza wewnątrz trąby prowadzi do jego ochłodzenia i do kondensacji pary wodnej. Wskutek tego pionowy wir wichury ma postać chmurowego słupa zwisającego z chmury. Trąby powietrzne zwykle występują pojedynczo, ale obserwowano

przypadki, gdy z jednej, potężnej chmury *Cumulonimbus* utworzyło się kilka trąb powietrznych o różnym stopniu rozwoju.

Działanie ssące trąby, dzięki któremu przenosi ona przedmioty nieraz znacznych rozmiarów, wynika z niskiego ciśnienia panującego w jej wnętrzu. Przemieszczając się nad wodą, przenosi np. wodę z dużą ilością ryb na pola! Czas trwania trąby powietrznej waha się w szerokich granicach, a średnia długość drogi wynosi 5 do 9 km. Znane są jednak przypadki zniszczeń na przestrzeni ponad 300 km.

Długość drogi, jaką przebywa tornado (trąba powietrzna), zależy przede wszystkim od tego, czy do jego rozwoju doszło w chmurze burzowej powstałej na linii frontu, czy w pojedynczej chmurze *Cb*, powstałej w wyniku konwekcji termicznej. W pierwszym przypadku tornado jest znacznie silniejsze i dłużej biegnie po powierzchni ziemi niż te powstałe w chmurze lokalnej. Trąbie powietrznej towarzyszy przeważnie ulewny opad, a czasem groźne w skutkach gradobicie. Ze względu na niskie ciśnienie i nadzwyczaj silne wiatry przejście tornada powoduje ogromne zniszczenia.

W naszych szerokościach geograficznych trąby powietrzne i morskie występują stosunkowo rzadko (5 do 6 rocznie) i to w ciepłej porze roku, powodując również znaczne szkody. Trąby powietrzne, nazywane tornadami, występują często w środkowych stanach Ameryki Północnej i w Australii. Trąby powietrzne (tornado) klasyfikuje się często według skali Fujity (tabl. 9.3), która posługuje się symbolami od F0 do F6, służy do określenia siły tornada jedynie na podstawie oceny zniszczeń, jakie powoduje, a nie na podstawie jego fizycznych charakterystyk. Przykładowe fotografie cyklonów i trąb powietrznych zamieszczono w załączniku 4, na końcu skryptu. Największe zaobserwowane tornado kategorii F4 zostało zanotowane 22 maja 2004 roku w stanie Nebraska USA. Jego średnica wynosiła około 4 kilometry. Największa szybkość wiatru, którą udało się zmierzyć, to $511,7 \text{ km h}^{-1}$ (najczęściej ulegają zniszczeniu urządzenia pomiarowe). Rekordową liczbę tornad zaobserwowano w dniach 3 i 4 kwietnia 1974 roku, gdy w 13 stanach USA wystąpiło 148 tornad (wg: Internet: Wikipedia.org/wiki/Tornado).

Masy powietrza i fronty atmosferyczne

10.1. Masy powietrza

Powietrze w troposferze cechuje się dużym zróżnicowaniem przestrzennego rozkładu wartości elementów meteorologicznych, takich jak np. temperatura, wilgotność itp. Na podstawie map pogody można jednak stwierdzić, że istnieją zawsze rozległe obszary, nad którymi rozkłady wartości elementów meteorologicznych są w przybliżeniu jednorodne, oraz wąskie strefy, w których zachodzą w przestrzeni szybkie zmiany tych elementów.

Wielkie objętości powietrza, o wymiarach poziomych rzędu tysięcy kilometrów i pionowych rzędu kilku kilometrów, charakteryzujące się pewną jednorodnością swoich właściwości, tj., temperaturą, wilgotnością, zapyleniem itp., nazywa się **masami powietrza**.

Strefy przejściowe pomiędzy masami powietrza o różnych właściwościach noszą nazwę **powierzchni frontowych**. Strefy te są powierzchniami nieciągłości elementów meteorologicznych.

Wewnątrz jednej i tej samej masy powietrza wartości elementów meteorologicznych mogą ulegać zmianom (w przestrzeni), jednak zmiany te są niewielkie, co pozwala na odróżnienie danej masy od innej i jej odpowiednie sklasyfikowanie.

Proces kształtowania się określonych mas powietrznych, w wyniku którego przyjmują one swoje typowe cechy, jest ściśle związany z procesami turbulencyjnej wymiany ciepła i wilgoci między powietrzem a podłożem, oraz z procesami nagrzewania i ochładzania przez promieniowanie.

Kształtowanie się mas powietrza zachodzi nad obszarami o stosunkowo jednorodnym podłożu, nad którymi powietrze zalega lub krąży w prawie zamkniętym układzie cyrkulacji (stacjonarne wyżej i niżej). Masy powietrza mogą też formować się w czasie powolnego przemieszczania się nad oceanami w ciągu 4÷10 dni.

Obszary, nad którymi kształtują się masy powietrza nazywa się **obszarami źródłowymi**. Szczególnie korzystne warunki do formowania się mas powietrza o określonych właściwościach panują nad oceanami i obszarami pustyń.

W wielkoskalowych ruchach związanych z ogólną cyrkulacją atmosfery, masy powietrza nieustannie przemieszczając się, ulegają nad nowym podłożem procesom transformacji, tracąc właściwości nabyte w obszarze źródłowym. Postępujące procesy transformacji nazywa się starzeniem masy powietrza.

Niektóre cechy przemieszczających się mas powietrza zmieniają się wolniej niż inne; są to tzw. cechy konserwatywne. Należą do nich temperatura ekwiwalentna, temperatura potencjalna i wilgotność właściwa. Wolno zmieniają się również (określa się je jako dość konserwatywne) wilgotność bezwzględna, temperatura punktu rosy, temperatura powietrza powyżej warstwy tarcia, a także przezroczystość powietrza.

10.2. Klasyfikacja mas powietrza

Masy powietrza można klasyfikować według różnych kryteriów. Najczęściej stosowane są klasyfikacja termiczna i klasyfikacja geograficzna.

10.2.1. Klasyfikacja termiczna

Zgodnie z tą klasyfikacją, masy przemieszczające się po wyjściu z obszaru źródłowego dzieli się na ciepłe i chłodne. Masę powietrza, która w czasie przemieszczania się nad danym obszarem stopniowo ochładza się nazywamy ciepłą, a masę powietrza, która podczas przemieszczania stopniowo ogrzewa się, nazywamy chłodną. Jest to zatem klasyfikacja względna.

Ciepła masa powietrza

Masa ciepła, napływając nad dany obszar, stopniowo ochładza się, oddając ciepło podłożu. Ochładzanie od podłoża zaczyna się w warstwie najniższej, a następnie przenosi się na warstwy wyższe. Towarzyszą temu charakterystyczne procesy (rys. 10.1a):

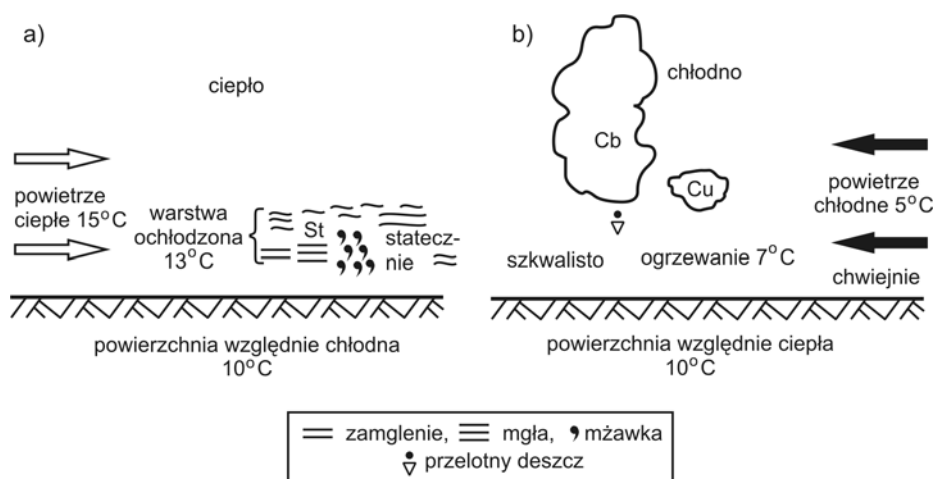
- 1) wzrost stateczności,
- 2) zanik konwekcji,
- 3) wzrost wilgotności względnej i obniżenie poziomu kondensacji.

Mieszanie turbulencyjne może prowadzić do powstawania chmur warstwowych (*St*), dających opady mżawki, oraz chmur warstwowo-kłębiastych (*Sc*), dających słaby deszcz lub śnieg. Gdy rozpiętość pionowa chmur *Sc* znacznie wzrasta, przekształcają się one w chmury warstwowo-deszczowe (*Ns*), powodujące ciągłe i długotrwałe opady.

Z procesami ochładzania się mas powietrza związana jest także możliwość wystąpienia inwersji temperatury, co w konsekwencji daje mgły adwekcyjne, łączące się niekiedy bezpośrednio z chmurami warstwowymi *Stratus*. Brak intensywnych ruchów pionowych sprzyja także utrzymywaniu się przy powierzchni Ziemi znacznej liczby zawiesin, co łącznie z mgłami adwekcyjnymi przyczynia się do obniżenia widzialności poziomej.

Ze względu na obecność niskich chmur wahania dobowe temperatury powietrza i innych elementów meteorologicznych w dolnej atmosferze są wyraźnie zmniejszone. Wiatry w ciepłych masach są mało porywiste. Typowym przykładem ciepłej masy jest napływ zimną powietrza znad Atlantyku nad Europę oraz latem – napływ nad Europę powietrza z niższych szerokości geograficznych.

Napływ ciepłej masy powietrza może się również wiązać z pogodą bezchmurną, gdy występuje adwekcja ciepłego i suchego powietrza znad rozgrzanego kontynentu nad morze. Ze względu na bardzo małą wilgotność powietrza oraz pojawiające się nad morzem inwersje temperatury, chmury nie rozwijają się. Charakterystyczną cechą ciepłych, kontynentalnych mas powietrza jest obniżona widzialność pozioma spowodowana dużym zapyleniem powietrza (przykład: napływ powietrza znad obszaru Afryki Północnej nad Atlantyk lub Morze Śródziemne).



Rys. 10.1. Schematy kształtowania się pogody w masie powietrza:
a) ciepłej, b) chłodnej (Holec, Tymański, 1973)

Ogólnie można stwierdzić, że typowe cechy masy powietrza ciepłego występują, gdy:

- powietrze w porze letniej napływa z wnętrza kontynentu nad obszary morskie,
- powietrze w okresie zimy napływa znad oceanu nad kontynent,
- powietrze z niższych szerokości geograficznych napływa do wyższych szerokości (z południa na północ),
- nad oceanami – powietrze z akwenu wolnego od lodu przemieszcza się nad akwen pokryty lodem.

Napływ ciepłego powietrza sprzyja zatem ustaleniu się pogody z dużym zachmurzeniem warstwowym i stosunkowo niewielkimi opadami, głównie w postaci mżawki. Często ustala się pogoda mglista, widzialność spada. Ustala się równowaga stała atmosfery. W Europie napływ ciepłych mas powietrza łączy się z wystąpieniem mgieł adwekcyjnych; zjawisko to obserwuje się najczęściej zimą i wczesną wiosną.

Chłodna masa powietrza

Chłodna masa powietrza napływając nad dany obszar nagrzewa się (rys. 10.1b). Z nagrzewaniem się dolnych warstw wiąże się wzrost chwiejności atmosfery i rozwój konwekcji termicznej; tworzą się chmury o budowie pionowej kłębiaste Cb, Cu – latem i kłębiasto-warstwowe (Sc) zimą. Towarzyszą im opady przelotne, często intensywne – latem deszcz, grad, burze, zimą – krótkotrwałe opady śniegu, którym może towarzyszyć silny i porywisty wiatr – szkwał.

Napływ chłodnego powietrza sprzyja zmiennemu zachmurzeniu nieba, czasem nawet małemu, głównie z chmurami kłębiastymi. Występują też okresy pogody bezchmurnej i ustala się bardzo dobra widzialność, która wynika z wymywania zanieczyszczeń znajdujących się w atmosferze przez opady atmosferyczne. Wilgotność powietrza zwykle jest mała, poniżej 70%. Wartości elementów meteorologicznych w chłodnych masach powietrza podlegają silnym wahaniom dobowym (przede wszystkim temperatura i wilgotność).

Tablica 10.1

Charakterystyka mas powietrza według ich pochodzenia geograficznego na półkuli północnej
(zmodyfikowano, Holec, Tymański, 1973)

Masy powietrza			Obszar źródłowy	Charakterystyczna równowaga	Cechy pogody	
rodzaj	typ	charakterystyka termiczna – okres występowania			lato	zima
1	2	3	4	5	6	7
PA powietrze arktyczne	PAm morskie	Chłodne, (cały rok z wyjątkiem lipca i sierpnia)	Zachodnia część obszaru za kręgiem polarnym: – Grenlandia, – Spitsbergen – przemieszcza się nad ciepłym Atlantykiem i wzbogaca w parę wodną	W obszarze źródłowym równowaga stała. Przy ruchu nad morzem staje się chwiejna	Rozwój chmur <i>Cu</i> i <i>Cz</i> , deszcze przelotne, burze, ochłodzenie, bardzo dobra widzialność, wiatr porywisty, szkwały	Chmury <i>Cu</i> i <i>Cz</i> Opady nad oceanami i w strefach przybrzeżnych Europy. Duża przezroczystość powietrza
	PAk kontynentalne	Chłodne, (cały rok z wyjątkiem lipca i sierpnia)	Wschodnia część obszaru za kręgiem polarnym – lodowce Arktyki, Nowa Ziemia, północna Syberia. Napływa głównie nad Azję i Amerykę Północną	Równowaga stała – zarówno w obszarze źródłowym, jak i nad kontynentami zimną . Latem – w głębi kontynentów staje się chwiejna	W obszarze źródłowym i w północnych częściach kontynentów mgły i niskie chmury <i>Sz</i> . W głębi kontynentów rozwój chmur <i>Cu</i> . Na północy mała przezroczystość. w głębi kontynentu duża. Ochłodzenie, wiatry słabe, nieporywiste	Niebo bezchmurne, duża przezroczystość. W dolnej warstwie chłodniejsza od PAm, w górnej cieplejsza. Nad wodami tworzą się mgły z wyparowania

1	2	3	4	5	6	7
PP powietrze polarne (umiarłowianych szerokości geograficznych)	Pm morskie	Chłodne (cały rok)	Atlantyk 50°-70°N latem	W ciepłej porze roku nad kontynentami chłodne i chwiejne	Rozwój chmur Cu i Cb. Przelotne opady deszczu, burze. Niewielkie ochłodzenie. Dobra widzialność, duża przezroczystość powietrza. Wiatr porywisty. Przypomina powiatrze PAm. Nad wybrzeża Pacyfiku przynosi mgły i niskie zachmurzenie. Ochłodzenie	Zachmurzenie przez chmury niskie <i>Sz</i> , <i>Sz</i> . Opady mżawki lub słabego śniegu. Mgły, przezroczystość słaba
		Ciepłe (chłodna pora roku)	Atlantyk 40°-65°N zimą. Napływa na kontynenty Europy i Ameryki Północnej	W chłodnej porze roku – stateczne . W strefie monsunowej i przy północno-zachodnich wybrzeżach Ameryki stateczne również latem		
		Chłodne (chłodna pora roku)	Kontynenty północno-środkowa Azja (Syberia), Kanada, szer. geogr. 40° - 70°N	Zimą stateczne. W głębi kontynentu azjatyckiego panują najniższe temperatury		
PZ zwirotnikowe	PZm morskie, ciepłe	Ciepłe (ciepła pora roku)	Azja, Ameryka, szer. 50°-70°N	Latem przeważnie chwiejne	Pogoda latem zależy od ich ukształtowania. Przy transformacji z mas morskich powietrza – pojawiają się chmury <i>Cu</i> , <i>Cb</i> , burze. Z upływem czasu zjawiska te zanikają. Mogą tworzyć się <i>Cu</i> . Nocą inwersje temperatury. Zamglenia, mgły	Po ukształtowaniu się mas, pogoda bezchmurna, mała przezroczystość powietrza, bardzo niskie temperatury. Inwersje
		Ciepła cały rok	Atlantyk – okolice wysp Azorskich. Podzwrotnikowe szerokości Atlantyku i Pacyfiku. Dociera nad północne części tych oceanów w systemie cyklonów tropikalnych	Włotne. W obszarach źródłowych – chwiejna. Przy napływie w szerokości umiarkowane – ciepłe, przynajmniej stopniowo równowagę stałą. Latem nad kontynentami zachowuje równowagę chwiejną i zostaje ciepłe w górnych warstwach. Zimą nad kontynentami staje się stateczne		
		Ciepła cały rok	Afryka północna, Azja południowa, południowa część Ameryki Północnej. Latem również w południowej części stref umiarkowanych szerokości	W obszarach źródłowych sucha i chwiejna. Przy ruchu nad oceanem – równowaga stała, cechy masy ciepłej. Inwersje temperatury. Przy ruchu nad kontynentem – latem pozostaje chwiejne, zimą – równowaga stała		
PR równikowa	PR	Ciepła cały rok	Równikowa strefa obniżonego ciśnienia. W systemie cyklonów tropikalnych może przenikać do szerokości podzwrotnikowych lub nawet umiarkowanych	Chwiejna	Bardzo gwałtowny rozwój chmur <i>Cb</i> , ulew, burze	Podobnie jak latem

Rozpoznanie przemieszczających się nad danym obszarem mas powietrza jest bardzo ważne. Znajomość cech fizycznych powietrza napływającego i procesów, jakie będą zachodziły, ma ogromne znaczenie dla prawidłowego przewidywania pogody w najbliższym czasie kilku do kilkudziesięciu godzin.

10.2.2. Klasyfikacja geograficzna mas powietrza

Przebywając dostatecznie długo nad jednorodnym podłożem masa powietrza przyjmuje cechy określone właściwościami tego podłoża i czynnikami geograficznymi, takimi jak szerokość geograficzna, bilans promieniowania, pora roku itp. Klasyfikacja geograficzna uwzględnia zależność cech mas powietrza od położenia geograficznego obszarów źródłowych. Wyróżnia się następujące główne masy powietrza:

powietrze arktyczne – PA (lub A),

2) powietrze polarne – PP, powietrze umiarkowanych szerokości geograficznych (lub P),

3) powietrze zwrotnikowe PZ (lub Z),

4) powietrze równikowe PR (lub R).

Każdy z wymienionych rodzajów powietrza, z wyjątkiem powietrza równikowego, jest rozróżniany w zależności od rodzaju podłoża w obszarze źródłowym, jako powietrze morskie lub kontynentalne. Wyróżnia się więc: PAK, PAm, PPk, PPm, PZk, PZm oraz PR. Dla powietrza równikowego nie rozróżnia się masy morskiej i kontynentalnej, gdyż w powietrzu równikowym masy formowane nad oceanem i nad kontynentem różnią się tylko nieznacznie.

Tablica 10.2

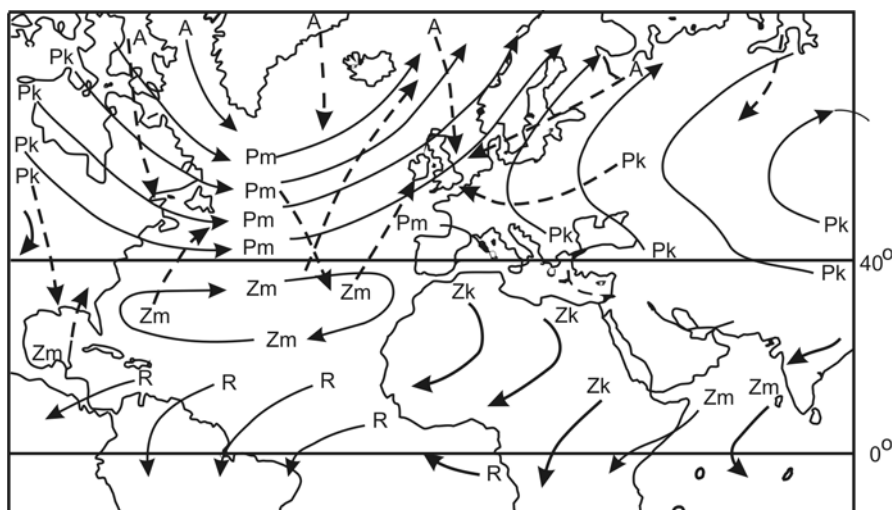
Wielkość obszarów zajmowanych przez główne masy powietrza na kuli ziemskiej
(zmodyfikowano, P. R. Crowe, 1987)

Masy powietrza	Styczeń		Lipiec	
	[mln km ²]	[%]	[mln km ²]	[%]
Arktyczne	54,6	10,7	12,2	2,4
Polarne (N)	54,3	10,6	73,8	14,4
Zwrotnikowe (N)	125,8	24,7	99,8	19,6
Równikowe	65,9	12,9	65,6	12,9
Zwrotnikowe (S)	120,7	23,7	141,1	27,7
Polarne (S)	70,3	13,8	83,8	16,4
Antarktyczne	18,3	3,6	33,6	6,6
Razem	509,9	100,0	509,9	100,0

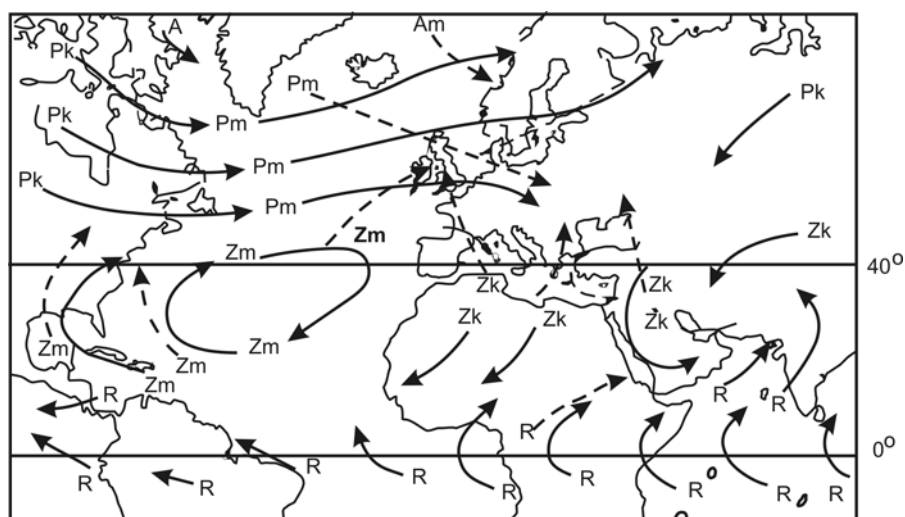
Właściwości mas powietrza, pochodzących z danego regionu geograficznego, mogą w ciągu roku podlegać zmianom wynikającym z sezonowych zmian podłoża i ogólnej cyrkulacji atmosfery. Właściwości te zależą ponadto od czasu przebywania masy powietrza nad danym obszarem oraz od czasu i drogi przemieszczania się do obszaru, nad którym jest aktualnie obserwowana. Wynika stąd, że klasyfikacja geograficzna nie gwarantuje w spo-

sób jednoznaczny określenia cech fizycznych mas powietrza. Różne opracowania klimatyczne podają główne cechy mas powietrza, związane z ich pochodzeniem geograficznym.

W tablicy 10.1 przytacza się główne charakterystyki mas powietrza na półkuli północnej, według ich pochodzenia geograficznego. Jest to zmodyfikowana wersja tabeli podanej przez M. Holca i P. Tymańskiego, 1973.



Rys. 10.2. Obszary źródłowe i kierunki napływu mas powietrza na półkuli północnej w styczniu (Woś, 1996)



Rys. 10.3. Obszary źródłowe i kierunki napływu mas powietrza na półkuli północnej w lipcu (Woś, 1996)

Rozważając objętości zajmowane przez poszczególne masy powietrza (patrz tablica 10.2) można stwierdzić, że na półkuli północnej (N) największą powierzchnię zarówno latem (~25%), jak i zimą (~20%) zajmują masy powietrza zwrotnikowego.

Najmniejszą powierzchnię zajmują powietrze arktyczne i polarne (po ok. 11% zimą i odpowiednio 2,5% oraz 14,5% latem). Podobny rozkład mas powietrza jest na półkuli południowej. Powietrze równikowe zalega zaś przez cały rok nad powierzchnią równą ok. 13% kuli ziemskiej.

Omówione tu masy powietrza w ciągu roku zmieniają swoje położenie, w związku ze zmianami sezonowymi ogólnej cyrkulacji atmosfery, wywołanymi zmianą deklinacji Słońca i zmianami pór roku.

Na rysunkach 10.2 i 10.3 przedstawiono obszary źródłowe i kierunki przemieszczania się mas powietrza w lipcu i styczniu.

10.3. Geneza i rodzaje frontów atmosferycznych

10.3.1. Ogólne wiadomości o frontach

Strefa przejściowa (graniczna) pomiędzy dwiema różnymi masami powietrza nazywa się **powierzchnią frontową**. Natomiast linia, wzdłuż której powierzchnia frontowa przecina się z powierzchnią Ziemi nazywa się **linią frontu** lub krótko: **frontem**. Są to określenia umowne. W rzeczywistości bowiem powierzchnia frontowa jest warstwą o grubości rzędu kilkuset metrów (czasem 1 do 2 km). Powierzchnie frontowe nachylone są względem Ziemi pod niewielkimi kątami (tangensy nachylenia równają się od około 0,01 do 0,001). Linia przecięcia się powierzchni frontalnej z powierzchnią Ziemi jest więc także strefą o szerokości kilkudziesięciu kilometrów. Jest to jednak bardzo mało w porównaniu z wymiarami poziomymi mas powietrza i dlatego na mapach synoptycznych przedstawia się je w postaci linii.

Fronty atmosferyczne nieustannie powstają, przechodzą określone fazy rozwoju i znikają. Powstawanie nowego frontu nazywa się **frontogenezą**, a jego zanikanie – **frontolizą**.

Aby mógł powstać front, konieczne jest wzajemne zbliżenie dwóch różnych mas powietrza i towarzyszący temu wzrost poziomych gradientów temperatury. Front jest nie tylko strefą szybkich zmian temperatury, lecz również ciśnienia i wiatru. Optymalne warunki do tworzenia się frontów panują w obszarze siodła z charakterystycznymi liniami prądu (rys. 7.2). Fronty lokalne mogą powstawać pod wpływem różnic termicznych podłoża, np. charakter frontu chłodnego może mieć bryza dzienna na Bałtyku.

Fronty powstające przy powierzchni Ziemi, wykazują ścisły związek z górnymi strefami frontowymi i odgałęzieniami jet-streamu (rozdział 9).

10.3.2. Klasyfikacja frontów

W zależności od kryteriów istnieje kilka klasyfikacji. Najważniejszy podział frontów wynika z ich ruchów poziomych. Inne podziały uwzględniają ruchy pionowe powietrza, poziomy wysokości, w których można wyróżnić występowanie powierzchni frontowej oraz znaczenie frontów w ogólnej cyrkulacji atmosfery. Dalej podaje się podział wg Holec, Tymański, 1973.

I. Podział wynikający z ich ruchu poziomego:

- 1) front ciepły,
- 2) front chłodny,
- 3) front stacjonarny.

II. Podział ze względu na charakterystykę ruchów pionowych powietrza:

- 1) anafronty – takie powierzchnie frontowe, wzdłuż których ciepłe powietrze unosi się do góry (powstaje zachmurzenie i opady),
- 2) katafronty – wzdłuż nich powietrze ciepłe opada (następuje zanik chmur i opadów).

III. Podział ze względu na wysokość występowania:

- 1) fronty dolne – rozpoczynające się od podłoża (zasieg od 1–18 km do granicy troposfery),
- 2) fronty górne – niemające bezpośredniego kontaktu z podłożem.

IV. Podział ze względu na znaczenie w ogólnej cyrkulacji atmosfery:

- 1) fronty główne – oddzielające podstawowe geograficzne rodzaje mas powietrza,
- 2) fronty wtórne – oddzielające różne części tej samej głównej masy powietrza.

V. Podział ze względu na liczbę mas powietrza, którą rozdzielają:

- 1) fronty proste – rozdzielają dwie masy powietrza,
- 2) fronty złożone (zokludowane, okluzja) – rozdzielające trzy masy powietrza.

10.4. Fronty główne i fronty wtórne

Fronty główne rozdzielają podstawowe geograficzne rodzaje mas powietrza. Ze względu na różne charakterystyki tych mas powietrza fronty te nazywa się również klimatologicznymi. Wyróżnia się:

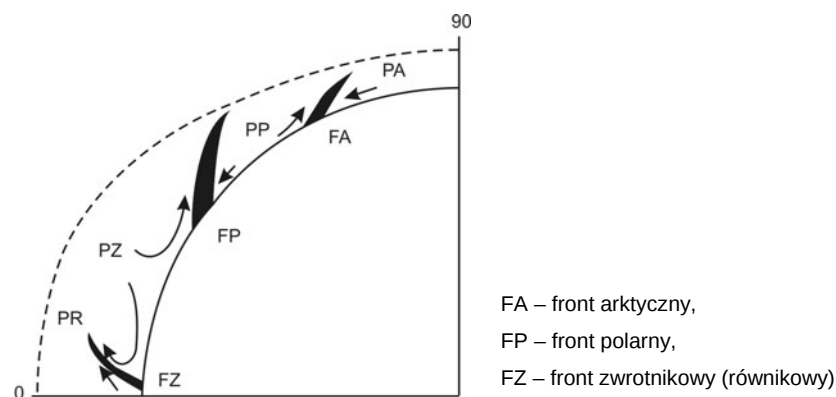
- 1) **front arktyczny** – oddzielający masy powietrza arktycznego od polarnego,
- 2) **front antarktyczny** – oddzielający masy powietrza antarktycznego od polarnego,
- 3) **fronty polarne** – oddzielające powietrze polarne od zwrotnikowego,
- 4) **fronty zwrotnikowe** (zwane również równikowymi) – oddzielające masy powietrza zwrotnikowego od powietrza równikowego.

Rozmieszczenie mas powietrza i położenie głównych frontów na półkuli północnej przedstawiono na rys. 10.4, natomiast średnie położenie głównych frontów klimatologicznych na całym globie ziemskim w lipcu pokazano na rys. 10.5a, a na rys. 10.5b – w styczniu.

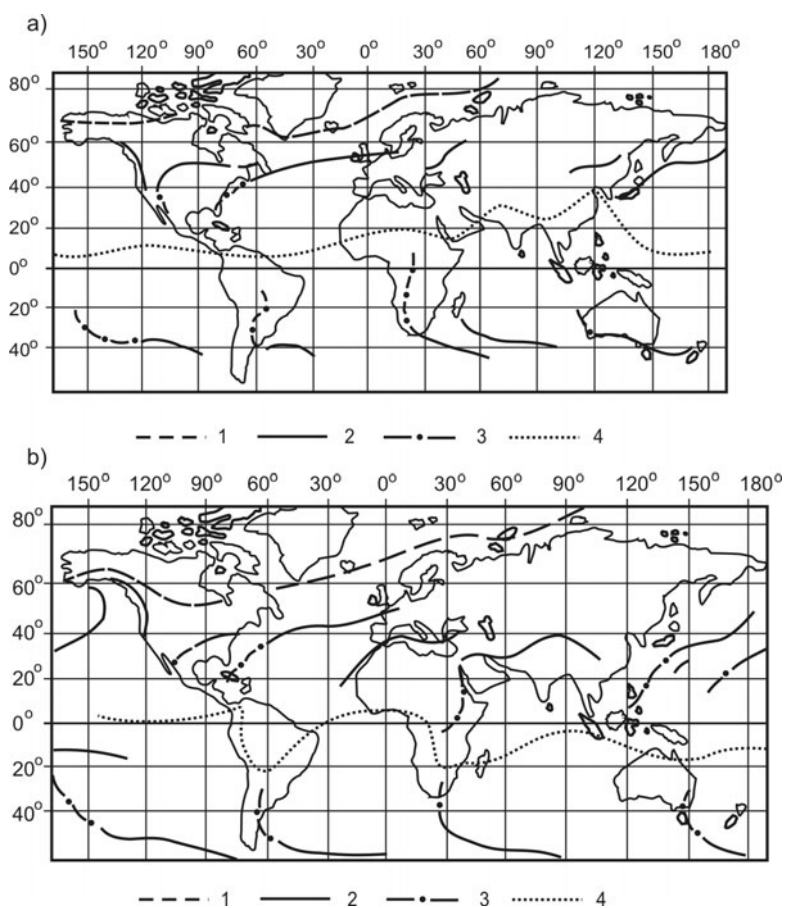
Fronty główne są ważnym elementem w układzie prądów ogólnej cyrkulacji atmosfery. Na frontach arktycznym, antarktycznym oraz polarnym powstają i rozwijają się cyklony pozazwrotnikowe, które w umiarkowanych i wysokich szerokościach geograficznych wywierają główny wpływ na pogodę.

Położenie głównych frontów ulega zmianie i w poszczególnych dniach może znacznie odbiegać od ich położenia średniego, pokazanego na rysunkach 10.5a, b. Jak widać na rysunkach, poszczególne fronty składają się zwykle z kilku odcinków, co wynika przede wszystkim z niejednorodności powierzchni naszego globu. Znaczne nieciągłości frontów występują nad obszarami, nad którymi następuje silna wymiana mas powietrza między sąsiednimi strefami. Te nieciągłości wynikające z zakłóceń nazywane są **rozmyciem** frontu.

Analizując na mapach położenie głównych frontów klimatologicznych w różnych porach roku, można wyróżnić obszary, nad którymi w ciągu roku przeważają masy powietrza danego rodzaju oraz obszary, nad którymi przeważa częsta wymiana mas powietrza różnego pochodzenia.



Rys. 10.4. Rozmieszczenie mas powietrza i położenie głównych frontów na półkuli północnej (Woś, 1996)



Rys. 10.5. Średnie położenie głównych frontów klimatologicznych na całym globie ziemskim: a) w lipcu, b) w styczniu (Chromow, 1969); 1 – front arktyczny, 2 – front polarny, 3 – front pasatowy będący przedłużeniem FP w strefie zwrotnikowej, 4 – front równikowy

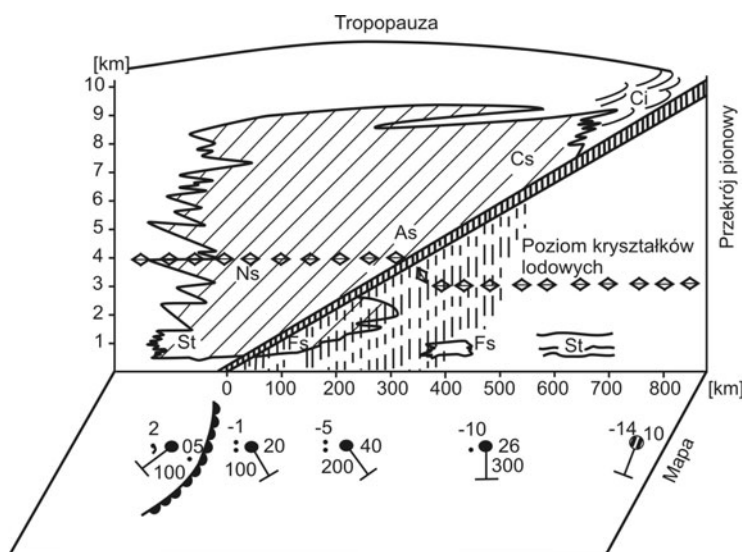
10.5. Fronty ciepłe i fronty chłodne. Okluzja

Każdy front, niezależnie od przyjętego kryterium klasyfikacji, np. główny, wtórny, dolny, górny, można określić jako ciepły, chłodny, zokludowany lub stacjonarny. Fronty te różnią się znacznie między sobą, zarówno warunkami ich powstawania, jak i cechami pogody w nich występującymi.

Zjawiska meteorologiczne oraz charakterystyczne układy chmur i opadów zależą bowiem od procesów dynamicznych i termodynamicznych związanych z ruchami powietrza wzdłuż powierzchni frontowych. Przemieszczanie się poszczególnych frontów wiąże się więc z typowymi zmianami pogody występującymi w określonej kolejności.

10.5.1. Front ciepły

Strukturę frontu ciepłego przedstawiono na rys. 10.6 (opracowano na podstawie Schmidt, 1972). Powietrze ciepłe wślizguje się powoli po klinie ustępującego chłodnego powietrza. W czasie wślizgiwania do góry, powietrze ochładza się adiabatycznie, w wyniku czego dochodzi do kondensacji pary wodnej w nim zawartej. Na powierzchni frontu ciepłego tworzy się zwarty układ chmur frontowych, wyprzedzających front. Dolna granica chmur wyznaczona jest przez powierzchnię frontową, górny zaś pułap wynosi od 7 do 9 km. Ponieważ powietrze wślizguje się ku górze bardzo powoli, wygląd chmur frontowych przypomina gładką, ogromną zasłonę, która ciągnie się wzdłuż frontu pasem szerokości kilkuset kilometrów na długości przekraczającej nawet 1000 km. Grubość zasłony maleje w miarę oddalania się linii frontu.



Rys. 10.6. Front ciepły: przekrój pionowy i przedstawienie frontu na mapie synoptycznej (na podstawie Schmidt, 1972)

Zwiastunami zbliżania się frontu ciepłego są chmury pierzaste – *Cirrus uncinus* Ci (o kształcie przecinków), zbudowane z kryształków lodu, pojawiające się już na 700÷1000 km

przed linią frontu. Występują one na wysokości od 7 do 9 km. Za Cirrusami (*Ci*) pojawia się jednolita warstwa chmur *Cirrostratus* (*Cs*). O ich obecności świadczy między innymi występowanie zjawiska halo (biały krąg) wokół Słońca lub Księżyca. Chmury *Cirrostratus* stopniowo grubieją i przechodzą w chmury średnie warstwowe (*Altostratus*), *As* zalegające na wysokości od 2 do 4 km, występujące w odległości 100 do 400 km przed frontem. Tworzą się w nich płatki śniegu (zimą) lub krople deszczu (latem).

W miarę zbliżania się do linii frontu *Altostratus* (*As*) przechodzi w chmury *Nimbostratus*-warstwowe-deszczowe (*Ns*), z których wypada opad ciągły – długotrwały i obfity. Pod chmurami *Nimbostratus* płyną szybko strzępy poszarpanych chmur *Stratofractus* (*Fs*) – chmury „złej pogody”, unoszące się nisko nad ziemią (100÷200 m). Tylne zasłone chmur kończy się dość nagle, tuż za linią frontu. Niebo przejaśnia się, temperatura wzrasta. Strefa opadów przed linią frontu wynosi zwykle 300÷400 km i zawsze znajduje się przed linią frontu. Nie zawsze jednak frontowi ciepłemu muszą towarzyszyć opady. Jeżeli wślizgujące się ciepłe powietrze jest suche i poziom kondensacji położony jest wysoko, wówczas układ chmur frontowych jest bardzo zredukowany. W takim przypadku opad nie wystąpi.

Na mapie pogody front ciepły oznacza się linią czerwoną albo czarną z półkami.

Z przejściem frontu związana jest wyraźna zmiana pogody uwarunkowana zmianą poszczególnych elementów meteorologicznych.

10.5.2. Front chłodny

Front tego typu powstaje (na podstawie Schmidt, 1973), gdy zalegająca nad danym obszarem ciepła masa powietrza ustępuje przed wypierającą ją chłodną masą. Front ten przemieszcza się od chłodnej masy powietrza w kierunku powietrza ciepłego. Powietrze chłodne, jako cięższe, wklina się pod powietrze ciepłe i wypycha je do góry. Kąt nachylenia powierzchni frontowej względem poziomu jest znacznie większy niż dla frontu ciepłego. Tak znaczna stromość powierzchni frontowej jest spowodowana tarciem nasuwającego się klina powietrza chłodnego o podłoże. Powoduje ono wyhamowanie dolnych warstw powietrza przy równoczesnym szybszym przemieszczaniu się warstw wyżej położonych. Wskutek tego czoło frontu chłodnego jest prawie pionowe, a nawet bywa podwinięte do tyłu.

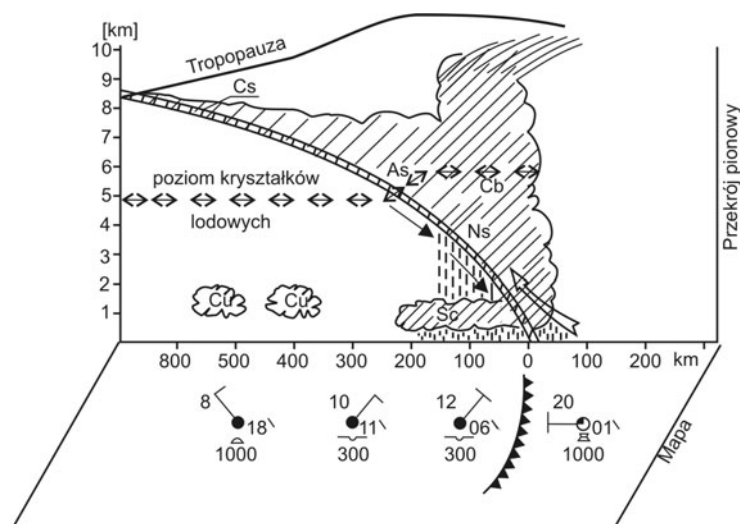
Z uwagi na szybkość przemieszczania się frontów i na zjawiska im towarzyszące, wyróżnia się dwa rodzaje frontów chłodnych. Fronty wolno przemieszczające się zostały nazwane frontami I rodzaju (lub opóźnionymi), natomiast szybko przemieszczające się – frontami II rodzaju (albo przyspieszonymi). Fronty te różnią się przede wszystkim rodzajem zachmurzenia oraz charakterem towarzyszących mu opadów.

Front chłodny I rodzaju (rys. 10.7)

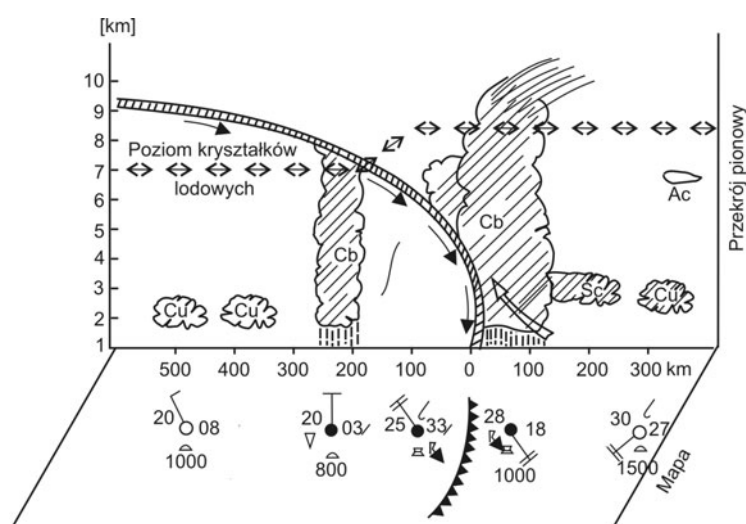
W wyniku wklinaowania się powietrza chłodnego pod powietrze ciepłe, powietrze ciepłe wślizguje się po klinie chłodnego powietrza w kierunku przeciwnym do ruchu masy chłodnej. Powstaje układ zachmurzenia podobny jak na froncie ciepłym, tylko w odwrotnym porządku (w stosunku do ruchu powietrza). Idąc od linii frontu w kierunku napływu chłodnego powietrza występują najpierw chmury *Ns*, które przechodzą następnie w *As*, a te w *Cs*. Na samym czołe frontu rozwijają się natomiast silnie wypiętrzone chmury konwekcyjne *Cb*. Z chmur *Cb* w bliskości linii frontu wypadają silne opady ulewne, a za linią frontu, z chmur *Ns* – opady ciągłe. Strefa opadów jest węższa niż w przypadku frontu ciepłego i wynosi od 150÷200 km.

Front chłodny II rodzaju (rys. 10.8)

Powietrze chłodne przemieszczając się szybko i wklinowując się gwałtownie pod masę powietrza ciepłego, powoduje jego szybkie wypychanie ku górze. Prowadzi to do niezwykle silnego rozwoju chmur kłębiastych (*Cb*), tworzących często wał chmur burzowych (głównie latem). Przed nim występują czasem chmury *Sc*, *Ac* i *Ac lenticularis*. Przejściu tego frontu przyspieszonego towarzyszą silne ulewy, burze i szkwały. Szerokość strefy opadów jest mała – od 60 do 80 km. Ponieważ front taki przemieszcza się szybko, a strefa opadów jest niewielka, deszcz trwa krótko, od 30 do 60 minut.



Rys. 10.7. Front chłodny I rodzaju – przekrój pionowy i mapa synoptyczna (Schmidt, 1972)



Rys. 10.8. Front chłodny II rodzaju – przekrój pionowy i mapa synoptyczna (Schmidt, 1972)

Tablica 10.3

Zmiany elementów meteorologicznych podczas przechodzenia frontu ciepłego
(zmodyfikowane, Woś, 1996)

Element pogody	Przed frontem	W czasie przechodzenia frontu	Po przejściu frontu
Ciśnienie powietrza	równomiernie obniża się	dotychczasowy spadek ciśnienia ustaje	zmienia się bardzo mało lub bardzo powoli obniża się
Wiatr	wzmaga się siła wiatru i czasem skręca on w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara	skręca zgodnie z ruchem wskazówek zegara, czasami wzmacnia się	kierunek i siła wiatru nie ulegają znaczącej zmianie
Temperatura powietrza	nie zmienia się, spada w strefie występowania deszczu	powoli wzrasta	zmienia się wyraźnie
Zachmurzenie nieba	stopniowo wzrasta, pojawiają się chmury <i>Ci</i> , <i>Cs</i> , <i>As</i> , <i>Ns</i> , <i>St</i> , <i>Fr</i>	niskie <i>Ns</i> i <i>St</i> , <i>Fr</i>	chmury <i>St</i> lub <i>Sc</i>
Widzialność pozioma	dobra poza strefą opadów	ograniczona, częste mgły	często zła przez utrzymujące się mgły
Pogoda	opad ciągły (deszcz lub śnieg)	opad ustaje	silne zachmurzenie, występuje mżawka lub słaby deszcz

Tablica 10.4

Zmiany elementów meteorologicznych podczas przemieszczania się frontu chłodnego
(zmodyfikowane, Woś, 1996)

Element pogody	Przed frontem	W czasie przechodzenia frontu	Po przejściu frontu
Ciśnienie powietrza	obniża się	wyraźnie wzrasta	nadal wzrasta przy zmniejszonym tempie wzrostu
Wiatr	wzrasta siła wiatru, często staje się porywisty	porywisty, okresowo szkwalisty, nagle skręca zgodnie z ruchem wskazówek zegara	niekiedy nasila się i nieznacznie zmienia kierunek, przeciwny do ruchu wskazówek zegara
Temperatura powietrza	niezmienna, obniża się w strefie opadu przedfrontowego	szybko obniża się	zmienia się nieznacznie lub systematycznie powoli spada, zmienna w strefie opadów
Zachmurzenie nieba	chmury <i>Ac</i> lub <i>As</i> , potem silnie rozbudowane <i>Cb</i>	chmury <i>Cb</i> z bardzo niską podstawą oraz chmury „złej pogody”	szybko podnosi się podstawa chmur, za którymi pojawiają się <i>As</i> i <i>Ac</i> ; później znowu mogą pojawić się <i>Cu</i> lub <i>Cb</i>
Widzialność pozioma	zazwyczaj ograniczona	ograniczona, potem następuje szybkie polepszenie widzialności	zazwyczaj poza strefą opadów dobra
Pogoda	czasami mogą występować deszcze lub burze	często silny deszcz, opady gradu, burze	silne przelotne opady, częste przejaśnienia, typ pogody zmiennej

Po przejściu frontu następuje roz pogodzenie na przemian ze wzrostem zachmurzenia, głównie przez chmury *Cu* i *Cb*, którym towarzyszą opady przelotne. Z frontem tym zawsze związane jest też wyraźne ochłodzenie.

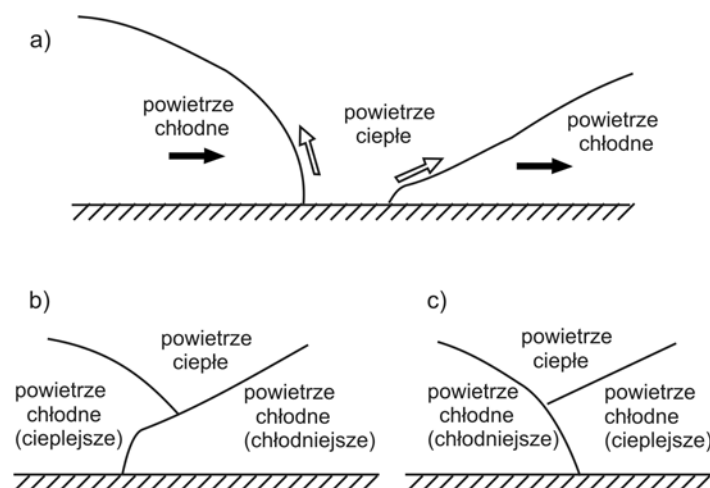
W okresie lata, za frontem chłodnym napływają świeże masy powietrza polarnomorskiego, wyróżniające się małym zapyleniem. Widzialność pozioma jest więc bardzo dobra, a niebo ma barwę ciemnobłękitną.

Zmiany elementów meteorologicznych podczas przemieszczania się frontów – ciepłego i chłodnego przedstawiono w tabl. 10.3 i 10.4.

10.5.3. Fronty zokludowane (okluzja)

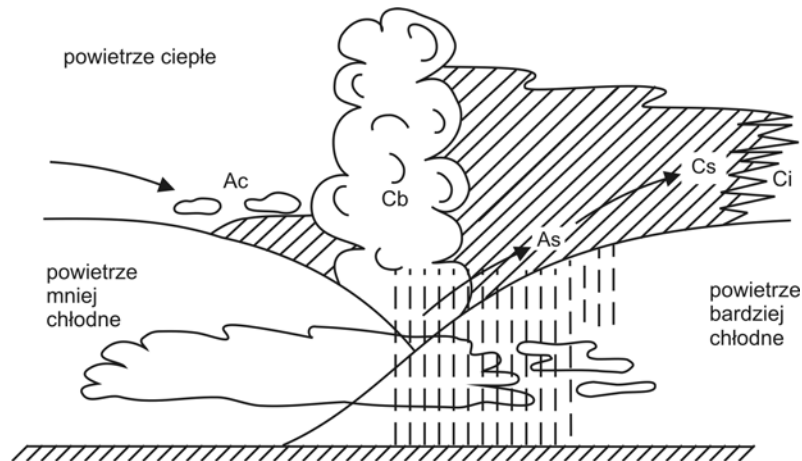
Powstawanie okluzji przedstawiono schematycznie na rysunku 10.9. Przemieszczająca się przykładowo z zachodu na wschód ciepła masa powietrza jest ograniczona zarówno od wschodu, jak i zachodu przez masy chłodne. Na jej granicach powstaną więc fronty – na wschodzie front ciepły, na zachodzie front chłodny. Ponieważ front chłodny porusza się szybciej niż ciepły, więc po pewnym czasie dojdzie do połączenia się obu frontów i powstania frontu zokludowanego.

W strefie frontu okluzji mamy zatem do czynienia ze stykiem trzech mas powietrza: dwie masy powietrza zalegające przy powierzchni ziemi są masami chłodnymi, a masa wypchnięta do góry, oderwana od podłoża, jest masą ciepłą. Masy chłodne zalegające przed i za frontem różnią się między sobą temperaturą i często innymi cechami.

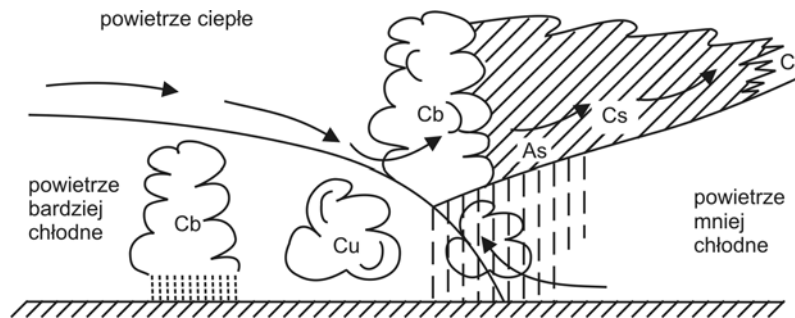


Rys. 10.9. Schemat powstawania zjawiska okluzji (a), o charakterze frontu ciepłego (b), o charakterze frontu chłodnego (c) (Woś, 1996)

Jeżeli chłodna masa powietrza, postępująca za frontem chłodnym, jest cieplejsza od chłodnej masy powietrza sprzed frontu ciepłego, mamy do czynienia z okluzją ciepłą (rys. 10.10), w przypadku odwrotnym występuje okluzja chłodna (rys. 10.11).



Rys. 10.10. Przekrój pionowy przez okluzję o charakterze frontu ciepłego (Woś, 1996)



Rys. 10.11. Przekrój pionowy przez okluzję o charakterze frontu chłodnego (Woś, 1996)

W obu typach okluzji, ze względu na różnorodność ich budowy i ruchu, szczegółowe określenie warunków pogodowych jest trudne. Obserwuje się zawsze bardzo wyraźną zmianę kierunków wiatrów z południowych na czole okluzji na zachodnie albo północne na tyle okluzji. Fronty te łączą w sobie cechy frontów chłodnego i ciepłego. W przypadku okluzji ciepłej szerokość i gwałtowność obszaru niepogody jest większa niż w przypadku okluzji chłodnej.

Zasadniczą różnicą między obu okluzjami jest położenie frontu dolnego i jego stosunek do frontu górnego. W przypadku okluzji ciepłej front górny wyprzedza front dolny o 200÷300 km, a w przypadku okluzji chłodnej front górny postępuje 40÷60 km za frontem dolnym.

10.5.4. Front stacjonarny

Front stacjonarny rozciąga się równolegle do izobar. Nie ma zdecydowanego ruchu ani cieplej, ani chłodnej masy, które przemieszczają się równolegle do izobar. Warunki sprzyjające stacjonarności występują rzadko. Częściej obserwujemy front quasi stacjonarny, który porusza się bardzo powoli. W przypadku frontu stacjonarnego trudno jest wyróżnić typowy układ zachmurzenia. W pewnych warunkach na froncie stacjonarnym mogą tworzyć się fale. Wówczas poszczególne odcinki frontu będą przybierały charakter frontu ciepłego lub chłodnego (patrz rozdział 11).

10.5.5. Fronty a ciśnienie

Powierzchniom frontowym towarzyszy charakterystyczne załamanie powierzchni izobarycznych. Przecinając powierzchnię frontalną izobary załamują się – na mapach synoptycznych tworzy się litera V. Wynika to ze zmienności stopnia barycznego w ciepłym i chłodnym powietrzu. Załamaniu się powierzchni izobarycznych i izobar towarzyszy skokowa zmiana gradientu ciśnienia, zarówno zmiana zwrotu, jak i jego wartości. Z nieciągłością gradientu ciśnienia związana jest także zmiana wiatru, zarówno co do kierunku jak i prędkości.

Kierunek wiatru zmienia się zgodnie z regułą, według której na półkuli północnej wiatr po przejściu frontu skręca w prawo (zgodnie z ruchem wskazówek zegara), a na południowej – w lewo. Prędkości wiatru, po obu stronach frontu zależą od wartości gradientów ciśnienia. Zwykle prędkość wiatru maleje po przejściu frontu ciepłego i wzrasta po przejściu frontu chłodnego. Prędkość przemieszczania się samego frontu zależy przede wszystkim od prędkości przemieszczania się chłodnej masy powietrza. Prędkość powierzchni frontowej i frontu jest w przybliżeniu równa składowej prędkości w powietrzu chłodnym, prostopadłej do linii frontu.

10.6. Szkwały

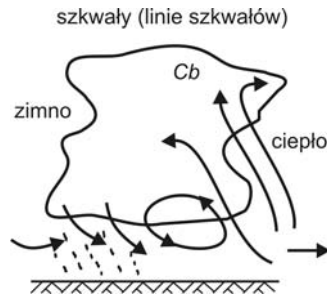
Niekiedy powstają układy cyrkulacyjne przypominające fronty chłodne, lecz znacznie od nich mniejsze. Są to tzw. **linie szkwałów** – linie niestałości. Mogą się pokrywać z linią frontu chłodnego, wyprzedzać ją lub postępować za nią. Często zachowują kierunek równoległy do linii frontu. Okres istnienia pojedynczej linii szkwałów jest zwykle bardzo krótki, około kilku godzin.

Linie szkwałów pojawiają się głównie w okresie maksymalnego rozwoju pionowych ruchów konwekcyjnych (mówi się, że są to strefy uporządkowanej konwekcji). Wzdłuż linii szkwałów powstają silne wiatry (szkwały), burze, opady ulewne związane z chmurami *Cu* i *Cb* (*Cumulus* i *Cumulonimbus*). Łańcuch tych chmur ciągnie się na odległość kilkudziesięciu kilometrów.

Ze względu na małe rozmiary, szkwały nie zawsze są rozpoznawalne na mapach pogody. Wykrywanie ich umożliwiają satelity meteorologiczne i stacje radiolokacyjne.

Najważniejszym zjawiskiem przy przechodzeniu linii szkwałów jest gwałtowny wzrost prędkości wiatru, tzw. szkwał. Prędkość wiatru wzrasta raptownie – w ciągu kilku sekund osiągając wartość do 30÷40 m/s, a nawet więcej. Jednocześnie następuje też zmiana

kierunku wiatru (o 90° , a nawet o 180°). Pojedynczy szkwał trwa zwykle kilka do kilkunastu minut. Rzadko linie szkwałów występują jedno po drugim na tym samym obszarze. Szkwały najczęściej wiążą się z silnie wypiętrzonymi chmurami *Cb*, którym towarzyszą burze, deszcze, grad. Schematycznie cyrkulację powietrza w chmurze przedstawiono na rys. 10.12.



Rys. 10.12. Schemat cyrkulacji powietrza w chmurze w trakcie powstawania szkwału (Holec, Tymański, 1973)

W tylnej części chmury występują silne prądy zstępujące, związane z ochłodzeniem powietrza podczas opadu (szczególnie gradu). Prąd zimnego, spadającego powietrza działa podobnie jak powietrze zimne (klin) na froncie chłodnym II rodzaju, wypychając ciepłe powietrze z przedniej części chmury do góry. Powstaje bardzo silny prąd wstępujący przy chwiejnej równowadze atmosfery. Na styku tych dwóch prądów tworzy się wir o osi poziomej (charakterystyczny kołnierz burzowy – czarne postrzępione chmury) *arcus* – wał. Jego wysokość wynosi około 500÷600 m, wyprzedza chmurę i szkwał oraz strefę najintensywniejszych opadów o około 1÷2 km. Nadejście szkwału zbiega się z przechodzeniem kołnierza burzowego. Przed nadejściem szkwału obserwuje się gwałtowny spadek ciśnienia, natomiast w okresie występowania szkwału – ciśnienie powietrza gwałtownie rośnie, a później, po przejściu szkwału i opadu, znów spada. Na barogramie jest widoczny ząbek (dzióbek) burzowy.

Najgroźniejsze są szkwały związane z frontami chłodnymi lub okluzjami chłodnymi, wtedy gdy powietrze ciepłe jest bardzo wilgotne i panuje równowaga chwiejna. Linia szkwałów może obejmować obszar rzędu 40÷100 km przed frontem. Gdy ciepła masa powietrza jest sucha, linia szkwałów może wystąpić poza linią frontu. Zdarza się również, że linie szkwałów występują niezależnie od występowania frontów.

Wyróżnia się także inne szkwały – niezależne od frontów. Są to szkwały wewnątrzmasowe, związane z przechodzeniem chmur *Cb*. Powstają na skutek konwekcji w chwiejnej masie powietrza i zwykle występują z burzą. Nie są tak groźne, jak frontowe.

Niekiedy szkwały mogą wystąpić bez opadów. Następuje to wtedy, gdy ze względu na dużą suchotę przyziemnej warstwy atmosfery opad wyparowuje przed osiągnięciem ziemi. Rzadziej spotyka się tzw. **białe szkwały** przy bezchmurnym niebie.

Ze względu na związek z chwiejnością atmosfery i chmurami konwekcyjnymi, zwykle szkwały nad lądami występują w porze ciepłej, a nad ciepłymi morzami w porze chłodnej. Wiele wiatrów lokalnych ma charakter szkwału.

Układy ciśnienia i cyrkulacja w pozazwrotnikowych szerokościach geograficznych

Główną cechą cyrkulacji w strefach umiarkowanych i wysokich szerokości geograficznych jest działalność cyklonalna, objawiająca się nieustannym powstawaniem, rozwojem oraz ruchem niżów i wyżów. Proces ten jest bardzo ważnym składnikiem ogólnej cyrkulacji atmosfery. Powstawanie niżów i wyżów ma ścisły związek z falowaniem górnych planetarnych stref frontowych. Powstające niży i wyży powodują bardzo silne zakłócenia w globalnym ruchu powietrza – stąd obserwuje się dużą zmienność rzeczywistych wiatrów. W układach wyżowych lub niżowych występuje charakterystyczny układ izobar oraz odpowiadające im układy krążenia powietrza. Bardzo często dominujący równoleżnikowy ruch powietrza ustępuje miejsca ruchom południkowym.

Intensywna działalność cyklonalna łączy się także z dużą zmiennością pogody. Obserwuje się tu częste, silne sztormy związane są z dużymi gradientami ciśnienia (rozdział 11 opracowano na podstawie literatury, głównie Holec, Tymański, 1973).

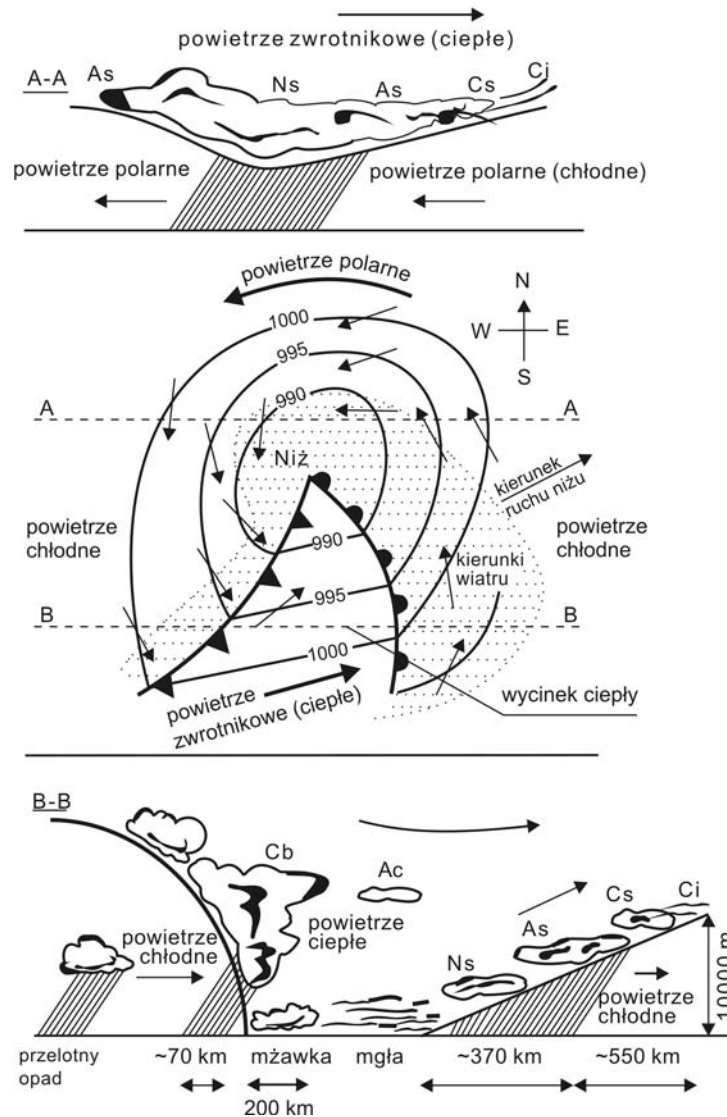
11.1. Powstawanie i rozwój niżów

Zmiany ciśnienia prowadzące do formowania się niżów mogą mieć charakter termiczny lub dynamiczny – nietermiczny.

Teorię niżów badali i opracowali m.in. badacze norwescy V. i J. Bjerknes oraz G. Solberg w pierwszej połowie XX w. Stwierdzili oni, że rozkład wielu elementów meteorologicznych na obszarze niżów wykazuje nieciągłości. W obszarze niżów występują dwie różne masy powietrza, oddzielone od siebie frontami. Powietrze ciepłe, np. powietrze zwrotnikowe PZm, tworzy tzw. wycinek ciepły, ograniczony z jednej strony przez front ciepły, a z drugiej przez front chłodny. Obszar najniższego ciśnienia znajduje się u wierzchołka wycinka ciepłego (rys. 11.1).

Unoszenie się powietrza jest związane z jego ruchem wzdłuż powierzchni frontowych. Prowadzi to w efekcie do powstawania systemów chmur i rozwoju pogody charakterystycznej dla frontów ciepłego i chłodnego. Źródłem energii umożliwiającej pojawianie się ruchów powietrza nie jest nagrzewanie się powietrza, lecz niejednorodność termiczna zbliżających się ku sobie mas powietrza.

Powietrze ciepłe unosi się wzdłuż powierzchni frontowych ponad powietrze chłodne. Prowadzi to do obniżenia się środka ciężkości całego układu i uwolnienia energii potencjalnej, która następnie przechodzi w energię kinetyczną ruchu niżu (istotna też jest energia wyzwalająca się podczas przemian fazowych wody).

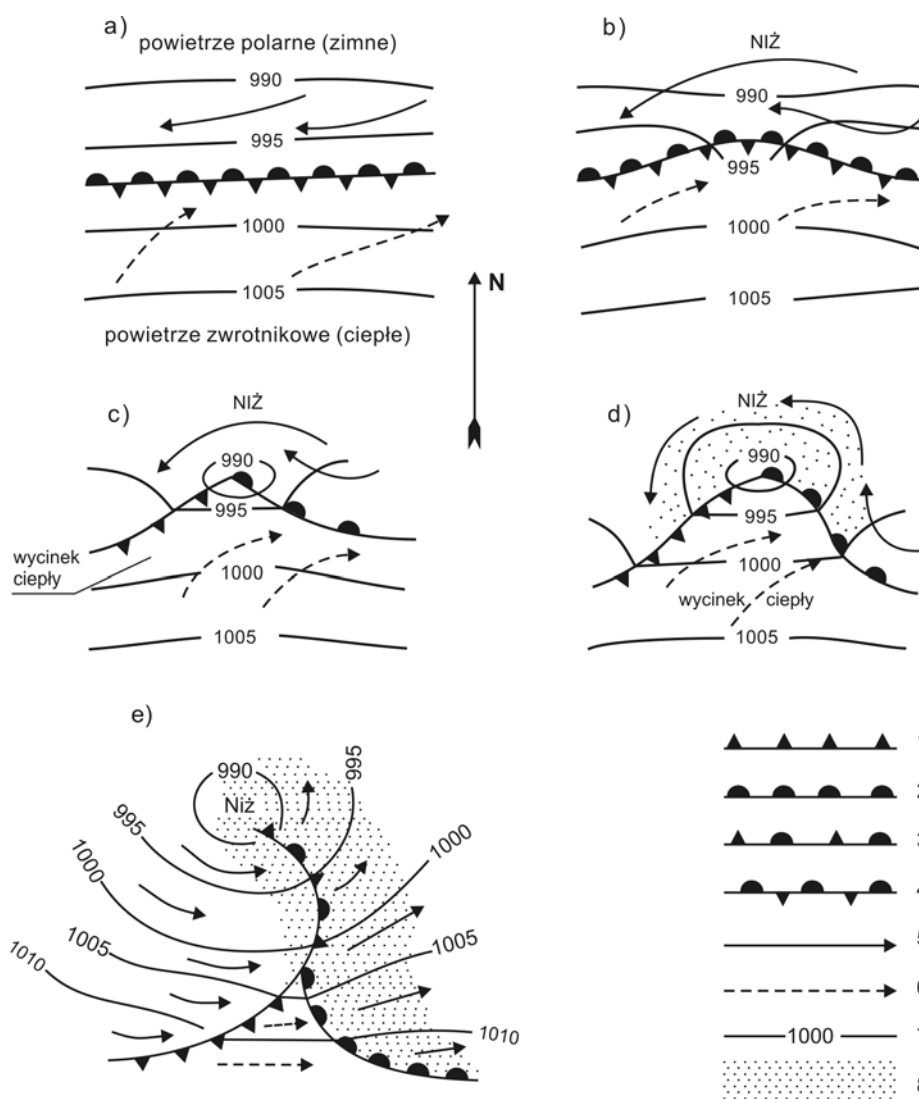


Rys. 11.1. Model niżu wg J. Bjerknesa i G. Solberga
(Czajewski, 1988)

W naszych szerokościach niże powstają wtedy, gdy na powierzchni stacjonarnego frontu, oddzielającego ciepłe i chłodne masy powietrza, pojawiają się ruchy falowe. W rozwoju niżu można wyróżnić pewne charakterystyczne stadia – rys. 11.2.

Stadia rozwoju niżu

1. **Stadium początkowe** – rys. 11.2a. Ciepłe i chłodne masy powietrza oddzielone są frontem stacjonarnym. Po obu jego stronach występują nieciągłości zarówno ruchu powietrza, jak i elementów meteorologicznych, takich jak temperatura, wilgotność itp.



Rys. 11.2. Fazy rozwoju układu cyklonalnego w umiarkowanych szerokościach geograficznych (przy powierzchni Ziemi): 1 – front chłodny, 2 – front ciepły, 3 – front zokludowany, 4 – front główny (stacjonarny), 5 – prądy powietrza w masie powietrza chłodnego, 6 – prądy powietrza ciepłego, 7 – izobary [mbar], 8 – strefa dużego zachmurzenia (Woś, 1996)

2. **Stadium fali** – rys.11.2b. Na froncie stacjonarnym pojawia się fala na skutek odchylen kierunków ruchu powietrza powierzchnia frontowa dzieli się – powstają fronty ciepły i chłodny. W pobliżu wierzchołka fali tworzy się obszar obniżonego ciśnienia. Jeśli fala jest niestabilna, to jej amplituda zwiększa się, a cyrkulacja przyjmuje charakter zamkniętego niżu. Niż pogłębia się.

3. **Młody niż** – rys. 11.2c, d. Ciepłe powietrze przenosi się na obszar zajęty dotychczas przez powietrze chłodne, wzdłuż frontu ciepłego. Powietrze chłodne następuje za frontem chłodnym, wypierając powietrze ciepłe. Wycinek ciepły jest bardzo dobrze ukształtowany.
4. Stadium okludowania się niżu – rys. 11.2e. Ponieważ front chłodny porusza się szybciej niż ciepły, więc wycinek ciepły ulega stałemu zwężaniu. W miarę zwężania się wycinka ciepłego niż pogłębia się i ciśnienie w jego centrum może obniżyć się o kilkanaście milibarów względem obszarów zewnętrznych. Z biegiem czasu następuje proces łączenia się frontów – tworzy się front zokludowany – stadium okluzji. Wierzchołek wycinka nazywa się punktem okluzji. Jest to moment największego rozwoju niżu, a jednocześnie punkt zwrotny jego rozwoju, gdyż od tego momentu niż zaczyna się „starzeć”.
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, bardzo szeroką strefę. Przemieszczanie frontu trwa do 3 dni, deszcz pada bez przerwy, wszystko jest wilgotne, panuje tzw. „psia pogoda”, zgniły niż. Takie nize przemieszczają się bardzo powoli i często przed swoją „śmiercią” zatrzymują się w miejscu na kilka dni.
5. **Stadium wypełniania się niżu** – zanikanie niżu, „śmierć”, „umieranie”, związane jest z zanikaniem różnic temperatury pomiędzy masami powietrza. Ciepłe powietrze zostaje na obszarze niżu całkowicie wypchnięte ku górze, a kontaktujące się ze sobą masy powietrza chłodnego z obu stron frontu zokludowanego różnią się nieznacznie.

W podobny sposób nize rozwijają się na frontach chłodnych lub ciepłych oraz w pobliżu punktów okluzji niżów już istniejących. Powstawanie niżów jest związane z procesami zachodzącymi w wyższych warstwach atmosfery. Fronty w pobliżu powierzchni Ziemi tworzą się bowiem pod górnymi strefami największych poziomych gradientów temperatury i ciśnienia, czyli pod górnymi strefami frontowymi lub odgałęzieniami jet-streamu. Występowanie fal na frontach przy powierzchni Ziemi jest związane także z falowymi deformacjami górnych stref frontowych. Rozbieżność izohips prowadzi do spadku ciśnienia przy powierzchni Ziemi, natomiast ich zbieżność do wzrostu ciśnienia.

Bardzo często w stadium okluzji, na odcinku frontu chłodnego, pojawia się fala rozwijająca się w nowy niż. Taki niż powstający na obszarze niżu głównego jest nazywany niżem drugorzędny, który może stać się niżem głównym. Nowy niż może się również rozwinąć w pobliżu punktu okluzji starego niżu, gdyż w tym obszarze spadek ciśnienia utrzymuje się najdłużej.

Czasami niż odradza się – następuje jego regeneracja. Dzieje się tak wtedy, gdy do obszaru cyrkulacji w niżu dostanie się świeża masa chłodnego powietrza i odnowi się kontrast temperatur.

Jednocześnie z pogłębianiem lub wypełnianiem się niżu obserwuje się rozwój lub osłabianie sąsiednich wyżów.

11.2. Przemieszczanie się niżów i wyżów

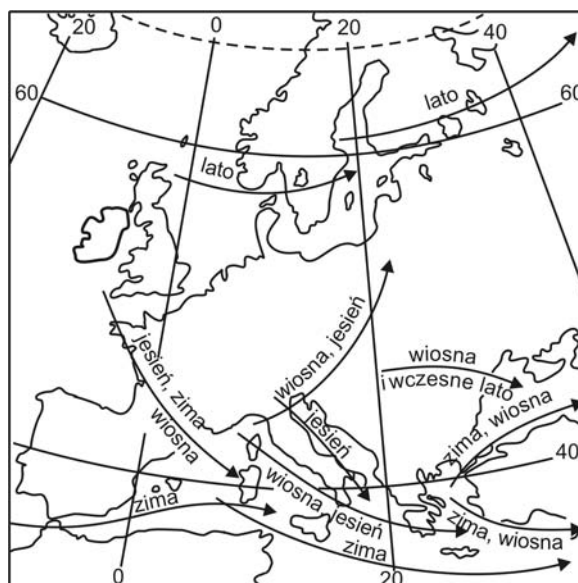
Prędkość i kierunek ruchu niżów zależą od kierunku i prędkości ruchu prądów powietrza w wyższych warstwach atmosfery – zwykle na poziomie 700 lub 500 mbar (3000 i 5500 m). Przemieszczają się zwykle z prędkością równą 60÷80% prędkości tego prądu

powietrza. Górny prąd powietrza określający ruch niżów nazywa się **strumieniem sterującym** lub **wiodącym**. Do badań rozwoju i ruchu niżów i wyżów oraz położenia frontów atmosferycznych obecnie wykorzystuje się wyniki obserwacji satelitarnych.

Niże poruszają się po torach w przybliżeniu równoległych do izobar w wycinku ciepłym. Na półkuli północnej obszar niskich temperatur pozostaje po lewej stronie ich ruchu, a wyższych po prawej. Na półkuli południowej jest odwrotnie. Wynika stąd, że na półkuli północnej niże powstające nad oceanami przemieszczają się głównie w kierunku NE, a na półkuli południowej – w kierunku SE. Prędkości niżów zależą od poziomych gradientów temperatury powietrza w górnej strefie frontowej i dolnej warstwie troposfery. Im większy gradient, tym większa prędkość ruchu układów niżowych. Największą prędkość osiągają zimą, najmniejszą latem. Prędkość wzrasta również, gdy niże przemieszczają się nad chłodnego podłoża nad ciepłe.

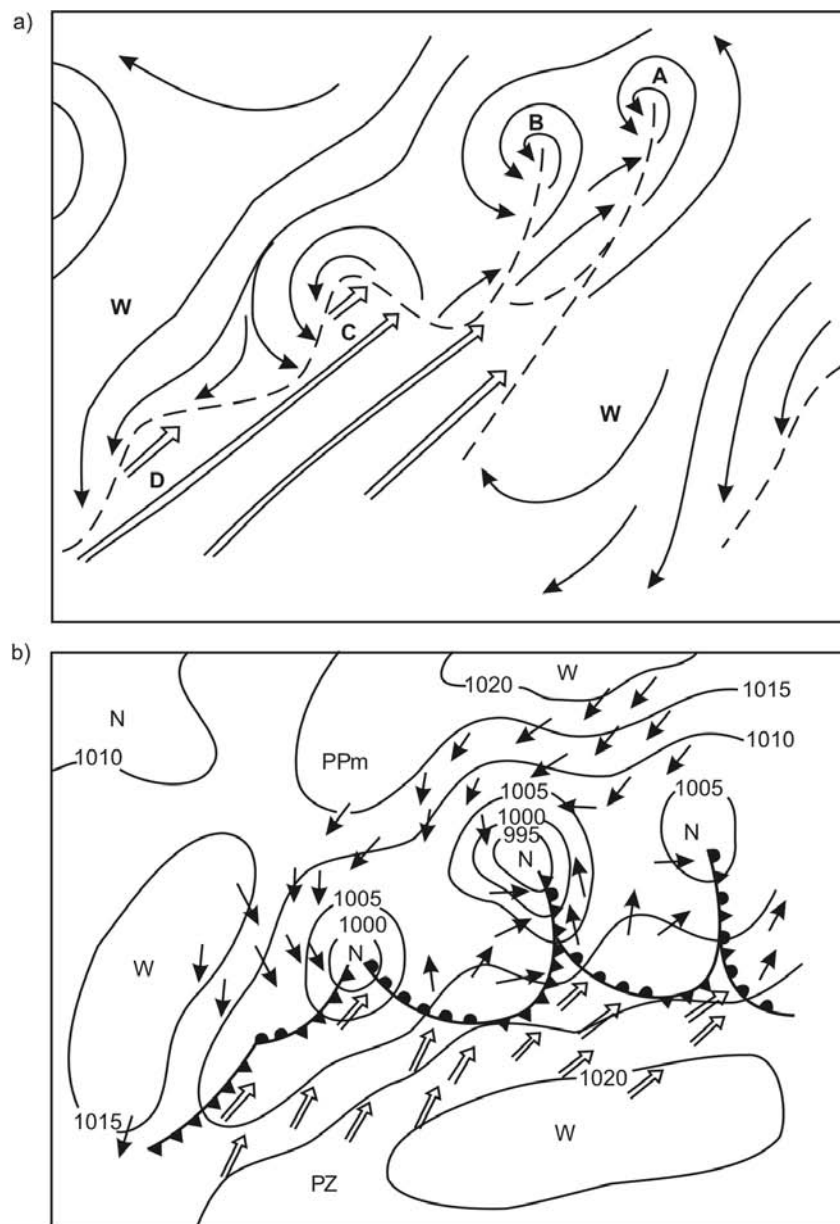
Prędkość ruchu niżów zależy również od ich stadium rozwojowego. Szybciej poruszają się niże w stadium fali i młode, wolniej zokludowane i wypełniające się. W pierwszych fazach, prędkość ruchu niżów wynosi od ok. 20 do 30 km/h. W stadium wypełniania się, niże często stają się stacjonarne. W procesie regeneracji niżów następuje wzrost ich prędkości.

Duży wpływ na ruch niżów wywierają inne niże oraz wyżы występujące nad obszarami ich ruchu. Tory przemieszczania się niżów są różne (rys. 11.3). Na ogół układy niżowe wędrują z zachodu na wschód (na półkuli północnej), z przewagą składowej skierowanej w kierunku wyższych szerokości geograficznych. Najgłębsze niże powstają w strefach subpolarnych, w północnej części Oceanu Atlantyckiego i Pacyfiku oraz w pobliżu Antarktydy.



Rys. 11.3. Główne szlaki przemieszczania się niżów barycznych nad Europą w poszczególnych porach roku (Rumney, 1968)

Ośrodki niżowe powstają zwykle seriami. Na jednym froncie tworzy się przeważnie 4÷5 ośrodków, które tworzą **serię – rodzinę niżów** (rys. 11.4).



Rys. 11.4. Seria (rodzina niżów) wg Kaczorowskiej, 1986: a) schemat, - - - - powierzchnia frontalna, A, B, C, D – stadia rozwoju niżów od najstarszego do najmłodszego; b) wycinek mapy synoptycznej z rodziną niżów z frontami

Niż otwierający rodzinę, położony najbardziej na północny wschód, znajduje się zwykle w końcowym stadium cyklu rozwojowego, natomiast ostatni niż w rodzinie, położony najbardziej na południowy zachód, znajduje się dopiero w stadium fali. Każdy kolejny niż w danej rodzinie jest przesunięty względem poprzedniego w kierunku niższych szerokości geograficznych.

Rodzinę niżów zamyka od tyłu chłodny wyż. Po jego wschodniej stronie chłodne powietrze polarne lub arktyczne spływa daleko nawet ku szerokościom podzwrotnikowym. Taki napływ chłodnego powietrza jest nazywany wtargnięciem polarnym. W naszych szerokościach geograficznych przeważa cyrkulacja zachodnia – niże wędrują z zachodu na wschód. Są nieco przesunięte, najstarszy najbardziej na północ, ostatni najmłodszy na południe. Dzięki temu ciepłe powietrze z południa może się wdzierać daleko na północ, a zimne na południe.

Czas formowania się niżu, od drobnej fali na froncie stacjonarnym do momentu powstania niżu, wynosi 12÷24 godz., dalszy rozwój, aż do zokludowania wynosi 2÷4 dni, a czasami dłużej. Niż baryczny osiąga maksymalne nasilenie w 12÷24 godzin po rozpoczęciu procesu okludowania u szczytu fali. W stadiach późniejszych niż traci na sile.

Ponieważ niże otwierające rodzinę poruszają się wolniej od niżów znajdujących się w tylnej części, te ostatnie mogą doganiać pierwsze a nawet je wyprzedzać. Jeżeli kolejne niże połączą się, może uformować się rozległy, głęboki i prawie stacjonarny układ niskiego ciśnienia, nazywany niżem centralnym. Takimi niżami centralnymi są utrzymujące się cały rok Nize: Islandzki i Aleucki. Spełniają one rolę centrów działania atmosfery, wywierając wpływ na globalną cyrkulację atmosfery.

Wyże (antycyklony), podobnie jak niże mogą być pochodzenia termicznego. Takie wyże termiczne powstają nad chłodnymi obszarami i mają niewielkie rozmiary. Jedynie zimą, nad wychłodzonymi kontynentami mogą utworzyć się potężne wyże o znacznych rozmiarach i wysokim ciśnieniu, np. Wyż Azjatycki, Wyż Kanadyjski.

Większe znaczenie w pozazwrotnikowych szerokościach geograficznych mają wyże, których powstawanie łączy się z działalnością cyklonalną. Nazywa się je **wyżami wędrownymi**. Związane są również z procesami deformacji górnych stref frontowych, które wywołują powstawanie niżów.

Wyże formują się zwykle na zachód od osi górnej zatoki niskiego ciśnienia, w obszarze zbieżności górnych prądów i napływu chłodnego powietrza. Wyróżnia się wyże rozdzielające poszczególne niży rodziny niżów, oraz wyże zamykające, formujące się na tyłach wędrującej rodziny niżów.

Obydwa te układy baryczne przemieszczają się wraz z cyklonami tworzącymi daną rodzinę z prędkością zbliżoną do prędkości niżów, stąd nazwa wyże wędrujące.

Wyże zamykające charakteryzują się małą ruchliwością i często stają się wyżami stacjonarnymi. Przy ich przemieszczaniu się przeważająca składowa skierowana jest w kierunku niskich szerokości geograficznych. Przesuwając się w kierunku zwrotników, są czynnikiem podtrzymującym istnienie wyżów podzwrotnikowych.

W przeciwieństwie do niżów, w wyżach nie powstają fronty atmosferyczne i występują w nich ruchy zstępujące powietrza. W związku z tym, w układach wyżowych nie powstają chmury związane z rozwojem i przemieszczaniem się frontów, jak również towarzyszące im opady.

11.3. Cechy pogody na obszarach niżów i wyżów pozazwrotnikowych

Główną cechą cyrkulacji atmosfery w pozazwrotnikowych szerokościach geograficznych jest intensywny rozwój i przemieszczanie się niżów. Duże prędkości ruchu i znaczne rozmiary układów niżowych sprawiają, że określone niekorzystne warunki pogodowe występują jednocześnie nad rozległymi obszarami.

W centrum niżu intensywne prądy wstępujące powodują adyabatyczne ochłodzenie unoszącego się powietrza, prowadzące do kondensacji pary wodnej, co wywołuje tworzenie się chmur i opadów. Szczegółowo, sposób kształtowania się pogody w poszczególnych fragmentach niżu zobrazowany jest na modelu niżu przedstawionym na rys. 11.1. Widoczny na rzucie poziomym wycinek ciepły zamknięty jest od wschodu frontem ciepłym, a od zachodu – frontem chłodnym.

Na froncie ciepłym następuje powolne wślizgiwanie się powietrza ciepłego po klinie, nachylonego pod niewielkim kątem powietrza zimnego. Następuje ochładzanie adyabatyczne i dochodzi do kondensacji zawartej w powietrzu ciepłym pary wodnej. Tworzy się bardzo rozległy system chmur, typowy dla frontu ciepłego i dla przedniej części niżu. W kolejności nadejścia – zwiastunami pojawienia się pogody niżowej (i frontu) są chmury *Ci*, za nimi *Cs*, *As* i *Ns*, które występują w miejscu przecięcia się powierzchni frontalnej z powierzchnią ziemi. Taki układ chmur daje opady ciągłe i długotrwałe, którymi objęta jest strefa rozciągłości od kilkudziesięciu do paruset kilometrów, przed nadejściem frontu ciepłego. W trakcie przejścia frontu następuje zmiana kierunku wiatru południowego i południowo-wschodniego na południowo-zachodni, ciśnienie spada, a temperatura rośnie. Opady zanikają i pogoda się poprawia. Wkrótce jednak pojawiają się soczewkowate chmury średnie-kłębiaste (*Ac lent*), które są zwiastunami nadejścia frontu chłodnego.

Na froncie chłodnym napór chłodnego powietrza od spodu na masę powietrza ciepłego powoduje powstanie gwałtownych prądów wstępujących. W unoszącym się powietrzu następuje intensywna kondensacja pary wodnej, prowadząca do utworzenia się potężnych chmur kłębiastych i kłębiasto-deszczowych *Cb*. Występują z nich opady przelotne, często bardzo obfite o charakterze burzowym.

Przy przejściu frontu chłodnego zmieniają się kierunki wiatrów z południowo-zachodnich na północno-zachodnie, ciśnienie wzrasta, temperatura spada, zawartość pary wodnej maleje, zachmurzenie staje się zmienne. Strefa opadów jest znacznie węższa niż w przypadku frontu ciepłego i składa się ze stref związanych z pojedynczymi „kominami konwekcyjnymi”, w których powstają chmury *Cb*.

Ruch powietrza w wycinku ciepłym jest zgodny z kierunkiem przemieszczania się niżu, co pozwala ocenić dalsze kształtowanie się pogody.

W przypadku nadejścia nad dany obszar niżu „starzejącego się” w stadium okluzji, powietrze ciepłe wyparte jest już do góry, a przy powierzchni spotykają się masy powietrza chłodnego. Masy te nieznacznie różnią się temperaturą i zawartością pary wodnej. W zależności od wzajemnego stosunku tych wskaźników powstaje okluzja o charakterze frontu ciepłego lub chłodnego. W każdym przypadku, przy przejściu frontu zokludowanego, zmiany temperatury są niewielkie, a obie strefy opadowe łączą się, tworząc jedną znacznie węższą, i bezpośrednio po opadach ciągłych występują opady przelotne. Obszary niżowe są zatem bardzo często „obszarami deszczowymi” i w skrajnych przypadkach na powierzchni ziemi docierają ogromne objętości wody.

W wyżu pogoda kształtuje się odmiennie. Na półkuli północnej prądy powietrza przybierają kształt spiral o kierunkach zgodnych z biegiem wskazówek zegara, rozbiegających się ze środka wyżu. Odpływ powietrza dołem od środka wyżu jest uzupełniony przez prądy zstępujące, które w procesie osiadania doprowadzają do powierzchni ziemi chłodne powietrze z warstw wyższych. Podczas osiadania, powietrze to ogrzewa się adiabaticznie, odchodząc od stanu nasycenia parą wodną, co prowadzi do zaniku zachmurzenia. W wyniku tych procesów wyże cechuje na ogół małe zachmurzenie i brak opadów.

Prądy zstępujące są charakterystyczne dla równowagi stałej atmosfery, dlatego też w układach wyżowych często występują inwersje temperatury.

Charakterystyczne dla pogody wyżowej są również duże dobowe amplitudy temperatury. W ciągu dnia, dzięki dużej operacji słonecznej powierzchnia Ziemi i dolne warstwy powietrza znacznie się nagrzewają, natomiast nocą, dzięki bezchmurnemu niebu dochodzi do dużej utraty ciepła przez wypromieniowanie (znaczne promieniowanie efektywne). Latem, gdy zysk ciepła z insolacji przeważa nad stratą przez wypromieniowanie, panuje pogoda gorąca, słoneczna i sucha. Zimą natomiast, gdy dominuje utrata ciepła na skutek wypromieniowania, ustala się pogoda mroźna, ale często słoneczna, bez opadów. Często jednak, również na obszarze wyżowym występuje znaczne zachmurzenie. Dzieje się tak wtedy, gdy na skutek ochładzającego wpływu podłoża dochodzi do powstania mgieł i niskich chmur typu *St* i *Sc*, a nawet chmur średnich *Ac* na górnej granicy warstwy inwersyjnej.

W porównaniu z niżami, ośrodki wyżowe są bardziej rozległe, obejmują często 1500÷2000 km. Wiatry w wyżu są znacznie mniej intensywne niż w niżu. W środku wyżu wiatry są słabe i zmienne, jedynie na jego krańcach mogą osiągać wyższe prędkości, w zależności od poziomego gradientu ciśnienia w sąsiednich układach barycznych.

11.4. Cyrkulacja w pozazwrotnikowych szerokościach geograficznych

Omówione układy niżowe i wyżowe w obszarze umiarkowanych i wysokich szerokości geograficznych wywołują cyrkulację atmosfery, związaną z aktualnym rozkładem ciśnienia. Cyrkulacja ta przyczynia się do wymiany powietrza między niskimi i wysokimi szerokościami geograficznymi.

Wyróżnia się dwa charakterystyczne typy cyrkulacji:

- 1) **równoleżnikowej** (strefowej),
- 2) **południkowej**.

W układzie cyrkulacji równoleżnikowej, w niższych szerokościach geograficznych, istnieją obszary podwyższonego ciśnienia, natomiast w wyższych szerokościach ciśnienie jest obniżone. Ten typ cyrkulacji w Europie związany jest ze spływem zachodnim i powoduje adwekcję wilgotnego powietrza znad Atlantyku nad Europę. Zimą daje to pogodę ciepłą, wilgotną, mglistą; latem – chłodną z opadami cyklonalnymi w północnej Europie.

Układ cyrkulacji południkowej rozwija się, gdy w pozazwrotnikowych szerokościach geograficznych uformują się silne quasi-stacjonarne wyże, tzw. wyże blokujące. Powstają one głównie nad północnym Atlantykiem i Pacyfikiem, w szerokościach pomiędzy 40° a 80° N. Nad Atlantykiem głównym obszarem tworzenia się wyżów blokujących są okolice Skandynawii i Wysp Brytyjskich, nad Pacyfikiem – Alaska i wody przyległe. Najczęściej pojawiają się one zimą, a średni czas ich trwania wynosi 7 dni.

Istnieniu wyżów blokujących towarzyszy powstawanie również quasi-stacjonarnych niżów centralnych. Wywołuje to silne zakłócenia w równoleżnikowym ruchu powietrza z zachodu na wschód. Tworzy się silna cyrkulacja południkowa. Na wschodnich krawędziach niżów i zachodnich krawędziach wyżów powietrze płynie z południa na północ, natomiast na zachodnich krawędziach niżów i wschodnich krawędziach wyżów – z północy na południe.

Taki układ cyrkulacji sprzyja intensywnej wymianie ciepła między niskimi i wysokimi szerokościami geograficznymi. W przedniej części niżu powietrze ciepłe przenika daleko na północ, powodując gwałtowne ocieplenie, a w tylnej części, w niskich szerokościach geograficznych, następuje nagłe ochłodzenie, spowodowane napływem zimnego powietrza z północy. W takiej sytuacji strefa zachodnich wiatrów zanika.

Prognozowanie stanów pogody

12.1. Pogoda i czynniki ją kształtujące

Pogoda, czyli stan fizyczny atmosfery występujący w danej chwili nad danym obszarem, jest zewnętrznym przejawem złożonych zjawisk i procesów zachodzących w atmosferze w określonym miejscu na Ziemi.

Pogoda jest tym czynnikiem na Ziemi, który wywiera największy wpływ na życie i działalność człowieka. Przewidywanie pogody interesowało ludzi od zawsze. Od czasów starożytnych człowiek obserwował zachodzące wokół niego zjawiska, próbował je wyjaśnić, formułował na tej podstawie prognozy w formie przepowiedni, zapisywał je. Przepowiednie te podawały prognozę na bliższą i dalszą przyszłość. Obecnie prognozy pogody stały się nieodłącznym elementem działalności człowieka.

W prognozowaniu najważniejsza jest trafność prognozy. W ostatnich 30÷40 latach nastąpił znaczący wzrost trafności prognoz, wynikający przede wszystkim z rozszerzenia obszaru atmosfery, z którego są analizowane jej parametry. Nastąpiło również zwiększenie liczby badanych parametrów fizycznych, głównie dzięki zastosowaniu satelitów meteorologicznych i metod numerycznych do ich analizowania.

Pogoda zmienia się nieustannie. Na okresowe zmiany przebiegu jej elementów pochodzenia astronomicznego (ruch obrotowy i obiegowy Ziemi) nakładają się zmiany nieokresowe, związane zarówno z ogólną cyrkulacją atmosfery, jak i jej nieregularnością, a więc działalnością cyklonalną, przechodzeniem frontów, adwekcją różnych mas powietrza itp. Wszystkie te procesy wpływające na pogodę są bardzo złożone, stąd wynikają ogromne trudności w opracowywaniu trafnych prognoz.

Główne czynniki wpływające na pogodę i powodujące jej zmienność można sklasyfikować w dwóch grupach:

- 1) czynniki ogólne,
- 2) czynniki lokalne.

Do czynników ogólnych należy globalna cyrkulacja atmosfery. W procesie tym następuje przemieszczanie się ogromnych mas powietrza: mas ciepłych powietrza równikowego i zwrotnikowego na północ, a mas chłodnych – powietrza polarnego i arktycznego – na południe. W procesie tym odbywają się transport i wymiana energii (ciepła) i masy (para wodna).

Cyrkulację atmosfery zakłócają rozmaite czynniki zewnętrzne. Główne zakłócenie ma charakter termiczny i wynika z różnicy w nagrzewaniu się lądów i mórz (różnica temperatur podłoża). Na cyrkulację wpływają również różne przeszkody terenowe, takie jak góry, kompleksy leśne, kompleksy miejskie itp. Zmianę kierunku ruchu powoduje także ruch obrotowy Ziemi.

Do czynników o znaczeniu **lokalnym** należą aktywne, wędrujące i stale się zmieniające układy baryczne – wyże i nize (patrz rozdz. 11). W układach wyżowych, dzięki ruchom zstępującym, powietrze nagrzewa się oddalając od stanu nasycenia, co prowadzi do zaniku chmur. W wyżu, przeważającym typem pogody jest więc pogoda słoneczna z niewielkim zachmurzeniem.

W niżu warunki pogodowe są odmienne. Niż jest obszarem zbieżności i następuje w nim spływ powietrza ze wszystkich stron do środka niżu. Panują warunki sprzyjające do powstawania frontów atmosferycznych ciepłych i chłodnych, rozwoju zachmurzenia i pojawienia się opadów. Obszary niżowe są zatem „**obszarami deszczowymi**”, gdyż na towarzyszących im frontach występują zwykle opady.

12.2. Prognozy pogody i ich klasyfikacja

Prognozy można klasyfikować ze względu na okres wyprzedzenia, ze względu na odbiorców, a także według stosowanej metodyki ich opracowywania.

12.2.1. Klasyfikacja ze względu na okres wyprzedzenia

Na podstawie tego kryterium wyróżnia się prognozy:

- krótkoterminowe – najczęściej na 24 i 48 godzin,
- średnioterminowe – od 6 do 10 dni,
- długoterminowe – miesięczne i sezonowe.

Oddzielną grupę stanowią prognozy lotnicze, których standardem czasowym są:

- 2 godziny – prognoza na lądowanie,
- 6 godzin – prognoza obszarowa,
- 9, 18 lub 24 godziny – prognoza dla lotniska.

Prognozy krótko- i średnioterminowe mogą mieć formę opisową, graficzną lub zakodowaną i obejmują wszystkie elementy meteorologiczne opisywane codziennie. Określają dla wybranego obszaru przewidywany typ cyrkulacji i odpowiadający mu typ pogody.

Prognozy miesięczne i sezonowe odnoszą się do wyliczonych dla danego okresu wartości średnich (tzw. normy z okresu 1971–2000), obejmują temperaturę ekstremalną, średnią miesięczną przy zastosowaniu określeń: w normie, poniżej normy, powyżej normy, w okresach dekadowych dla prognoz miesięcznych i w okresach miesięcznych dla prognoz sezonowych.

12.2.2. Klasyfikacja prognoz ze względu na odbiorców

Ze względu na odbiorców wyróżnia się prognozy **ogólne i specjalistyczne**. Prognozy ogólne są adresowane do całego społeczeństwa i są rozpowszechniane w środkach masowego przekazu, natomiast specjalistyczne mają adresowanych odbiorców. Specyfika prognoz adresowanych polega na tym, że są w nich eksponowane te elementy i zjawiska pogody, które mają wpływ na działalność odbiorcy.

Najważniejsze z tej grupy, to:

- **prognozy lotnicze**, w których szczególną uwagę przywiązuje się do prognozy widzialności, podstawy chmur, kierunku i prędkości wiatru, opadów – zwłaszcza marznących, osadów w postaci szadzi, szronu i gołoledzi oraz zamieci śnieżnych, a ponadto dla samolotów w powietrzu: prognozy oblodzenia, turbulencji, obszarów aktywnych burz, prądów strumieniowych, położenia stref frontowych oraz wiatru i temperatury na różnych wysokościach;
- **prognozy morskie**, w których istotne zjawiska, to wiatry powodujące falowanie lub wymuszające stały lub okresowy ruch wody w postaci prądów morskich oraz zmianę poziomu morza w strefach brzegowych, opady marznące, temperatura powietrza i wody. Każda strefa klimatyczna ma tu swoje specyfikacje, które powinny być uwzględnione w prognozowaniu, jak np. cyklony tropikalne czy zjawiska lodowe w strefach polarnych;
- **prognozy dla służb ruchu drogowego** uwzględniające przede wszystkim opady, głównie marznącego deszczu i śniegu, osady w postaci szadzi i szronu, a także temperaturę powietrza, szczególnie w pobliżu 0°C oraz wiatr powodujący zamiecie śnieżne i inne zagrożenia;
- **prognozy dla energetyki** uwzględniające przede wszystkim wiatr, osady szadzi, szronu i gołoledzi, temperaturę powietrza oraz aktywność burzową;
- **prognozy biometeorologiczne** dotyczące wpływu pogody na organizm człowieka;
- **prognozy agrometeorologiczne** odnoszące się do wpływu pogody i klimatu na świat roślinny. Prognoza plonów jest ważnym gospodarczym celem i wymaga stałego monitorowania, co wiąże się z potrzebą utrzymania szerokiej sieci obserwacyjnej.

12.2.3. Ostrzeżenia o groźnych zjawiskach

Bardzo ważną dziedziną w prognozach meteorologicznych są ostrzeżenia o groźnych zjawiskach hydrologiczno-meteorologicznych. Ostrzeżenia są wydawane w przypadku wystąpienia lub przewidywania następujących zjawisk:

- silnego wiatru, którego prędkość średnia wynosi lub przekracza 15 m/s,
- nagłych zmian temperatury przekraczających 5°C w temperaturze ujemnej lub przy wahaniach temperatury w pobliżu 0°C,
- intensywnych opadów deszczu, gradu lub śniegu,
- zamieci lub zawiei śnieżnych,
- gołoledzi (na większym obszarze),
- mgły (długotrwałej i na większym obszarze),
- powodzi,
- niskich stanów wody.

Adresatami ostrzeżeń są przede wszystkim centralne i terenowe organy administracji państwowej i samorządowej oraz struktury ochrony ludności przed klęskami żywiołowymi.

12.2.4. Metody sporządzania prognoz

W prognozach krótko- i średnioterminowych stosuje się metody określane jako synoptyczne (zwane także subiektywnymi), statystyczne oraz numeryczne (zwane także obiektywnymi).

Metody synoptyczne opierają się na analizie stanu istniejącego, przedstawionego na mapach pogody oraz wnioskowaniu o zmianach tego stanu w czasie. Wymagają one dużej wiedzy o przebiegu procesów fizycznych w atmosferze, a w szczególności reguł przemieszczania się obiektów meteorologicznych, ewolucji tych obiektów oraz przebiegu dobowego poszczególnych charakterystyk pogody. Uwzględnia się w nich także wpływ warunków lokalnych na zmianę parametrów meteorologicznych. Wiedza i doświadczenie człowieka odgrywają w tych prognozach istotną rolę.

Prognozy statystyczne są oparte na statystyce matematycznej i teorii prawdopodobieństwa. Metoda polega na próbie ustalenia stanu przyszłego (predyktanda) na podstawie stanu wyjściowego (predyktor), który jest modyfikowany współczynnikami określonymi na podstawie danych z lat ubiegłych. Metody te jednak często są zawodne i uciążliwe w stosowaniu.

Prognozy numeryczne rozwinęły się w ostatnio. Ich istotą są modele atmosfery zbudowane na podstawie równań hydrodynamiki. Modelowanie w meteorologii jest procesem niezwykle złożonym i wymaga rozbudowanego i na wysokim poziomie zaplecza naukowego oraz rozległej infrastruktury informatycznej. Tylko nieliczne służby meteorologiczne na świecie (USA, Niemcy, Anglia, Francja) mogą utrzymywać odpowiednie zespoły zdolne do rozwijania modeli, które są ciągle doskonałe.

Polska korzysta z istniejących modeli na podstawie umowy dwustronnej. Obecnie w IMGW są wykorzystywane dwa modele: mezoskalowy model francuski (ALADIN) w Krakowie i niemiecki (COSMO/DWD) w Warszawie. Wyniki obliczeń prognoz tymi modelami są dostępne we wszystkich biurach prognoz.

Prognozy miesięczne obejmują temperaturę maksymalną i minimalną w poszczególnych dekadach oraz liczbę dni z opadem dla Polski centralnej. Wartości prognozowane wyraża się w trzech kategoriach: poniżej normy, w normie i powyżej normy w stosunku do średnich z wielolecia.

Prognoza opiera się na wskaźnikach cyrkulacji oraz na miesięcznym średnim rozkładzie ciśnienia i geopotencjału 500 hPa na półkuli północnej, przy zastosowaniu metody analogii (podobieństwa). Metoda analogii opiera się na założeniu, że prognozowany przebieg będzie analogiczny do przebiegu z przeszłości, wybranego na podstawie danych archiwalnych. Prognozy miesięczne są aktualizowane co 10 dni. Prognozy sezonowe są oparte z kolei na dynamice i temperaturze wód powierzchniowych Atlantyku. Wyprzedzanie wynosi tu 3÷4 miesięcy, a prognoza jest uaktalniana co miesiąc.

12.3. Organizacja służb prognoz meteorologicznych

12.3.1. Światowy system prognoz

Narodowe służby prognoz meteorologicznych są częścią Światowego Systemu Pogody (World Weather Watch – WWW) w ramach Światowej Organizacji Meteorologicznej (WMO). Na Światowy System Pogody składa się:

- Globalny System Obserwacji (Global Observing System – GOS),
- Globalny System Telekomunikacji (Global Telecommunication System – GTS),
- Globalny System Przetwarzania (Global Data-processing System – GDPS).

Aby w pełni uczestniczyć w systemie WWW wszystkie służby narodowe muszą posiadać sieć obserwacji (komponent GOS), system wymiany danych (komponent GTS) i system przetwarzania (komponent GDPS). Uczestnictwo w WMO narzuca zatem konieczność posiadania przez służby narodowe wspomnianych struktur.

12.3.2. Organizacja służby prognoz meteorologicznych w Polsce

W poszczególnych krajach rozwiązania organizacyjne służby prognoz meteorologicznych są różne. W polskiej służbie działają oddziały terenowe i im są organizacyjnie przyporządkowane poszczególne jednostki służby, a w Ośrodku Głównym są przyporządkowane poszczególnym pionom (Skapski, 2006). Nadzór sprawuje dyrektor IMGW (Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej) przez swoich zastępców. Do zadań statutowych należy między innymi, opracowywanie prognoz i ostrzeżeń dla osłony ludności oraz gospodarki narodowej i obronności.

W zakresie prognoz meteorologicznych zadanie to jest realizowane przez Centralne Biuro Prognoz Meteorologicznych w Warszawie (CBPM) oraz przez regionalne Biura Prognoz (BP) w Szczecinie, Gdyni, Białymstoku, Poznaniu, Wrocławiu, i Krakowie, które mają przydzielone odpowiednie regiony. Centralne Biuro Prognoz opracowuje prognozy i ostrzeżenia dla całego kraju i dla województw: mazowieckiego, podlaskiego i warmińsko-mazurskiego. Dla województwa pomorskiego prognozy opracowuje BP Gdynia.

Głównym źródłem danych, pozwalających poznawać procesy zachodzące w atmosferze, a także służących do opracowywania prognoz meteorologicznych są wyniki pomiarów i obserwacji prowadzonych na stacjach i posterunkach sieci pomiarowej IMGW – komponent GOS, Światowego Systemu Pogody.

System pomiarowo-obserwacyjny Hydrologiczno-Meteorologicznej Służby Pomiarowo-Obserwacyjnej IMGW składa się różnego rodzaju stacji, należących do sieci (Skapski, IMGW, 2006):

- a) **sieć stacji synoptycznych,**
- b) **sieć posterunków hydrologiczno-meteorologicznych,**
- c) **sieć radarów meteorologicznych POLRAD,**
- d) **sieć wykrywania i lokalizacji wyładowań atmosferycznych PERUN,**
- e) **sieć pomiarów aerologicznych,**
- f) **stacje odbioru danych satelitarnych.**

12.3.3. Sieć stacji synoptycznych i posterunków hydrologiczno-meteorologicznych

Podstawowymi stacjami wykonującymi pomiary meteorologiczne jest sieć 61 stacji synoptycznych, w tym (Skapski, 2006 – rys. 12.1):

- 53 stacje I rzędu – prowadzące całodobowe pomiary i obserwacje przy wykorzystaniu aparatury standardowej i automatycznej oraz uzupełniające je obserwacje wizualne;
- 8 stacji II rzędu – wykonywane są tu całodobowe pomiary przy wykorzystaniu aparatury automatycznej i w miarę potrzeb uzupełniające je, przez 8 do 12 godzin dziennie, obserwacje wizualne.

Podstawowy zakres pomiarowo-obserwacyjny:

- ciśnienie atmosferyczne – barometr cyfrowy PA 11 w pomieszczeniu stacji,
- temperatury – w klatce na wysokości 2 m, minimalna i maksymalna w klatce, minimalna przy powierzchni gruntu, temperatura gruntu na głębokości: 5, 10, 20, 50 i 100 centymetrów (termometry rtęciowe i toulonowe),
- wilgotność powietrza – psychrometr Assmanna (wilgotność względna, punkt rosy, niedosyt wilgotności, prężność pary wodnej),
- prędkość i kierunek wiatru – wiatromierz elektryczny,
- wysokość opadu – deszczomierz Hellmana, pluwiograf analogowy,
- grubość pokrywy śnieżnej i zawartość wody w śniegu,
- usłonecznienie – heliograf kulowy Campbella-Stokesa,
- zachmurzenie – obserwacje,
- rodzaje i gatunki oraz podgatunki chmur – obserwacje,
- wysokość podstawy chmur – obserwacje,
- stan gruntu, gatunek pokrywy śnieżnej – obserwacje,
- zjawiska meteorologiczne – obserwacje.



Rys. 12.1. Automatyczna stacja meteorologiczna MAWS 301 (Skapski, 2006)

Rozszerzony zakres pomiarowo-obserwacyjny obejmuje jeszcze pomiary parowania, wysokości podstawy chmur; elementów promieniowania słonecznego, pionowe sondaż atmosfery oraz pomiary dotyczące poziomu promieniowania radioaktywnego i chemii atmosfery i opadów.

Automatyczne stacje synoptyczne na stacjach I i II rzędu wykonują pomiary w sposób ciągły, a o każdej pełnej godzinie opracowywane są depesze **SYNOP**. Depesze te powstają automatycznie, gdy na stacji nie ma obserwatora lub są współpracowane przez oprogramowanie i obserwatora.

Obserwatorzy wykonują dodatkowe pomiary co 1 godzinę oraz prowadzą nieustanne obserwacje zjawisk i pogody bieżącej przez 24 godziny na dobę, przez cały rok.

Depesze są przesyłane do sieci teleinformatycznej IMGW, skąd trafiają do regionalnych biur prognoz i Globalnego Systemu Telekomunikacyjnego Światowej Organizacji Meteorologicznej oraz innych użytkowników. Wszystkie dane ze stacji po sprawdzeniu są przekazywane do Centralnej Bazy Danych Historycznych.

Poniżej podaje się stan ilościowy sieci całej posterunków hydrologiczno-meteorologicznych (z funkcją telemetryczną) IMGW. Stan na dzień 1 grudnia 2006 (Roman Skąpski, 2006, IMGW).

Tablica 12.1

Stan sieci pomiarowo-obserwacyjnej IMGW na dzień 1 grudnia 2006 (Skąpski, 2006 IMGW)

Lp.	System pomiarowo-obserwacyjny IMGW	Liczba
1	Sieć stacji synoptycznych	61
2	Sieć posterunków hydrologiczno-meteorologicznych	2 230
2a	Sieć posterunków hydrologiczno-meteorologicznych (z funkcją sygnalizacji)	734
2b	Sieć posterunków hydrologiczno-meteorologicznych (z funkcją telemetryczną)	1 044
3	Sieć radarów meteorologicznych POLRAD	8
4	Sieć wykrywania i lokalizacji wyładowań atmosferycznych PERUN	9
5	Sieć pomiarów aerologicznych	3
6	Stacja odbioru danych satelitarnych	1

12.3.4. Sieć radarów meteorologicznych POLRAD

W ramach budowy systemu POLRAD, w latach 2002÷2004 powstał system 8 radarów. Lokalizacja radarów i ich typ została podana w tablicy 12.2. Radary sieci POLRAD są nowoczesnymi dopplerowskimi radarami bezobsługowymi, zdalnie sterowanymi. Dane z ich działań są automatycznie przesyłane do Radarowego Centrum Operacyjnego, gdzie podlegają odpowiedniemu przetwarzaniu.

Radary, typu dopplerowskiego, wykorzystują efekt Dopplera, czyli zmianę długości fali elektromagnetycznej odbitej od obiektu poruszającego się. Umożliwia to, między innymi, pomiar prędkości i kierunku przemieszczania się komórek opadowych.

Tablica 12.2

Sieć radarów meteorologicznych POLRAD (Skąpski, 2006)

Lp.	Lokalizacja	Szerokość	Długość	Wysokość zawieszenia anteny nad poziomem terenu	Typ radaru	Typ nadajnika
		geograficzna				
1	RAMŻA k. Katowic	50°09'06"	18°43'36"	32 m	METEOR 360AC	magnetronowy
2	PASTEWNIK k. Wrocławia	50°52'58"	16°02'23"	22 m	METEOR 360AC	magnetronowy
3	LEGIONOWO k. Warszawy	52°24'01"	20°55'53"	29 m	METEOR 1500C	klistronowy
4	RZESZÓW Lotnisko Jasionka	50°06'51"	22°00'09"	30 m	METEOR 1500C	klistronowy
5	POZNAŃ Wysogotowo	52°24'35"	16°49'56"	35 m	METEOR 500C	magnetronowy
6	ŚWIDWIN k. Szczecina	53°47'25"	15°49'52"	30 m	METEOR 500C	magnetronowy
7	GDAŃSK Lotnisko Rębiechowo	54°23'03"	18°27'22"	20 m	METEOR 1500C	klistronowy
8	BRZUCHANIA k. Miechowa	50°23'39"	20°04'47"	35 m	METEOR 500C	magnetronowy

Stacje radarowe systemu POLRAD działają w synchronizacji czasowej. W zadanym momencie rozpoczyna się cykl skanowania atmosfery w przedziale od 0,5 do 20 km, i maksymalnym zasięgu od 125 do 200 km. Emitowana przez nadajnik (antenę kierunkową, obrotową) wiązka promieniowania mikrofalowego o długości fali 5 cm, odbija się od meteorów ciekłych i stałych. Sygnał powrotny jest odbierany przez antenę odbiorczą i odpowiednio przetwarzany. Czas, jaki upłynął od chwili nadania sygnału do jego odbioru pozwala, między innymi, określić odległość i prędkość poruszania się wykrytego obiektu.

W sieci radarów meteorologicznych zastosowano przeszukiwanie przestrzeni w promieniu 200 km od radaru co 1 stopień (360 przebiegów) dla 10 elewacji (kątów podniesienia anteny). W rezultacie uzyskiwane są dane dla 720 000 punktów opisanych niezbędnymi parametrami. Każdy radar wykonuje takie skanowanie w okresach 10-minutowych (144 razy w ciągu doby).

Do przetwarzania ogromnej liczby danych w Radarowym Centrum Operacyjnym został zainstalowany specjalny system, który pozwala na ich analizę, oraz system Rainbow, umożliwiający wizualizację produktów radarowych i generowanie mapy zbiorczej.

Kończącym ogniwem systemu jest moduł analityczno-prognostyczny NIMROD, który pozwala na analizę danych radarowych wraz z danymi z automatycznej sieci pomiarów opadów, danymi synoptycznymi i satelitarnymi, systemu wykrywania burz oraz wynikami numerycznego modelu mezoskalowego.

Na podstawie tych analiz jest opracowywana prognoza ruchu stref opadów i ich intensywność z wyprzedzeniem do 6 godzin. System radarowy, oprócz roli prognostycznej,

spełnia wiele istotnych funkcji. Przede wszystkim dostarcza aktualnej informacji o stanie atmosfery nad obszarem całego kraju. Pozwala także w czasie rzeczywistym śledzić komórki opadowe oraz groźne zjawiska burzowe, określając ich prędkość i kierunek ruchu. Dostarcza także informacji na temat przekrojów pola wiatrów i profili pionowych wiatru. Dane te są bardzo przydatne dla lotnictwa, a z kolei dane dotyczące opadów – dla służb drogowych.

12.3.5. Sieć wykrywania i lokalizacji wyładowań atmosferycznych PERUN

System wykrywania i lokalizacji wyładowań atmosferycznych PERUN powstał również w latach 2000 – 2004. Składa się z dziewięciu czujników zainstalowanych na stacjach terenowych IMGW. Lokalizację stacji przedstawiono w tablicy 12.3.

Tablica 12.3

Sieć wykrywania wyładowań atmosferycznych PERUN (Skąpski, 2006)

Lp.	Lokalizacja (stacje hydrologiczno-meteorologiczne)	Szerokość	Długość
1	Olsztyn	53°N 46'06"	20°E 25'17"
2	Gorzów Wlkp.	52°N 44'29"	15°E 16'36"
3	Toruń	53°N 02'30"	18°E 35'45"
4	Białystok	53°N 06'29"	23°E 09'41"
5	Kalisz	51°N 46'53"	18°E 04'51"
6	Warszawa	52°N 16'52"	20°E 57'41"
7	Włodawa	51°N 33'11"	23°E 31'45"
8	Częstochowa	50°N 48'42"	19°E 05'31"
9	Sandomierz	50°N 41'48"	21°E 42'56"

System detekcji i lokalizacji wyładowań elektrycznych SAFIR-VAISALA jest systemem francuskim, który za pomocą elektromagnetycznej interferometrii, w paśmie bardzo wysokich częstotliwości VHF oraz detekcji fal w paśmie niskich częstotliwości LF, wykrywa i lokalizuje wyładowania elektryczne.

Sieć pomiarowa 9 stacji umożliwia identyfikację, lokalizację oraz określenie intensywności wyładowań atmosferycznych na terytorium Polski z dokładnością około 1 km. Stacje detekcji są synchronizowane czasowo za pomocą satelitarnego systemu GPS. Odległości pomiędzy stacjami są rzędu 145÷225 km. Dane ze stacji są przesyłane łączami satelitarnymi do centralnego systemu przetwarzania danych.

Czasowa i przestrzenna identyfikacja pojedynczych wyładowań pozwala na ich wizualizację na tle innych zjawisk synoptycznych, prognozę ruchu i ewolucji intensywności stref burzowych. System wykrywa i lokalizuje wyładowania do ziemi i między chmurami. Ważną cechą systemu jest wykrywanie nie tylko zaistniałych już wyładowań, lecz również detekcja stref wysokiego potencjału elektrycznego, w których mogą one w ciągu kilkunastu minut wystąpić. Połączenie tego systemu z systemem radarowym i prognostycznym pozwala na precyzyjną ocenę i prognozowanie zagrożeń ekstremalnymi zjawiskami, takimi

jak na przykład burze i związane z nimi opady nawałne, uderzenia piorunów w obiekty przemysłowe, energetyczne sieci przesyłowe itp.

12.3.6. Sieć pomiarów aerologicznych

Pomiary pionowe parametrów atmosfery wykonywane są na stacjach IMGW w Legionowie, Łebie i we Wrocławiu.

Pomiary aerologiczne służą do wykonania pionowego sondażu atmosfery do wysokości 30 kilometrów. Dwa razy dziennie ze stacji aerologicznych wysyłany jest balon meteorologiczny z sondą. Sonda, której tempo wznoszenia jest znane, przekazuje drogą radiową informacje o ciśnieniu, temperaturze i wilgotności, a ze zmiany pozycji sondy (określanej za pomocą techniki GPS lub systemu Loran C) znane są siła i kierunek wiatru na poszczególnych poziomach.

Po zniszczeniu balonu, bezużyteczna sonda powraca na ziemię, a wyniki sondażu trafiają do sieci teleinformatycznej Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej i są wykorzystywane do przygotowywania prognoz i ostrzeżeń; trafiają także do Globalnego Systemu Telekomunikacyjnego WMO i stąd do światowych centrów prognoz oraz używane są do matematycznych modeli meteorologicznych.

12.3.7. Stacja odbioru danych satelitarnych

Meteorologia nie może się obecnie obejść bez wielkoobszarowych zdjęć satelitarnych. Przedstawia się na nich skupiska chmur i kierunek ich ruchu, z analizy zdjęcia poznaje się czas i szybkość ich przemieszczania się.

Po odpowiedniej analizie zdjęć można również określić różne parametry na powierzchni Ziemi, np. rozwój roślinności, temperaturę morza, innych zbiorników wodnych itp.

Stacja odbioru danych satelitarnych, odbierająca dane z satelitów NOAA i EUMETSAT, znajduje się w Krakowie. Zainstalowany w Krakowie system odbioru cyfrowych danych satelitarnych zapewnia odbiór i przetwarzanie danych z satelitów nowej generacji. Duża częstotliwość danych – co 15 minut, duża liczba kanałów spektralnych – 12, umożliwia pełne wykorzystanie danych satelitarnych. Dane te mogą być wykorzystywane zarówno w procesie diagnozowania oraz prognozowania meteorologicznego i hydrologicznego, jak i innych dziedzinach, takich jak monitoring środowiska przyrodniczego, badania klimatu, ostrzeganie o zanieczyszczeniach wód, pożarach lasów itp. Na podstawie przetworzonych danych satelitarnych można uzyskać wiele parametrów stanu atmosfery, takich jak: wektory ruchu chmur, profile temperatury, wilgotności i wiatru w atmosferze, analizę zachmurzenia, wiatry przy powierzchni ziemi, pionowy profil ozonu, składniki bilansu radiacyjnego itp.

Cyfrowe dane satelitarne są również szeroko wykorzystywane w numerycznym modelowaniu meteorologicznym i hydrologicznym.

12.4. Mapy pogody

12.4.1. Mapy synoptyczne

Mapy synoptyczne stanowią podstawowy materiał pracy synoptyka. Są to mapy geograficzne sporządzone w odpowiedniej skali, na które nanosi się za pomocą umownych symboli i znaków wyniki jednoczesnych obserwacji meteorologicznych wykonanych na lądzie i na morzu. Rozróżnia się mapy przyziemne (dolne) i górne. Na mapy dolne nanosi się wyniki podstawowych obserwacji wykonywanych w pobliżu gruntu lub poziomu morza.

Mapy górne, to mapy topografii barycznej bezwzględnej i względnej (mapy grubości warstwy).

Mapy synoptyczne opracowywane są dla głównych (00, 06, 12, 18 UTC) i pośrednich (03, 09, 15, 21 UTC) terminów synoptycznych. Obszar nimi objęty jest dostatecznie duży, aby można było śledzić ruch i rozwój obiektów meteorologicznych w ciągu kilku dni.

W Polskiej służbie meteorologicznej mapy te najczęściej obejmują całą Europę, południową część Arktyki, północny Atlantyk po wschodnie wybrzeża Ameryki Północnej, północną Afrykę, a na wschodzie sięgają po Ural.

Sporządzenie mapy pogody sprowadza się do naniesienia na nią wyników obserwacji, dochodzących do biura prognoz w postaci depeszy SYNOP, lub ze stacji morskich w postaci depeszy SHIP. Depesze zawierają wyniki pomiarów i obserwacji w postaci zakodowanej.

Dla zachowania czytelności mapy ustalony został jednolity schemat nanoszenia wartości elementów pogody na mapę w sąsiedztwie stacji meteorologicznej. Schemat ten nazywa się modelem stacji. Samą stację oznacza się kółkiem umieszczonym w jej rzeczywistej pozycji.

Model stacji, wraz z przykładowymi danymi dla depeszy podanej dalej, przedstawiono na rysunku 12.2.

a)	Te Te	C	
	T T	C _M	PPP
	W W	(N)	ppa
	V V	C _L N _h	W
	TdTd	h	RR

b)			
	24		013
	≡		11
	98	----	≡
	20	2500	011

Rys. 12.2. Schemat rozmieszczenia elementów meteorologicznych wokół stacji na mapie synoptycznej (a), naniesione za pomocą symboli i cyfr wartości elementów pogody (b) (oprac. własne)

Informacje te są przekazywane do biur pogody w postaci zaszyfrowanej według międzynarodowych lub krajowych tzw. kluczy meteorologicznych. Dane meteorologiczne

z uwagi na ich zaszyfrowanie za pomocą cyfr są zrozumiałe na całym świecie (klucz FM12 – VII, 1981).

W kluczu meteorologicznym informacje o każdym elemencie pogody są podawane za pomocą jednej lub kilku cyfr zajmujących w depeszy ściśle określone miejsce. Miejsca te są oznaczone literami albo literami ze wskaźnikiem cyfrowym lub literowym. Depeszę tworzą grupy cyfr. Każda grupa obejmuje 5 cyfr. Zazwyczaj w depeszy synoptycznej występuje 7 grup cyfr. Może ona mieć np. następującą postać:

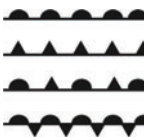
0	1	2	3	4	5
YYGG	Iliii	Nddfmfm	VVwwW	PPPTT	N _h C _L hC _M C _H
6	7				
T _d T _a app	7RRT _e T _e				

W powyższym kluczu poszczególne symbole literowe oznaczają:

- grupa 0: YY – dzień miesiąca,
GG – godzina obserwacji;
- grupa 1: II – numer rejonu (np. Polska ma numer 12, Hiszpania 08, Grecja 16),
iii – numer stacji meteorologicznej (np. 200 oznacza Świnoujście, 330 Poznań, 375 Warszawę, 140 Gdańsk);
- grupa 2: N – wielkość zachmurzenia ogólnego,
dd – kierunek wiatru dolnego (przy powierzchni Ziemi),
fmfm – prędkość wiatru dolnego (przy powierzchni Ziemi);
- grupa 3: VV – widzialność w kierunku poziomym,
ww – pogoda w czasie obserwacji,
W – pogoda ubiegła (między kolejnymi obserwacjami);
- grupa 4: PPP – ciśnienie atmosferyczne (np. 1010,4 hPa szyfruje się jako 104, a 995,5 jako 955),
TT – temperatura powietrza (zaokrąglona do liczby całkowitej, np. 16,2°C szyfruje się jako 16°C, a 16,8°C jako 17°C);
- grupa 5: N_h – wielkość zachmurzenia przez chmury niskie (gdy ich nie ma, podaje się chmury średnie),
C_L – chmury niskie (*Stratocumulus*, *Stratus*, *Cumulus*, *Cumulonimbus*),
h – wysokość podstawy chmur od powierzchni gruntu,
C_M – chmury średnie (*Altostratus*, *Altostratus*, *Nimbostratus*),
CH – chmury wysokie (*Cirrus*, *Cirrocumulus*, *Cirrostratus*);
- grupa 6: TdT_d – temperatura punktu rosy,
a – charakterystyka tendencji ciśnienia atmosferycznego w ostatnich trzech godzinach poprzedzających obserwację,
pp – wielkość tendencji ciśnienia powietrza w ostatnich trzech godzinach poprzedzających obserwację wyrażona w dziesiątych częściach hPa;
- grupa 7 (podawana w depeszy o godz. 6 i 18 UTC):
7 – wskaźnik cyfrowy grupy,
RR – wysokość opadu za ostatnie 12 godzin (mm),
TeTe – temperatury ekstremalne (o godz. 6 podaje się temperaturę minimalną, a o godz. 18 temperaturę maksymalną).

Tablica 12.4

Ważniejsze oznaczenia i symbole stosowane na mapach synoptycznych (Czajewski, 1988)

Opady		Zjawiska meteorologiczne		Intensywność opadów	
☉	mżawka	==	zamglenie	•	słaby deszcz z przerwami
●	deszcz	==	płaty mgły	••	słaby deszcz ciągły
✱	śnieg	≡	mgła przyziemna, niebo widoczne	••	umiarkowany deszcz z przerwami
△	krupy	≡	mgła	•••	umiarkowany deszcz ciągły
▲	grad	↙	błyskawica	•••	silny deszcz z przerwami
⚡	śnieg ziarnisty	(R)	grzmot bez opadu	•••	silny deszcz ciągły
⚡	deszcz lodowy	⚡	burza np. z opadem deszczu i gradu		intensywność innych opadów – analogicznie
⚡	zamieć śnieżna	⚡	opad przelotny, np. deszczu		
Zachmurzenie		Rodzaje chmur		Tendencja barometru	
○	niebo bezchmurne	⋈	<i>Cirrus</i>	↗	najpierw wzrost, potem spadek, ale mniejszy niż wzrost
⌚	1/8 nieba za chmurami	2	<i>Cirrostratus</i>	↗	najpierw wzrost, potem bez zmian
⌚	2/8 nieba za chmurami	3	<i>Cirrocumulus</i>	✓	najpierw mały spadek, potem wzrost
⌚	3/8 nieba za chmurami	4	<i>Altostratus</i>	⚡	nieregularny spadek
⌚	4/8 nieba za chmurami	5	<i>Altostratus</i>	⚡	nieregularny wzrost
⌚	5/8 nieba za chmurami	6	<i>Stratocumulus</i>		
⌚	6/8 nieba za chmurami	7	<i>Nimbostratus</i>	Fronty 	
⌚	7/8 nieba za chmurami	8	<i>Stratus</i>		
●	zachmurzenie całkowite	9	<i>Cumulus</i>		
⊗	niebo niewidoczne (ciemno lub mgła)	10	<i>Cumulonimbus</i>		

W tablicy 12.4 przedstawiono ważniejsze symbole i oznaczenia stosowane na mapach synoptycznych. Po rozszyfrowaniu depeszy jej treść jest nanoszona na mapę konturową za pomocą tych umownych znaków i cyfr.

Przykładowa depesza:

AAXX 002031 12140

42998 43605 10245 40013 57011 74542 84641

zawiera informacje, że dotyczy obserwacji meteorologicznych ze stacji lądowej (AAXX), 2. dnia miesiąca, z godziny 03, pomiar wiatru anemometrem [m/s]. Stacja znajduje się w Polsce (12), w Gdańsku – Port Północny (140), brak opadu, widzialność pozioma 20 km, zachmurzenie ogólne 4/8, prędkość wiatru dolnego 5 [m/s], kierunek północny N, temperatura powietrza +24,5°C, ciśnienie 1001,3 hPa. Tendencja ciśnienia wykazuje spadek równomierny. W ciągu ostatnich 3 godzin różnica ciśnień wyniosła 1,1 hPa. W trakcie obserwacji brak opadów, mgła, niebo niewidoczne. Chmury *Alto cumulus* i *Cirrus*.

12.4.2. Analiza mapy synoptycznej

Mapa synoptyczna z naniesionymi wynikami obserwacji meteorologicznych przedstawia stan pogody minionej – z terminem obserwacji. Im więcej stacji naniesiono i im więcej obserwacji zostało uwzględnionych, tym mapa jest dokładniejsza. W tej postaci jest jednak dość zagmatwana i nieczytelna.

Aby ułatwić ocenę przedstawionej sytuacji, przeprowadza się **analizę synoptyczną**, która ustali położenie układów ciśnienia, położenie i rodzaj frontów i identyfikację mas powietrza zalegających na tym obszarze. Analizę mapy pogody przeprowadza się w trzech etapach:

- 1) analiza izobaryczna,
- 2) analiza frontowa,
- 3) analiza mas powietrza.

Kolejność prowadzenia analizy jest właściwie dowolna, zawsze jednak ułatwia ją studio-
wanie map z poprzedniego okresu.

1. Analiza izobaryczna

Analiza izobaryczna należy do najważniejszych elementów analizy mapy synoptycznej. Polega ona na wykreśleniu na mapie pogody izobar i wyznaczeniu na tej podstawie położenia układów barycznych: wyżów i niżów. Izobary kreśli się na podstawie wartości ciśnienia w każdej stacji. Przyjmuje się stałą różnicę ciśnienia, najczęściej 5 hPa, i wykreśla się izobary o równych wartościach, np. 1000 hPa, 1005 itp. Przyjmuje się przy tym liniową zmienność ciśnienia między stacjami, stosując interpolację w celu wykreślenia właściwego przebiegu.

Stała różnica ciśnień między izobarami ułatwia ocenę gradientu ciśnienia. Zagęszczenie izobar świadczy o dużym gradiencie ciśnienia, rozrzedzenie – o małej zmienności ciśnienia. Wykreślając izobary, należy również uwzględniać związek między ich przebiegiem a kierunkiem wiatru, wynikający z reguły Buys-Ballota, a także związek między zagęszczeniem izobar i wzrostem prędkości wiatru. Izobary nie mogą się przecinać, stykać, rozdawać. Załamania izobar występują tylko w miejscach przecinania frontu atmosferycznego, poza tym izobary są liniami o łagodnej krzywiznie.

2. Analiza frontowa

Analiza frontowa polega na poszukiwaniu na mapie pogody stref nieciągłości poszczególnych elementów lub zjawisk meteorologicznych. Takie nieciągłości są charakterystyczne dla stref frontowych. Nie jest to jednak analiza łatwa, gdyż typowe, wyraźne zmiany występują stosunkowo rzadko. Wyznacza się zatem położenie frontów, analizując cechy typowe dla poszczególnych frontów, a przede wszystkim chmury i opady, a także przebieg izobar, szukając ich załamania. Jednak zawsze na tym etapie analizy dużą rolę odgrywa doświadczenie synoptyka. Czynniki subiektywne jest tu bardzo istotny.

Najtrudniejsze w analizie frontowej jest wykrycie i ustalenie położenia frontów okluzji. Zarówno układ chmur, jak i opady atmosferyczne mają tu cechy charakterystyczne frontu chłodnego i ciepłego. Położenie frontu można określić, uwzględniając równocześnie cały kompleks elementów wskazujących na jego położenie. Poszczególne wskaźniki rozpatrywane oddzielnie mogą doprowadzić do błędnych wniosków.

3. Analiza mas powietrza

Analiza mas powietrza ma na celu ustalenie ich cech fizycznych, pochodzenia geograficznego i towarzyszącej danej masie rodzaju równowagi. Bardzo przydatne, szczególnie do określenia pochodzenia geograficznego, są mapy pogody z wcześniejszych terminów. Ważne są również do porównania cechy, które się wolno zmieniają, czyli konserwatywne.

Typ równowagi można określić na podstawie pomiarów aerologicznych, wykorzystując diagramy aerologiczne. W przybliżeniu, typ równowagi można również określić na podstawie rodzaju chmur i rodzaju opadów. Chmury o budowie pionowej *Cu*, *Cb*, burze, świadczą o równowadze chwiejnej. Chmury silnie rozbudowane poziomo świadczą z kolei o równowadze stałej.

Mapy synoptyczne są obecnie najczęściej stosowane do formułowania krótkoterminowych prognoz pogody na najbliższe godziny i dni. Metoda synoptyczna polega na analizie stanu obecnego atmosfery i na opracowaniu prognozy pogody na przyszłość na podstawie znajomości związków między zjawiskami oraz procesami zachodzącymi w atmosferze, a także na podstawie analogii przebiegu tych procesów w przyszłości. Metoda ta ma ograniczoną dokładność, a także zawiera pewną dozę subiektywizmu. Wykorzystuje jednak dane z mniejszego obszaru niż to jest konieczne do opracowywania prognoz średnio- i długoterminowych, dzięki czemu jest powszechnie stosowana przez regionalne biura prognoz.

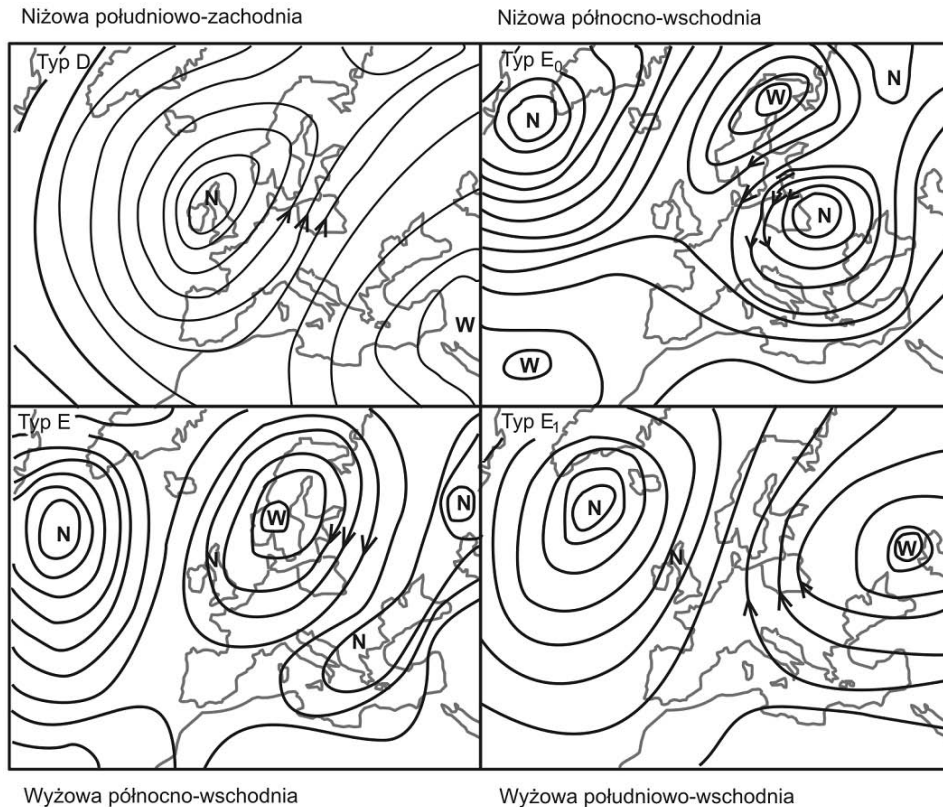
Do prognozowania elementów ruchu, transformacji układów barycznych i przyszłego położenia frontów stosuje się zwykle metodę ekstrapolacji. Przyjmuje się, że ruch, tendencje zmian i kierunków w położeniu wyżów i niżów, frontów itp., istniejące w przeszłości, będą nadal występowały w najbliższej przyszłości. Trafność tych prognoz nie przekracza zazwyczaj kilkudziesięciu godzin.

12.4.3. Typowe układy cyrkulacyjne w Polsce

Na podstawie przeprowadzonej analizy mapy synoptycznej wyróżnia się obszary zagęszczenia izobar (im większe, tym silniejsze wiatry gradientowe) oraz określa się rozmieszczenie centralnych obszarów niżów i położenia ich frontów.

W zależności od rozmieszczenia układów wysokiego (wiatry gradientowe w wyżu mają kierunek zgodny z ruchem wskazówek zegara) i niskiego ciśnienia (ruch w kierunku

przeciwnym do ruchu wskazówek) nad powierzchnią kuli ziemskiej następuje przemieszczenie mas powietrza. Występują wówczas określone typy cyrkulacji, opracowane przez B. Osuchowską-Klein (za Bac, Rojek, 1999). Każda z tych cyrkulacji łączy się z określonym typem pogody.



Rys. 12.3. Rozkład izobar podczas niektórych typów cyrkulacji atmosfery występujących w Polsce.
Oznaczenia: E₀ – niżowa północno-wschodnia i wschodnia, E – wyżowa północno-wschodnia,
D – niżowa południowo-zachodnia, E₁ – wyżowa południowo-wschodnia i wschodnia
(T. Niedźwiedz, w: Geografia Polski..., 1991, za Bac, Rojek, 1999)

Typy cyrkulacji najczęściej występujące nad Polską przedstawiono na rys. 12.3.

- Typ E₀** – cyrkulacja niżowa północno-wschodnia i wschodnia. Niż nad Białorusią, wyż nad północną Skandynawią. Napływa masa powietrza, która powoduje w Polsce ochłodzenie (najsilniejsze na wiosnę), występują małe amplitudy temperatur, duże zachmurzenie, znaczne i częste opady oraz silne wiatry.
- Typ D** – cyrkulacja niżowa południowo-zachodnia. Niż nad Szkocją kieruje oceaniczne powietrze, które ulega transformacji podczas przechodzenia nad Europą. Równocześnie oddziałuje wyż z okolic wschodnich brzegów Morza Czarnego. W Polsce występuje ocieplenie – w zimie odwilż, w lecie upały, niewielkie opady.
- Typ E₁** – cyrkulacja wyżowa wschodnia i południowo-wschodnia. Pogodę w Polsce kształtuje wyż kontynentalny. Podczas lata panuje pogoda upalna, w zimie silne

mrozy, duże dobowe amplitudy temperatury, małe zachmurzenie i opady (z wyjątkiem lokalnych) oraz słabe wiatry.

Typ E – cyrkulacja wyżowa północno-wschodnia. Wyż nad Skandynawią. Ochłodzenie w Polsce, mrozy w zimie, przymrozki wiosenne i jesienne, małe zachmurzenie, słabe wiatry.

12.4.4. Prognozowanie pogody na podstawie obserwacji i oznak lokalnych

Prognozy publikowane w prasie, podawane przez radio i telewizję są prognozami orientacyjnymi. Mówią przede wszystkim o przeważającym charakterze pogody w ciągu najbliższych 24÷48 godzin. W wielu jednak przypadkach wpływ warunków lokalnych może wywołać znaczne odstępstwa od tych prognoz.

Dla większości użytkowników stan pogody za kilka godzin albo w następnym dniu ma istotne znaczenie. Planując na przykład na dzień następny prace agrotechniczne, zabiegi ochrony roślin, prace budowlane, transport itp., należy rozważyć możliwości wpływu warunków lokalnych, które mogą zmienić prognozowane przez biura warunki pogodowe.

Na lokalną pogodę ma wpływ, między innymi, zróżnicowanie form terenu, od którego zależy temperatura powietrza, jego wilgotność, występowanie wiatrów lokalnych, jak również mgieł, osadów, a nawet opadów. W warunkach górskich duże znaczenie ma prognoza wiatru halnego.

Na podstawie obserwacji miejscowych oznak pogody można korygować ogólną prognozę synoptyczną. Wyniki takich obserwacji prowadzonych bez jakichkolwiek przyrządów nazywamy **prognostykami**.

Prognostykiem szczególnego rodzaju jest także zachowanie się zwierząt – np. niski lot jaskółek przed opadem deszczu, zaniżających swój lot w poszukiwaniu owadów, które wyczuwając zbliżający się deszcz, przebywają w pobliżu powierzchni Ziemi.

Podobnymi prognostykami są także psychiczne i fizjologiczne reakcje człowieka na zachodzące zmiany pogody. Przede wszystkim złe samopoczucie osób z wadami krążenia, reagujących na zmiany ciśnienia, zarówno spadki, jak i wzrost, nasilające się bóle reumatyczne przed nadejściem niżu itp.

Dobra słyszalność dźwięków i ostra widoczność świadczą na przykład o stagnowaniu powietrza wilgotnego. Również migotanie gwiazd ma swoje znaczenie – słabe występuje przy pogodzie wyżowej, silne – przy niżowej.

Prognostykami meteorologicznymi są z kolei:

- 1) zmiany ciśnienia w ciągu minionych godzin: spadek oznacza pogorszenie się pogody, wzrost – poprawę pogody;
- 2) rodzaj chmur i ich następstwo;
- 3) wiatr – wzmożenie lub osłabienie oraz zmiana kierunku;
- 4) barwa zorzy porannej i wieczornej.

Niektóre prognostyki lub oznaki mają charakter powszechny – stanowią objaw tego samego zjawiska lub procesu, niezależnie od położenia geograficznego miejsca, na którym są obserwowane, inne z kolei są regionalne, charakterystyczne tylko dla tego miejsca lub regionu.

Wykorzystując oznaki lokalne należy przestrzegać pewnych podstawowych zasad:

- 1) obserwacje oznak lokalnych należy przeprowadzać w miejscach zapewniających najlepszą widoczność we wszystkich kierunkach;

- 2) wnioskując, należy brać pod uwagę wszystkie oznaki. Prawdopodobieństwo spełnienia się prognozy jest tym większe, im więcej oznak wskazuje na ten sam charakter pogody;
- 3) jeżeli różnorodne oznaki prowadzą do niezgodnych wniosków, należy uwzględnić przede wszystkim te, które są wyraźniejsze, ewentualnie wybrać dla bezpieczeństwa gorszą pogodę;
- 4) należy również uwzględnić szybkość zmian oznak lokalnych. Jeżeli oznaki lokalne są wyraźne i zmieniają się szybko, to również zmiany pogody następują szybko. Jeżeli natomiast oznaki lokalne są mało wyraźne i zmieniają się powoli, to i zmiany pogody będą następowały wolno.

Prognozę na podstawie oznak lokalnych należy zawsze korygować na podstawie oficjalnych prognoz wydawanych przez biura prognoz i podawanych w komunikatach.

Poniżej podano typowe prognozy, czyli zjawiska poprzedzające zmiany pogody (wg Bac, Rojek, 1999). Podkreśla się, że szczególną uwagę należy zwrócić na jednoczesne występowanie kilku prognozy z danej grupy, gdyż pojedyncze nie zawsze się sprawdzają.

Zjawiska poprzedzające pogodę deszczową

Prognozy po południu i wieczorem:

- a) wyraźny ruch cienkich, równoległych wzajemnie pasemek chmur pierzastych (Ci) zakończonych „haczykami”, które następnie przechodzą w jednolitą cienką zasłonę (Cs),
- b) chmury kłębiaste nie rozpraszają się lub stopniowo łączą,
- c) pokrywanie nieba chmurami, które coraz bardziej ciemnieją,
- d) krwistoczerwona barwa tarczy słonecznej i pozorne powiększenie jej średnicy,
- e) czerwone zabarwienie zorzy, inne barwy, jak np. żółte, zielonkawe itp., nie występują,
- f) zachodzące Słońce znika za ciemną warstwą chmur nad horyzontem,
- g) wzrasta prędkość wiatru,
- h) silniejsze przewodzenie dźwięku (dzwony, samochody, kolej itp.),
- i) zahamowanie spadku temperatury powietrza lub jej wzrost wieczorem.

Prognozy w nocy:

- a) ciemnogrnatowa barwa nieba,
- b) żółtawy pierścień wokół tarczy księżyca – „lisia czapa”,
- c) wzrost prędkości wiatru,
- d) silne przewodzenie dźwięku,
- e) nieznaczne obniżenie temperatury powietrza,
- f) w lesie chłodniej niż na otwartej przestrzeni.

Prognozy po wschodzie Słońca:

- a) występowanie gęstych, porozielanych miejscami chmur Ac i ich łączenie,
- b) krwistoczerwona zorza nad wschodzącym Słońcem,
- c) mgła unosi się do góry,
- d) wzrost prędkości wiatru.

Zjawiska poprzedzające ulewy i burze

- a) w nocy szybko przemieszczają się chmury kłębiaste,
- b) rano gęsta mgła, która powoli zanika, unosząc się do góry,

- c) silny rozwój chmur kłębiastych w kierunku pionowym, wyraźne kontury ich górnych fragmentów na tle nieba,
- d) ponad silnie rozbudowaną chmurą kłębiasto-deszczową (*Cb*) tworzy się „kowadło” z chmur pierzastych (*Ci*),
- e) wzrost wilgotności powietrza – wrażenie „duszości”.

Zjawiska poprzedzające wystąpienie pogody bez opadów

Prognozy po południu i wieczorem:

- a) zanikanie chmur kłębiastych,
- b) po deszczowym dniu pod chmurami na zachodzie pasmo czystego nieba,
- c) żółte, złociste, zielonkawe, pomarańczowe zabarwienie zorzy na zachodzie,
- d) mgły lokalne w zagłębieniach terenu, nad terenami podmokłymi i jeziorami,
- e) słaby wiatr lub cisza,
- f) znaczny spadek temperatury wieczorem
- g) pogorszenie przewodnictwa dźwięków.

Prognozy w nocy:

- a) wyraźnie widoczna tarcza księżyca, srebrzysta poświata, brak „lisiej czapy”,
- b) duże przerwy w cienkich warstwach chmur,
- c) silnie występuje rosa lub szron,
- d) na wzgórzach odczuwa się powiewy słabego i ciepłego wiatru,
- e) w lesie cieplej niż na otwartej przestrzeni,
- f) pogorszenie przewodzenia dźwięków.

Prognozy po wschodzie Słońca:

- a) brak zachmurzenia lub nieliczne chmury pierzaste (*Ci*),
- b) krótkotrwałe silne opady przy słabych, porywistych wiatrach,
- c) obfita rosa, szron lub szadź,
- d) cienka przyziemna mgła, która zanika od góry.

Zjawiska świadczące o ustaleniu się pogody bez opadów

Prognozy po południu i wieczorem:

- a) zanikanie występujących w dzień chmur pierzastych (*Ci*),
- b) pogorszenie widoczności odległych przedmiotów,
- c) złocistoczerwona barwa tarczy zachodzącego Słońca,
- d) żółte, złociste, pomarańczowe, różowe zabarwienie zorzy na zachodzie,
- e) powstawanie mgieł w obniżeniach terenu,
- f) złe przewodnictwo dźwięków.

Prognozy w nocy:

- a) pozorna deformacja tarczy księżyca, zwłaszcza przy jego wschodzie i zachodzie,
- b) pląty i smugi mgieł nad powierzchnią terenu,
- c) nad morzem i dużymi jeziorami bryza, słabe wiatry nad powierzchnią terenu.

Prognozy po wschodzie Słońca:

- a) żółte, zielonkawe, srebrzyste zabarwienie zorzy na wschodzie,
- b) silna rosa, szron lub szadź,
- c) szybkie zanikanie mgieł.

12.5. Modele matematyczne w prognozach pogody

Rozwój metod prognozowania pogody za pomocą procesu obliczeniowego, innych od dotychczasowych metod synoptycznych, zapoczątkowała opublikowana w latach dwudziestych XX w. praca L. F. Richardsona. Szybki postęp w rozwoju tych metod następuje od lat pięćdziesiątych. Umożliwił to rozwój metod modelowania matematycznego, a także coraz szybsze i pojemniejsze maszyny liczące.

Podstawą modelowania jest układ równań hydrodynamiki opisujący zmiany atmosfery w czasie. Uwzględniają one stosunki termiczno-wilgotnościowe powietrza, zachmurzenie, opady atmosferyczne, parowanie z podłoża, a także mechanizmy przenoszenia momentu pędu, wilgotności i energii. Do modelu jest konieczna znajomość dużej liczby parametrów atmosfery. W równaniach modelujących procesy zachodzące w atmosferze pomija się niektóre elementy, uznawane za nieistotne. Okazuje się jednak, że w wielu wypadkach prowadzi to do dużych błędów. Procesy są w rzeczywistości silnie nieliniowe i obserwuje się często tzw. „efekt motyla”, czyli nieznaczne zmiany układu nieliniowego, jak np. trzepot skrzydeł motyla, mogą wywołać ogromne, nieprzewidywalne skutki. Mówiąc w wielkim skrócie, niewielka zmiana atmosfery w Europie może wywołać nawet tajfun w Azji itp.

Badania prowadzone nad modelami wykazały, że niestety, znajomość zachodzących powiązań i relacji pomiędzy wszystkimi elementami w chwili obecnej i w przeszłości nie daje odpowiedzi na pytanie: co będzie w przyszłości? Ponadto wiele procesów w atmosferze jest tak złożonych, że nie stwierdza się w nich żadnych prawidłowości i podlegają teorii chaosu.

Dążenie do wydłużenia prognoz jak na razie nie rokuje również powodzenia. Podstawowym problemem jest, oprócz „efektu motyla”, uzyskanie dokładnych i pełnych danych o aktualnym stanie pogody. Obecnie trwają intensywne prace nad tym zagadnieniem.

Prognozy z kilkudobowym wyprzedzeniem cechują się już dużą dokładnością, szczególnie w zakresie przewidywania temperatury powietrza. Trafność prognoz dobowych przekracza 90%. Wykorzystywane w Polsce w IMGW modele mezoskalowe – francuski ALADIN i niemiecki COSMO/DWD są ciągle udoskonalane. Kierunek działań jest zorientowany przede wszystkim na przewidywanie groźnych zjawisk w atmosferze i opracowanie wersji modeli o dużej rozdzielczości do 1 km w atmosferze. Są to działania pod auspicjami Światowej Organizacji Meteorologicznej (WMO) w ramach 10-letniego międzynarodowego programu badawczego THORPEX, powołanego w 20003 r.

Zadania badawcze tego programu obejmują między innymi:

- opracowanie globalnego interaktywnego systemu prognostycznego zawierającego produkty narodowych ośrodków prognostycznych z wyprzedzeniem 14 dni;
- 14-dniowych prognoz pogody, opracowanych z wykorzystaniem najnowszych osiągnięć techniki i nauki;
- opracowanie nowego globalnego modelu o rozdzielczości 1 km w atmosferze i 10 km w oceanach, uwzględniającego procesy na lądzie, oceanach, w kriosferze, które wpływają na prognozowanie pogody i klimatu w skali od 1 do 100 dni;
- metod pełnego wykorzystania prognoz probabilistycznych w rozwoju socjalnym i ekonomicznym oraz przez społeczeństwo i decydentów.

Ważnym zadaniem jest tu również optymalizacja globalnej sieci pomiarowej – wykorzystanie danych regionalnych z sieci stacji synoptycznych i danych klimatycznych, udoskonalone pomiary temperatury i wilgotności w troposferze i dolnej stratosferze,

radary meteorologiczne, profile wiatrowe, GPS, zwiększona gęstość pomiarów nad oceanem dzięki automatycznym sondażom aerologicznym na statkach, sondażom z nowych platform pomiarowych na samolotach i bojom dryfującym. Zwiększenie ilości danych z kosmosu wymaga umieszczenia na orbicie kolejnych satelitów z nowymi przyrządami pomiarowymi.

Wprowadzono już w latach 2006 i 2007 nowy sprzęt, a w tym balony stratosferyczne, pilotowane i automatyczne samoloty, rakietosondy, czujniki wilgotności na samolotach itp. Więcej o programie można się dowiedzieć na stronie THORPEX International Programme Office: www.wmo.int/thorpex.

Światło i zjawiska optyczne w atmosferze

13.1. Zjawiska optyczne w atmosferze. Wprowadzenie

Promieniowanie świetlne wysyłane przez Słońce, Księżyc i gwiazdy, przechodząc przez atmosferę ziemską, napotyka na swojej drodze warstwy powietrza o różnej gęstości oraz zawieszone w powietrzu drobne cząsteczki, takie jak kropelki wody, kryształki lodu, cząsteczki aerozolu atmosferycznego, pyły itp. Na cząsteczkach tych promienie świetlne załamują się i odbijają od nich – co prowadzi do różnych zjawisk optycznych. Zjawiska te można podzielić na cztery grupy:

- 1) zjawiska związane z właściwościami optycznymi istniejących w atmosferze źródeł światła, takie jak zorze polarne, świecenie nieba, błyskawice itp.,
- 2) zjawiska związane z molekularnym rozpraszaniem światła słonecznego i księżycowego (barwa nieba, zjawiska zmrokowe, polaryzacja światła rozproszonego itp.),
- 3) zjawiska związane z refrakcją atmosferyczną i przestrzennym rozkładem współczynnika załamania światła w powietrzu oraz kształtem torów promieni świetlnych (refrakcja astronomiczna, miraże (fatamorgana), migotanie gwiazd),
- 4) zjawiska związane z obecnością w atmosferze kropelek wody i kryształków lodu oraz stałych i ciekłych zanieczyszczeń (chmur, mgieł, zamgleń wodnych, lodowych i pyłowych), (glorie i wieńce; załamanie i odbicie – halo, tęcza).

13.2. Zjawiska optyczne związane z istniejącymi w atmosferze źródłami światła

13.2.1. Zorza polarna

Zorza polarna – jest to zjawisko świetlne, obserwowane jako jarzenie się górnych warstw atmosfery w nocy, w zimie, w strefie dużych szerokości geograficznych. Na półkuli północnej nazywamy ją *aurora borealis*, a na półkuli południowej – *aurora australis*.

Większość zórz obserwuje się w pasie wokół bieguna magnetycznego Ziemi w odległości 15° do 30° , najczęściej ok. $22,5^\circ$ od niego. Wygląd zorzy może być bardzo urozmaicony. Wyróżnia się zorze pasmowate, rozproszone, w postaci promieni, łuków, draperii lub zasłon. Ich barwy są również rozmaite – od fioletowych, czerwonych do białozielonych. Najczęściej zjawisko trwa około pół godziny, zaś największa aktywność tylko kilka minut. Rozpoczyna się nagle i czasami wykazuje ruchy pozorne o dużych prędkościach. Wiąże się z zaburzonymi warunkami w górnych warstwach atmosfery, w obszarze na wysokości od 95 do 1000 km.

Świecenie jest wynikiem bombardowania, a następnie jonizacji cząsteczek gazów atmosferycznych przez strumień cząstek naładowanych (jonów wodoru i elektronów), pochodzących z góry i pochodzących ze Słońca. Zjonizowane cząsteczki powietrza, wychwytyjąc z powrotem elektrony i powracając do swoich podstawowych stanów energetycznych, emitują światło o określonej częstotliwości. To bombardowanie zależy od różnorodnych zaburzeń na Słońcu, wytwarzających cząstki naładowane, które docierają do Ziemi, przenikają do jej atmosfery i w skomplikowany sposób współdziałają z polem magnetycznym Ziemi. W wyniku tego oddziaływania ulegają odchyleniom i dążą w okolice biegunów geomagnetycznych. Najczęściej zorze polarne pojawiają się więc w wysokich szerokościach geograficznych, w pasie o szerokości $20\div 25^\circ$. W Europie strefa ich częstego występowania przebiega przez południową Islandię. W obszarze atmosfery zacienionym przez Ziemię pojawiają się na wysokości ok. 100 km, a w obszarze oświetlonym wyżej – powyżej 300 km. Nasilenie ich występowania przypada na okres maksymalnej aktywności Słońca i zmienia się w cyklu 11-letnim.

Barwy zorzy zależą od stanu fizycznego atmosfery nad miejscem jej występowania – zorza jest tym barwniejsza, im więcej jest pyłu i pary wodnej w atmosferze. Gdy zalega czyste, morskie powietrze, barwa zorzy jest zielona, gdy kontynentalne, zapyłone – przeważają barwy czerwone i różowe.

Długość fali głównego promieniowania w zorzy wynosi 557,7 nm, co odpowiada zielonemu prążkowi widma tlenu atomowego oraz 636,3 i 630 nm, co odpowiada podwójnemu czerwonemu prążkowi tlenu.

Zorza jest obserwowana zwykle tuż przed wschodem Słońca, lub tuż po zachodzie. Przeszkodą w obserwacji jest silne zachmurzenie, częste w wysokich szerokościach geograficznych.

Zorza polarna należy właściwie do zjawisk elektrycznych, ale objawia się w postaci fantastycznych efektów wizualnych.

13.2.2. Świecenie nieba

Jest to zawsze występująca słaba poświata, zarówno w dzień, jak i w nocy. Zjawisko nie jest całkowicie zbadane, przypuszcza się, że większa część energii emitowanej przez świecenie nocne pochodzi z promieniowania słonecznego, pochłoniętego w ciągu dnia. Jest ona następnie wyzwalana w czasie reakcji chemicznych, jako chemiluminescencja. W widmie świecenia nieba występuje zielony prążek i czerwony dublet. Przypuszczalnie źródło tego promieniowania tkwi w emisji z warstw zalegających na różnych wysokościach. Wyodróżniono także fale o innych częstościach, takich jak pochodzące od rodnika wodorotlenkowego i atomów sodu.

13.2.3. Iryzacja

Wyjątkowo urozmaicony układ mieniących się barw (przypomina barwy pereł), występujący na chmurach. Iryzacja ma postać nieregularnie umiejscowionych plam lub smug ułożonych równolegle do brzegów chmury. Przeważają barwy zielona i różowa. Przyczyny nie są wyjaśnione. Przypuszczalnie obłoki te składają z zamrożniętych kropelek wody.

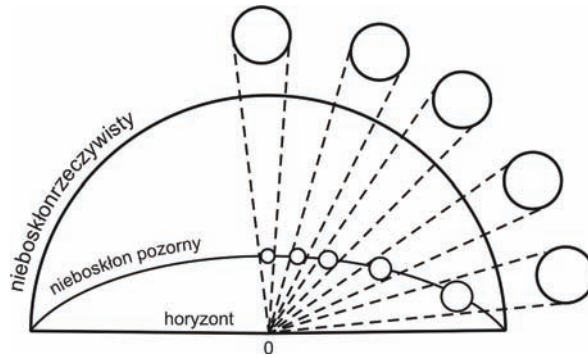
13.3. Zjawiska związane z molekularnym rozpraszaniem światła

13.3.1. Sklepienie niebieskie

Rozpraszanie światła oświetlającego atmosferę wywołuje wrażenie istnienia nad powierzchnią Ziemi ogromnej kopuły zwanej sklepieniem niebieskim, niebem lub nieboskłonem. Nieboskłon ma kształt powierzchni kulistej wklęsłej, której środek znajduje się w oku obserwatora. Poza tym, obserwator doznaje wrażenia spłaszczenia kopuły, tzn., że wysokość jest 3÷4 razy mniejsza od odległości od widnokregu. Złudzenie to ma przyczyny psychologiczne i fizjologiczne wynikające z budowy oka. Stąd trudności z oceną łuków na niebie. Wielkość tego pozornego spłaszczenia sklepienia zależy od wielu czynników. Jest większe przy dużym oświetleniu, a więc w ciągu dnia, mniejsze nocą. Zmienia się również w ciągu roku – największe jest wiosną, najmniejsze jesienią.

W pobliżu widnokregu mamy tendencję do zawyżania wysokości kątowych (prawie dwa razy), w pobliżu zenitu natomiast do zaniżania (również prawie dwukrotnie).

Pozornym spłaszczeniem sklepienia niebieskiego tłumaczy się zwiększone rozmiary Słońca i Księżyca w pobliżu horyzontu. Jest to najpowszechniejsze i bardzo wyraźne złudzenie optyczne (rys. 13.1).



Rys. 13.1. Zmiany pozorne rozmiarów Słońca: 0 – obserwator, środek nieboskłonu rzeczywistego (Holec, Tymański, 1973)

13.3.2. Barwa nieba

Równomierne oświetlenie atmosfery ziemskiej zawdzięczamy zjawisku rozpraszania światła na cząsteczkach gazów atmosferycznych. Barwa nieba zależy zaś od rozproszenia promieni słonecznych przez cząsteczki zawieszone w atmosferze i jest uwarunkowana składem widmowym światła rozproszonego. Świadczy ona także o stopniu czystości powietrza zalegającego nad danym obszarem.

W przypadku czystego powietrza, widmo światła rozproszonego przez jego molekuly zawiera bardzo dużo fioletu, niebieskiego, trochę mniej zielonego, bardzo mało żółtego i czerwonego. Ten konglomerat barw, z wyraźną przewagą fal krótkich, stwarza u obserwatora wrażenie błękitu.

Błękitna barwa nieba świadczy o wyjątkowej przezroczystości powietrza znajdującego się nad danym obszarem. Czysty błękit bywa jednak tylko w okolicy zenitu. W miarę zbli-

zania się do widnokregu barwa sklepienia blednie, może nawet występować odcień żółty lub brunatny. Jest to wynik silnego rozproszenia światła (nawet w zakresie fal długich) na domieszkach atmosferycznych, zawartych w warstwie powietrza, przylegającej bezpośrednio do powierzchni Ziemi. Zanieczyszczone powietrze ma różne domieszki, np. pyły, kropelki wody itp. cząstki o różnych rozmiarach, od molekuł gazowych o rozmiarach mniejszych od długości (λ) fali świetlnej, do cząstek zawieszonych o rozmiarach rzędu długości fal świetlnych lub większych. Tak silnie zanieczyszczone powietrze rozprasza jednakowo wszystkie barwy światła, a sklepienie ma wówczas barwę białawą. Fakt ten świadczy albo o trwającej suszy, albo o obecności w powietrzu dużej liczby kropelek wody, czy kryształów lodu.

Błękit nieba wyjaśnił fizyk angielski J. Rayleigh (1842–1919), który sformułował prawo opisujące rozpraszanie fal świetlnych na cząsteczkach mniejszych od długości fali λ . Zgodnie z tym prawem, rozpraszanie fal świetlnych na cząsteczkach mniejszych od długości fali jest odwrotnie proporcjonalne do czwartej potęgi długości fali świetlnej. Cząstki powietrza i pary wodnej rozpraszają więc głównie promienie krótkofalowe (niebieskie i fioletowe). Światło rozproszone przez cząstki gazów znajdujących się w powietrzu jest zatem zasobniejsze w promienie niebieskie i fioletowe niż w czerwone, stąd błękitne zabarwienie nieba.

Kropelki wody i kryształki lodu mają średnicę większą od długości fali i rozpraszają jednakowo wszystkie długości fali. W takim przypadku zarówno światło padające, jak i rozproszone mają jednakową barwę, a niebo ma odcień mniej lub bardziej biały. Intensywność odcienia zależy od ilości zawieszonych w powietrzu cząstek pyłów.

Latem, po kilku dniach bezchmurnej, upalnej pogody, błękit nieba staje się coraz jaśniejszy. Po krótkotrwałym przelotnym opadzie niebo przybiera ponownie intensywny, niebieski kolor. Deszcz „wypłukał” z atmosfery większe zanieczyszczenia i największemu rozproszeniu ulegają znowu promienie niebieskie i fioletowe.

Zanieczyszczenia oraz gęstość atmosfery zmniejszają się z wysokością, zmniejsza się więc również rozproszenie promieni słonecznych. Dlatego niebo na dużych wysokościach wydaje się ciemniejsze (kosmonauci na dużych wysokościach widzą niebo czarne).

13.3.3. Zorza (barwy zmrokowe)

Kolorowe zabarwienie części widnokregu podczas wschodu i zachodu Słońca związane jest z selektywnym rozpraszaniem w atmosferze przede wszystkim promieni czerwonych i żółtych lub pomarańczowych. Zorza jest tym czerwiejsza, im więcej pary wodnej i pyłów znajduje się w powietrzu nad horyzontem. Gdyby atmosfera była idealnie sucha i czysta, zjawiska zorzy nie obserwowalibyśmy.

Najpiękniejsze zorze występują jesienią, gdy atmosfera zawiera dużo zawieszin i pary wodnej. Zorze są barwniejsze w niskich szerokościach geograficznych, gdzie powietrze zawiera dużo pary wodnej.

13.4. Refrakcja atmosferyczna i jej efekty

Refrakcja jest to zjawisko załamania fal elektromagnetycznych na granicy rozdzielającej ośrodki o różnych współczynnikach załamania promieni świetlnych. Promień słoneczny biegnący od Słońca do Ziemi, przechodząc przez warstwy powietrza o różnej gęstości, ulega załamaniu i odchyleniu od swego pierwotnego kierunku.

Załamanie promieni świetlnych biegnących w kierunku Ziemi od ciała niebieskiego (Słońca, gwiazdy) nazywa się **refrakcją astronomiczną**.

Promień Słońca wchodzący w atmosferę ziemską napotyka na swej drodze powietrze o coraz to większej gęstości, a więc o różnych współczynnikach załamania światła, co powoduje ciągłą zmianę kierunku biegu promienia. Biegnie on w atmosferze nie po linii prostej, ale po pewnej krzywej. Gdy promienie padają prostopadle do powierzchni Ziemi, nie obserwuje się ich załamania.

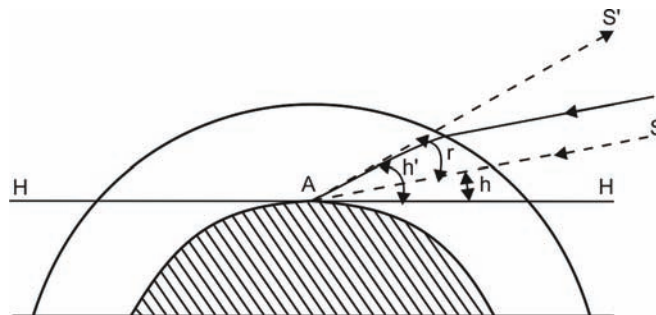
W wyniku refrakcji astronomicznej obserwuje się:

- pozorne zwiększenie wysokości Słońca,
- wydłużenie czasu trwania dnia,
- spłaszczenie tarczy Słońca i Księżyca,
- zielony promień,
- miraż (fatamorgane),
- migotanie gwiazd.

13.4.1. Pozorne zwiększenie wysokości Słońca, wydłużenie dnia

Refrakcja astronomiczna powoduje pozorne zwiększenie wysokości Słońca. Sytuację taką przedstawiono na rys. 13.2. Obserwator znajduje się w punkcie A. Widzi z niego Słońce S w kierunku stycznym do ostatniej części drogi promienia, czyli w kierunku AS', zamiast w kierunku AS. Widzi zatem Słońce wyżej o kąt r – zwany refrakcją astronomiczną.

Refrakcja astronomiczna powoduje także **wydłużenie czasu trwania dnia**. Podczas wschodu i zachodu Słońce jest już (albo jeszcze) widoczne nawet wtedy, gdy znajduje się ono poniżej horyzontu. Zachód Słońca jest więc obserwowany później od zachodu rzeczywistego, a wschód – wcześniej. Zjawisko to powoduje, że w naszych szerokościach geograficznych dzień ulega wydłużeniu o około 8÷10 minut.



Rys. 13.2. Refrakcja astronomiczna powoduje pozorne zwiększenie wysokości Słońca:
 h – wysokość rzeczywista Słońca nad horyzontem, h' – pozorna wysokość Słońca $h' = r + h$,
 r – kąt refrakcji, H – horyzont, S – położenie rzeczywiste Słońca, S' – położenie pozorne Słońca
 (Schmidt, 1972)

13.4.2. Spłaszczenie tarczy Słońca i Księżyca. Zielony promień

Podczas wschodu i zachodu Słońca i Księżyca spłaszczenie ich tarczy jest wynikiem mniejszego, pozornego podniesienia przez refrakcję górnego niż dolnego skraju widocznej tarczy. Spłaszczenie tarczy może być bardzo różne, zależnie od rozkładu temperatury i gęstości powietrza. Gdy w atmosferze znajdują się warstwy nieciągłości (inwersje), kształt tarczy może być fantastyczny, szczególnie przy istnieniu kilku warstw inwersyjnych.

Zielony promień jest to jaskrawozielony błysk pojawiający się w momencie, gdy górna krawędź tarczy słonecznej przekracza widnokrąg podczas wschodu lub zachodu Słońca. W czasie pokonywania długiej drogi przez atmosferę, promienie żółte i pomarańczowe ulegają pochłonięciu przez parę wodną i tlen, natomiast promienie fioletowe i niebieskie ulegają silnemu rozproszeniu. Niezmienione pozostają błękitno-zielone i czerwone. Te z kolei, przechodząc przez warstwy atmosfery o różnej gęstości, ulegają zakrzywieniu, jednak zakrzywienie promieni niebieskich i zielonych jest większe niż promieni czerwonych (krótkofalowe ulegają silniejszemu załamaniu).

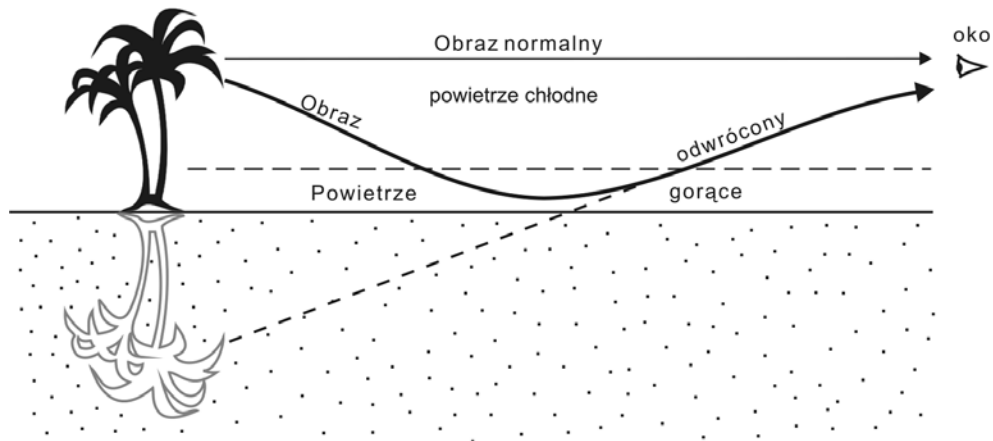
Patrząc na zachód lub wschód Słońca, widać jakby dwie tarcze słoneczne nakładające się na siebie. Środki tych tarcz są względem siebie nieco przesunięte, tak że tarcza niebiesko-zielona znajduje się wyżej od tarczy czerwonej. Czas trwania tego bardzo pięknego zjawiska – od ułamka sekundy do kilku sekund; występuje przede wszystkim w wysokich szerokościach geograficznych. Jest jednak trudne do zaobserwowania.

13.4.3. Miraż (fatamorgana)

Jest to zjawisko polegające na tworzeniu się podwójnych lub wielokrotnych obrazów obiektów znajdujących się na horyzoncie. Często obrazy są odwrócone o 180°. Miraż powstaje wskutek różnej wartości współczynnika załamania światła w dolnych warstwach powietrza o różnej gęstości i temperaturze, w wyniku czego promienie świetlne od obiektu do obserwatora biegną po dwóch torach. Występują: **miraż górny**, który jest odbiciem powyżej przedmiotu, i **miraż dolny** – obraz znajduje się poniżej przedmiotu.

Dolny miraż (fatamorgana) występuje najczęściej w obszarach pustynnych w godzinach przedpołudniowych, kiedy dolne przygruntowe warstwy atmosfery są już gorące, a wyższe warstwy powietrza są nadal jeszcze chłodne. Powietrze zalegające nad ciepłym podłożem wyróżnia się mniejszą gęstością w porównaniu z warstwami wyższymi. Przy takim zaś rozkładzie gęstości promień światła biegnący od przedmiotu do oka obserwatora ulega załamaniu i zorientowany jest swą wypukłością w kierunku podłoża. Obserwator zaś widzi przedmiot wzdłuż prostej, stycznej do biegu rzeczywistego promienia, dlatego dostrzega go niżej niż on występuje, i to przeważnie w postaci odwróconej (rys. 13.3).

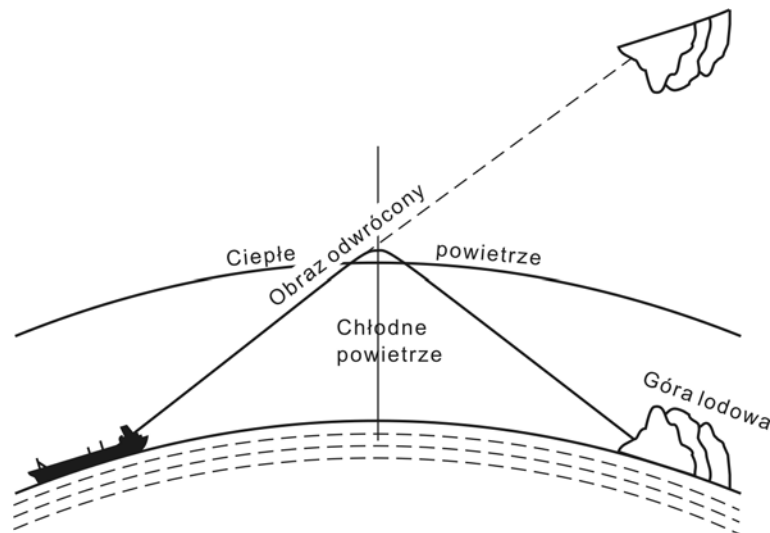
Mirażowi dolnemu towarzyszy często złudzenie występowania powierzchni wodnej. Zjawisko to wywołane jest tym, że odbicie części nieba znajdującego się nad danym przedmiotem znajduje się również na dole. Wywołuje ono wrażenie powierzchni wodnej, w której odbija się widziany przedmiot.



Rys. 13.3. Powstawanie mirażu dolnego (fatamorgana)
(Schmidt, 1972)

Miraż górny spotyka się często w wysokich i umiarkowanych szerokościach geograficznych, przeważnie zimą. Do powstania tego zjawiska w atmosferze potrzebny jest szybki spadek gęstości powietrza wraz z wysokością. Taki rozkład gęstości występuje wówczas, gdy dolne warstwy powietrza są bardzo wychłodzone, a wyższe warstwy są znacznie cieplejsze – czyli wówczas, gdy występują silne inwersje przyziemne.

W takich warunkach ma miejsce również znaczne załamanie się promieni światła biegnących od przedmiotu do oka obserwatora. Biegą one po torze, którego wypukłość zwrócona jest ku górze. Dzięki takiemu biegowi promieni mogą być widoczne przedmioty znajdujące się poniżej horyzontu (rys. 13.4).



Rys. 13.4. Powstawanie mirażu górnego
(Schmidt, 1972)

13.4.4. Migotanie gwiazd

Migotanie gwiazd (scyntylacja), jest to pozorne drganie położeń, światłości i barw odległych obiektów, wywołane fluktuacjami gęstości powietrza atmosferycznego. Migotanie wynika z szybkich zmian zakrzywienia promieni świetlnych, biegnących od obiektów do obserwatora. Może mu towarzyszyć zmiana światłości, a także nieduża dyspersja światła. Jest następstwem refrakcji atmosferycznej i szybkiej zmiany przestrzennej rozkładu współczynnika załamania promieni świetlnych w powietrzu.

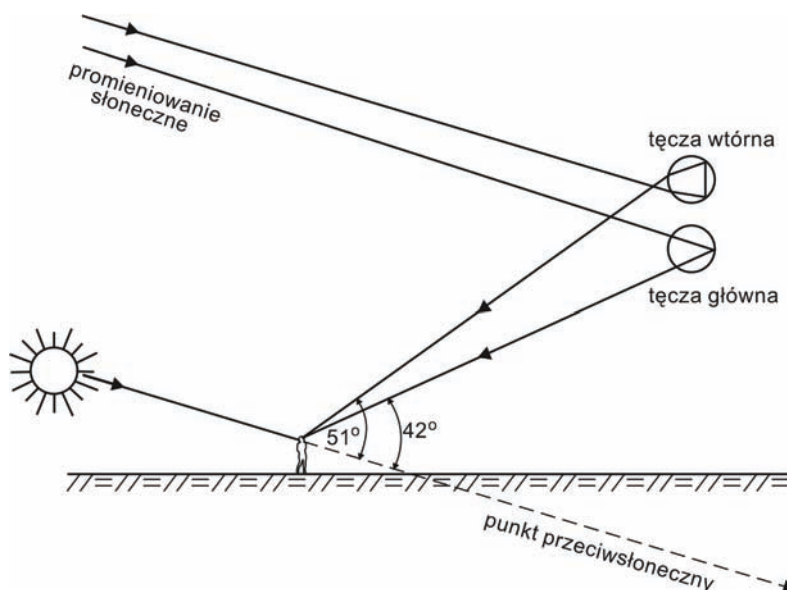
13.5. Zjawiska związane z obecnością w atmosferze stałych i ciekłych cząsteczek

13.5.1. Tęcza

Tęcza jest to jedno z najpiękniejszych zjawisk barwnych występujących na nieboskłonie.

Tęcza jest to układ współśrodkowych łuków kół o barwach od fioletowej do czerwonej, powstających wskutek załamania, rozczepienia i odbicia promieni słonecznych (lub księżycowych) padających na krople deszczu, mżawki lub mgły.

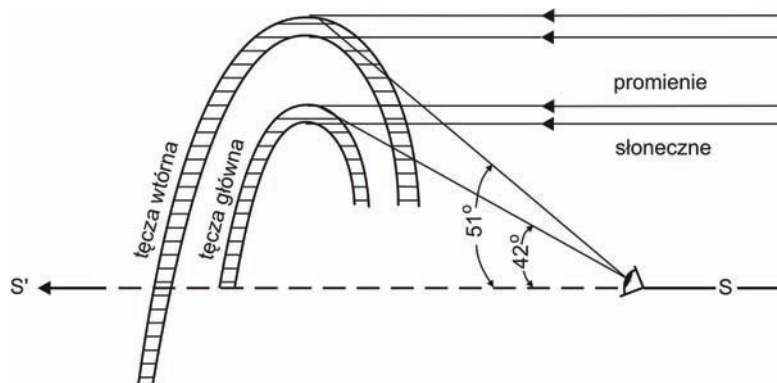
Środek tęczy znajduje się dokładnie w punkcie przeciwsłonecznym. Jest to punkt odległy od Słońca o 180° , leżący pod horyzontem, w miejscu przecięcia się nieboskłonu z prostą przechodzącą przez środek Słońca i oko obserwatora (rys. 13.5).



Rys. 13.5. Wysokości katowe tęczy głównej i tęczy wtórnej (Schmidt, 1972)

Różne postacie tęczy wynikają z różnicy w rozmiarach kropelek wody, na które padają promienie słoneczne. Jeżeli średnice kropli mają wielkość $d = 1\div 2$ mm w tęczy przeważają barwy błękitne, gdy krople są mniejsze $d \approx 0,5$ mm tęcza jest pozbawiona barwy żółtej, a kolor czerwony jest słabszy. Gdy krople są bardzo małe $d \leq 0,05$ mm (np. mgła) powstaje tęcza biała. Im większe zagęszczenie kropelek wody w chmurze, tym większy jest estetyczny efekt tęczy, gdyż w danych warunkach może pojawić się jednocześnie kilka łuków barwnych. Tęcza zwiastuje ustanie deszczu, gdyż jej powstanie wymaga pojawienia się Słońca, które jest oznaką poprawy pogody.

Czasami obok tęczy głównej o promieniu zewnętrznym 42° i układzie barw od fioletu w środku do czerwieni na zewnątrz obserwuje się tęczę wtórną o promieniu zewnętrznym 51° i odwrotnym układzie barw (rys. 13.6).



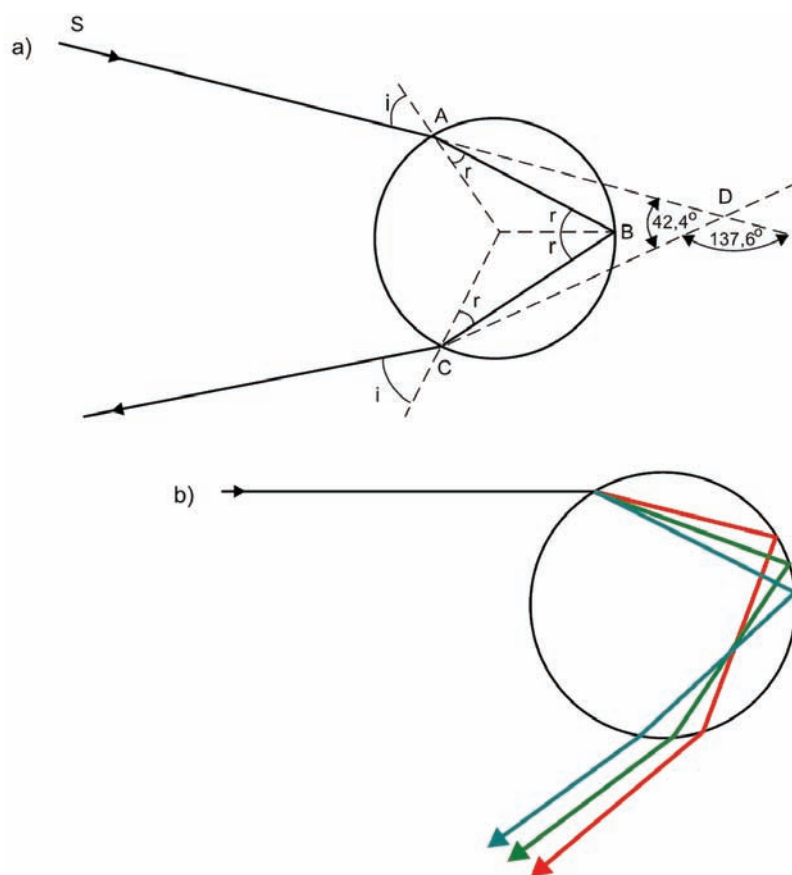
Rys. 13.6. Wzajemne położenie tęczy głównej i wtórnej (Schmidt, 1972)

Mechanizm tworzenia się tęczy w kropli wody (deszczu) przedstawiono na rysunkach 13.7 i 13.8. Wskutek tego, że kropelki deszczu mają kształt kulisty, promienie świetlne padają na nie pod różnymi kątami od 0° do 90° . Tęczę wywołują tylko te, które padają pod kątem mniejszym od 60° .

Promień słoneczny S (rys. 13.7) pada na kroplę w punkcie A, wchodzi do jej wnętrza i załamuje się, a następnie odbija się od ścianki wewnętrznej w punkcie B i opuszcza jej wnętrze w punkcie C. Podczas wychodzenia z kropli promień ulega ponownie załamaniu.

Załamując się w kropli deszczu, promień słoneczny ulega rozczepieniu na barwy składowe światła białego. Promienie czerwone są najslabiej załamane i znajdują się u spodu, nad nimi są promienie zielone, następnie niebieskie i fioletowe. Opuszczając kroplę, rozczepione, załamane i odbite promienie rozchodzą się wachlarzowo.

Rozczepiony promień wewnątrz kropli może ulec jednokrotnemu lub wielokrotnemu odbiciu. Z promieni padających pod kątem 60° i ulegających w kroplach jednokrotnemu odbiciu tworzy się tęcza główna. Tęcza wtórna natomiast powstaje wskutek dwukrotnego odbicia wewnątrz kropli promieni padających na dolną część kropli, pod kątem 72° (rys. 13.8). Tęczy o odbiciu większym od dwukrotnego nie obserwuje się, ponieważ jej położenie i bardzo mała jasność to uniemożliwiają.

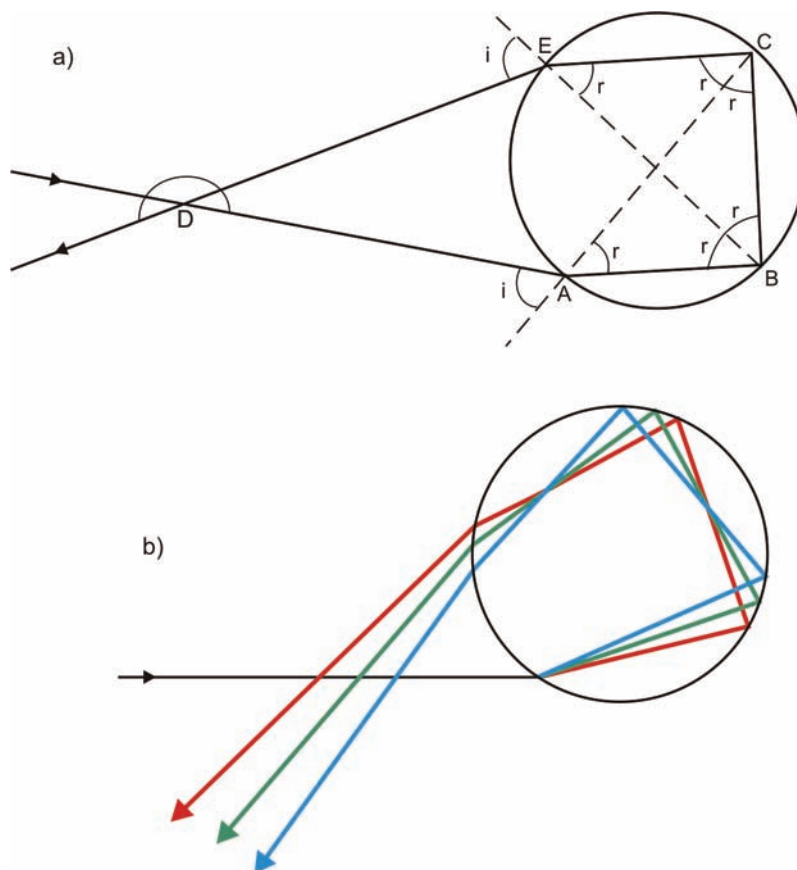


Rys. 13.7. Bieg promieni światła w kropli wody podczas tworzenia się tęczy głównej (a) i rozczepienie promienia w kropli wody (b)
(Schmidt, 1972)

Obserwowana tęcza jest łukiem okręgu, którego środek leży na przedłużeniu prostej przebiegającej przez Słońce i oko obserwatora. Długość widocznego łuku tęczy jest wprost proporcjonalna do wysokości, na jakiej znajduje się obserwator, a odwrotnie proporcjonalna do wysokości Słońca nad horyzontem oraz odległości chmury od obserwatora.

Przy stałej wysokości wzroku i Słońca, łuk tęczy jest tym większy, im bliżej obserwatora znajduje się chmura. Jeżeli chmura dająca opad jest daleko, a Słońce znajduje się na widnokręgu, to łuk tęczy stanowi połowę okręgu. W miarę wzrostu wysokości Słońca, przy stałej chmurze i stałej wysokości wzroku, łuk tęczy staje się coraz mniejszy.

Gdy wysokość Słońca przekroczy 42° , tęcza nie występuje. Przy małych wysokościach Słońca tęcza może mieć postać prawie pełnego koła, jeżeli obserwator znajduje się wysoko, np. na szczycie góry lub w samolocie, a deszcz (chmura) jest bardzo blisko. Tęcza może powstawać również w świetle księżycowym. Jej zabarwienie jest jednak znacznie mniej intensywne.



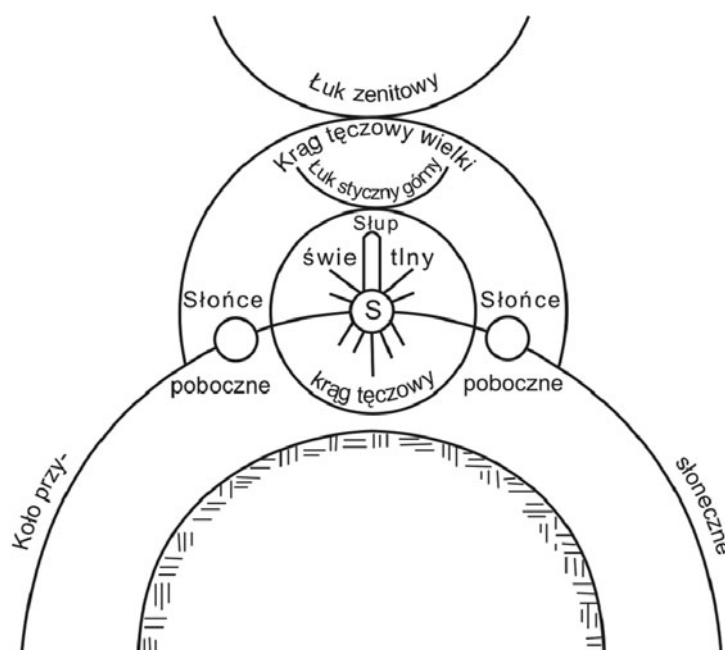
Rys. 13.8. Bieg promieni światła w kropli wody podczas tworzenia się tęczy wtórnej (a) i rozczepienie światła w kropli wody (b) (Schmidt, 1972)

13.5.2. Gloria

Jest to jedna lub kilka serii barwnych obwódek występujących naokoło cienia rzucanego przez oświetlony przedmiot na mgłę lub chmurę złożoną głównie z małych kropelek wody, a niekiedy na rosę (przy obserwacjach z góry). Głorię obserwuje się często w okolicach polarnych. Przyczyną powstawania jest rozszczepienie i ugięcie światła na zróżnicowanych pod względem wielkości kropelkach wody. Jeżeli chmura jest bardzo blisko przedmiotu rzucającego cień, to cień ten wydaje się bardzo duży. Zjawisko to nazywa się wówczas **zjawą Brockenu**.

13.5.3. Halo

Zjawisko halo jest to zespół efektów świetlnych, które występują wokół Słońca lub Księżyca. Postacie halo mogą być bardzo różne, od barwnych kręgów świetlnych, poprzez łuki, słupy, plamy (rys. 13.9).



Rys. 13.9. Różne postacie zjawiska halo,
które powstają osobno lub zespołowo dookoła Słońca (S)
(Szczeciński, 1962)

Najczęściej obserwujemy kręgi świetlne otaczające Słońce lub Księżyc, których barwa jest rozłożona od czerwonej wewnątrz, do żółtej lub białej na zewnątrz. Przyczynę halo stanowią: załamanie, odbicie i rozszczepienie światła na małych kryształkach lodu, unoszących się w powietrzu (chmury wysokie, mgła polarna).

Przy jednolitym układzie kryształków lodu w atmosferze obserwuje się dwie jasne plamy po obu stronach Słońca – tzw. **słońca poboczne**. Słońca poboczne na zewnątrz są zabarwione na kolor czerwony, który przechodzi w żółty i niebiesko-biały. Odległość słońc pobocznych nie jest stała i zależy od położenia Słońca nad horyzontem – im Słońce znajduje się wyżej, tym słońca poboczne znajdują się w większej odległości.

Podczas silnych mrozów może wystąpić pionowa smuga białego światła, przechodząca przez Słońce lub Księżyc; jest to tzw. słup świetlny. Jeżeli promienie świetlne ulegają jedynie odbiciu na kryształkach lodu, zjawisko halo ma barwę białą, jeżeli natomiast ulegają jednocześnie załamaniu i rozszczepieniu – zjawisko halo ma postać barwną.

Zjawisko zwane halo w swej najczęstszej postaci przedstawia jasny pierścień wokół Słońca lub Księżyca o promieniu kątowym 22 lub 46°, z wewnętrzną stroną lekko zabarwioną na czerwono. Halo powstaje w wyniku załamania promieni słonecznych w drobnych kryształkach lodowych, tworzących chmury *Ci*, *Cs* i *Cc*; świadczy o lodowej strukturze chmury.

13.5.4. Wieńce

Słońce lub Księżyc mogą być otoczone jedną lub kilkoma seriami pięknych, barwnych pierścieni. Różni je od halo mniejsza średnica oraz odwrotna kolejność zabarwienia. Często powstaje kilka takich pierścieni: wieńce dwu-, trzy-, czterokrotne. Od strony środka zabarwienie każdej serii kręgów wieńca jest fioletowe lub niebieskie – na zewnątrz czerwone. Wieńce tworzą się na tle średniej chmury warstwowej i kłębiastej (As, Ac) oraz warstwowo pierzastej (Cs). Tworzenie się wieńców tłumaczy się dyfrakcją (ugięciem) światła przy przechodzeniu między kropelkami wody lub kryształkami lodu. Jest to więc inny mechanizm niż przy powstawaniu zjawiska halo (tu odbicie i załamanie promieni światła w kryształkach lodu i kropelkach wody). Im mniejsze są krople, tym większy tworzy się wieniec. Gdy wszystkie krople są jednakowej wielkości, wówczas wieńce są najbarwniejsze, najbardziej rozwinięte. Wieńce mogą również powstawać na chmurach zbudowanych z igiełek lodowych o jednakowych rozmiarach.

Stosunkowo często pojawia się wieniec wokół księżyca, tzw. „lisia czapa”. Wieniec ten tworzy się w chmurze As, a jego mała średnica wskazuje, że chmura ta składa się ze stosunkowo dużych kropelek wody. Lisia czapa jest więc zwiastunem nadejścia pogody deszczowej.

Najczęściej wieńce obserwuje się wokół księżyca, gdyż oślepiający blask Słońca utrudnia ich obserwację. Wieńce tworzą się również we mgle wokół sztucznych źródeł światła.

Wieniec prawie nigdy nie występuje jednocześnie ze zjawiskiem halo, ponieważ kryształki lodowe, powodujące zjawisko halo, są za duże, aby utworzyć wieniec.

13.5.5. Pierścień Bishopa

Jest to otaczający Słońce lub Księżyc białawy pierścień, o promieniu 22° , z lekko niebieskawym zabarwieniem od strony wewnętrznej i czerwono-brązowym od strony zewnętrznej. Kolory są słabo widoczne. Powstaje dzięki uginaniu się światła słonecznego lub księżycowego (dyfrakcji) w chmurze niezwykle drobnego pyłu pochodzenia wulkanicznego.

Zjawiska elektryczne w atmosferze

14.1. Elektryczność atmosferyczna

14.1.1. Pole elektryczne atmosfery

Szereg zjawisk elektrycznych występujących w atmosferze jest uzależnionych od stopnia jonizacji powietrza. Główne jonizatory, to:

- promieniowanie ciał promieniotwórczych (radioaktywnych) w atmosferze i w glebie,
- promieniowanie kosmiczne,
- promieniowanie korpuskularne i ultrafioletowe.

Jonizatory drugorzędne, to:

- zjawiska burzowe,
- jonizacja termiczna w czasie wielkich pożarów,
- mechaniczne procesy związane z rozpadem kropeł wody (w pobliżu wodospadów i fali przybojowej),
- jonizacja wywołana tarciem cząstek stałych unoszonych w powietrzu.

Liczba jonów w 1 cm^3 powietrza wynosi średnio około 1400 jonów. Około 750 to jony dodatnie, a 650 to jony ujemne. Jest to niewiele w porównaniu ze średnią liczbą cząsteczek, która w 1 cm^3 wynosi $2,7 \times 10^{19}$. Od liczby jonów w powietrzu zależy przewodność elektryczna powietrza. Największa koncentracja jonów istnieje w jonosferze, a więc powyżej 50–60 km. Przewodność elektryczna atmosfery zmienia się zatem z wysokością. Do około 3 km przewodność jest niewielka, rośnie wyraźnie z wysokością. Na wysokości 80 km (jonosfera) powietrze przewodzi już jak woda, natomiast na wysokości 100 km – podobnie jak metale (przewodność 3 mld razy większa niż przy ziemi). Górne warstwy atmosfery – jonosfera – są więc warstwami przewodzącymi.

Można zatem przyjąć, że Ziemia i górne warstwy atmosfery tworzą ogromny kondensat, przyziemne warstwy powietrza są tu izolatorem. Napięcie między Ziemią a górnymi warstwami atmosfery wynosi 200 000 V do 500 000 V, a między nimi płynie słaby prąd, którego natężenie dla całej kuli ziemskiej jest rzędu tysięcy amperów.

W obszarach pozbawionych zachmurzenia wektor natężenia pola elektrycznego skierowany jest ku powierzchni Ziemi i wynosi średnio 130 V/m. W obszarach, w których występuje zachmurzenie, a zwłaszcza przez chmury Cu i Cb, pole elektryczne Ziemi i atmosfery jest bardziej złożone, ze względu na obecność w chmurach ładunków przestrzennych.

Napięcie pola elektrycznego Ziemi (czyli różnica potencjałów Ziemi i atmosfery) zwiększa się z wysokością. Na przykład, głowa dorosłego człowieka w czasie pięknej pogody znajduje się w obszarze, którego napięcie jest o 200 V wyższe niż napięcie obszaru, w którym znajdują się jego stopy. W czasie mgły może zwiększyć się nawet 10-krotnie, a w

czasie burz pyłowych może osiągnąć 18 000 V. Natężenie prądu jonowego w atmosferze zmienia się wraz z warunkami meteorologicznymi.

Proces krążenia elektryczności w atmosferze odbywa się nieustannie. Na obszarach bezchmurnych następuje przepływ prądu między atmosferą a powierzchnią Ziemi, niwelujący ładunek elektryczny jonosfery. Ładunek ten jest jednak ciągle uzupełniany w wyniku tworzenia się chmur burzowych i zachodzących w nich zjawisk elektrycznych.

Wszystkie postacie opadu atmosferycznego mają ładunek elektryczny. Część elementów opadu jest obdarzona ładunkiem dodatnim, część ujemnym, a część jest obojętna. Sumaryczna liczba ładunków dodatnich w opadach jest zwykle większa od ujemnych, natomiast więcej jest ładunków ujemnych w pojedynczych elementach opadu.

Wielkość ładunku zależy od rozmiarów cząstki opadowej, im większy element opadu, tym większy ładunek. Rodzaj ładunku, jaki przynosi opad, zależy od tego, z jakiej części chmury pochodzi, bywa jednak, że następuje zmiana ładunku podczas opadu.

Wyładowania elektryczne i powstawanie naboju przestrzennych obserwuje się również w chmurach pyłowych powstających podczas wybuchów wulkanów, lub tzw. burz piaskowych. Elektryzowanie się śnieżynek i ziarenek piasku na skutek tarcia powoduje niebieskie plamy widoczne nocą.

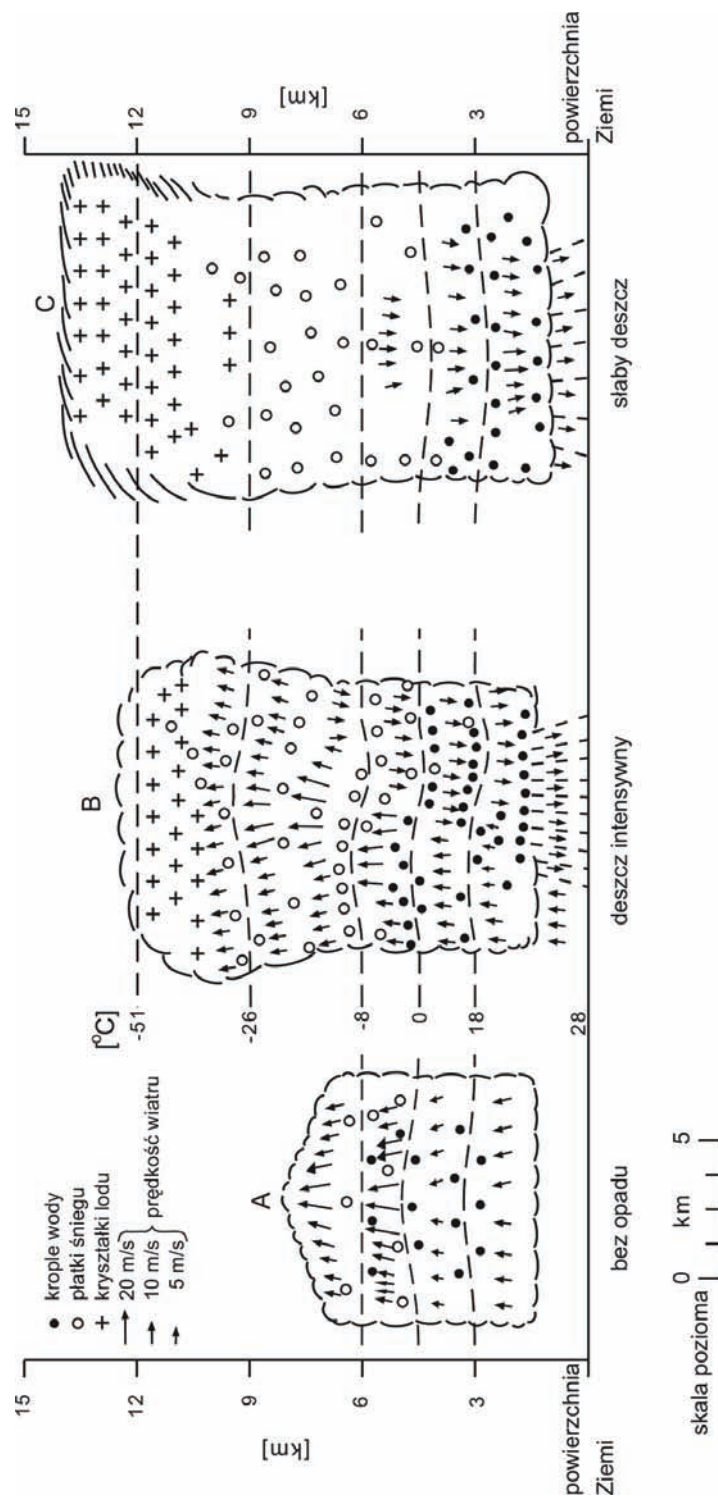
14.2. Burze

14.2.1. Rozwój chmury burzowej (Cb)

W sprzyjających warunkach silnej konwekcji termicznej połączonej z dynamiczną i przy dużej wilgotności powietrza tworzą się mocno rozbudowane chmury kłębiasto-deszczowe (*Cumulonimbus Cb*). Jeżeli towarzyszą temu wyładowania elektryczne oraz krótkotrwałe, ale obfite opady oraz silne, porywiste wiatry, to taki zespół zjawisk nosi nazwę **burzy**. Często podczas burzy opady spadają w postaci gradu. Czas trwania burzy zazwyczaj jest krótki, od kilkunastu minut do kilku godzin.

W rozwoju burzy i chmur *Cb* najważniejszą rolę odgrywają prądy wstępujące powietrza (konwekcja). Można wyróżnić trzy etapy rozwoju chmury burzowej (rys. 14.1). W pierwszym stadium – **fazie wzrostu**, dominujące są prądy wznoszące. Chmura rozbudowuje się w kierunku pionowym do wysokości kilku kilometrów i zwiększa swoją średnicę z 1÷3 km do 10 km. Wzbogaca się w wodę zarówno w postaci kropeł, jak i kryształków lodu (A).

W tym stadium powietrze znajdujące się we wnętrzu chmury jest cieplejsze od otaczającego i unosi się do góry. Prędkość wznoszenia rośnie z wysokością i wierzchołek chmury osiąga po pewnym czasie poziom, na którym panują temperatury ujemne. Ta część chmury zbudowana jest z mieszaniny kropeł wody i płatków śniegu. Prędkość prądów wznoszących w górnych częściach chmury dochodzi do 10 m/s. Para wodna dochodzi do wnętrza chmury przez jej podstawę oraz boczne ściany. Początkowe stadium rozwoju chmury burzowej trwa około 10 do 15 minut.



Rys. 14.1. Stadia rozwoju chmury burzowej. Strzałki wskazują kierunek i wielkość prądów powietrza;

A – faza wzrostu – prądy wstępujące, B – faza dojrzala – prądy wstępujące i zstępujące,

C – faza rozpadu – prądy zstępujące, wyładowania elektryczne (Bary i in., 1990)

W **stadium dojrzałości (B)**, które trwa około kilkudziesięciu minut, z chmury wypadają produkty kondensacji pary wodnej w postaci bardzo silnego, ulewnego deszczu lub gradu. Kropelki wody i kryształki lodu osiągają takie wymiary, że nie mogą się utrzymać w chmurze. Jest to znak, że chmura osiągnęła punkt kulminacyjny swojego rozwoju. Jednocześnie pojawiają się w chmurze prądy zstępujące i wyładowania elektryczne. Początkowo prądy zstępujące obserwuje się tylko w środkowej i dolnej części chmury, a następnie coraz wyżej. W środkowych i górnych częściach chmury prądy wstępujące mogą osiągać prędkość 30 m/s!

Prądy wstępujące i zstępujące sąsiadują ze sobą bardzo blisko. Prądy zstępujące rozprzeczają się nad powierzchnią Ziemi jako niezwykle silne, wilgotne i chłodne prądy powietrza. Stadium dojrzałości trwa 15 do 30 minut.

W ostatnim stadium, **fazie rozpadu (C)**, dominują prądy zstępujące. Opady słabną i zanikają różnice temperatur pomiędzy chmurą a otaczającym powietrzem. Chmura ulega rozpadowi.

Zwykle zjawisko burzy obejmuje cały zespół chmur, rzadko zdarza się w pojedynczej chmurze. Przebieg zjawisk w takim zespole chmur jest bardziej skomplikowany. Prądy wstępujące i zstępujące występują na dużych obszarach.

W chmurze burzowej występują duże ładunki elektryczne przestrzenne – dodatnie i ujemne. Ładunki te rozmieszczone są w chmurze w określony sposób (rys. 14.2).

W górnej części chmury, położonej ponad izotermą -10°C , znajdują się drobne kryształki lodu, które obdarzone są ładunkiem elektrycznym dodatnim. W środku chmury znajduje się obszar z ładunkiem ujemnym, który jest związany z większymi kryształkami lodu i kropelkami wody przechłodzonej.

Dolna część chmury położona jest w strefie temperatur wyższych od 0°C . Tworzą ją kropelki wody naelektryzowane dodatnio. Jest to część chmury, która jest aktywna elektrycznie, stanowi ośrodek burzowy.

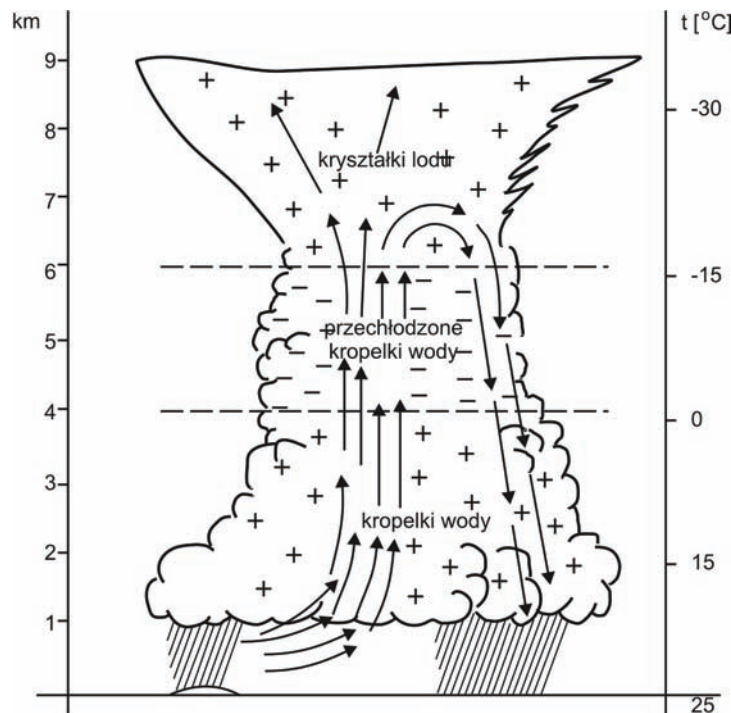
Wysokość występowania aktywnej elektrycznie części chmury burzowej jest uwarunkowana poziomem zamarzania. W okolicach równika poziom ten znajduje się wyżej nad powierzchnią Ziemi niż w szerokościach umiarkowanych. Stąd, w obszarach tropikalnych większość wyładowań elektrycznych zachodzi wewnątrz samej chmury, w przeciwieństwie do regionów położonych w umiarkowanych szerokościach geograficznych.

Mechanizm powstawania różnoimiennych ładunków w chmurze nie jest jeszcze dostatecznie wyjaśniony. Przypuszcza się, że znaczną rolę odgrywają tu procesy fizyczne, towarzyszące aktywnej kondensacji, czyli tworzeniu się kropel wody i kryształków lodu.

W początkowym stadium chmury, ładunki różnoimiennie są wymieszane. Intensywne prądy pionowe, rozwijające się w silnie rozbudowanej chmurze kłębiastej, powodują rozdzielanie ładunków na wysokości, tak jak to opisano. W procesie tym zachodzi ciekawe zjawisko zwane efektem Lenarda. Unoszone w górę silnymi prądami krople zderzają się ze sobą i zlewają w większe. Przy intensywnych prądach mogą być unoszone na wysokość 6÷8 km, gdzie temperatura spada poniżej -20°C . W tej części chmury krople zamarzają, tworząc grad i krupy. Stają się jednak zbyt ciężkie, by mogły je utrzymać prądy wznoszące. Zaczynają więc spadać i w części chmury o temperaturach dodatnich topnieją, tworząc duże krople deszczu. Te duże krople są ponownie porywane ku górze przez prądy pionowe i w czasie ruchu ulegają rozbiciu na krople drobniejsze. Małe krople, utworzone z zewnętrznej powierzchni dużych mają ładunek ujemny, natomiast krople utworzone ze środka, jakby „jądra”, mają ładunek dodatni. Ponieważ w chmurze jest bardzo dużo kropli,

rozdzielanie ładunków elektrycznych przebiega lawinowo. Powstaje ogromna liczba kropli obdarzonych ładunkiem ujemnym (małe krople) i dodatnim (większe krople).

Prądy pionowe w chmurach kłębiastych sortują wówczas krople wody i kryształki lodu zależnie od ich wielkości. Dzięki temu tworzą się w chmurze obszary grupujące ładunki elektryczne. W górnej i dolnej części chmury skupiają się ładunki dodatnie, przy czym u podstawy chmury ładunki dodatnie występują tylko w strefie prądów wstępujących. Środkowa część chmury i pozostała część podstawy ma ładunek ujemny. Gdy różnica napięć między różnie naładowanymi częściami chmury jest dostatecznie duża, wówczas dochodzi do iskrowego wyładowania, które prowadzi do chwilowego wyrównania ładunków.



Rys. 14.2. Schemat rozkładu ładunków elektrycznych, prądy pionowe i struktura chmury burzowej (Schmidt, 1972, zmod.)

14.2.2. Klasyfikacja burz

Zależnie od warunków meteorologicznych, w jakich dochodzi do rozwoju burz, dzieli się je na:

- 1) wewnętrzmasowe
 - adwekcyjne,
 - konwekcyjne.
- 2) frontowe – burze rozwijające się na frontach atmosferycznych
 - frontu chłodnego,
 - frontu ciepłego.

Ad. 1. Burze wewnątrzmasowe

Burze, występujące w jednorodnej masie powietrza nazywają się wewnątrzmasowymi. Mają charakter wybitnie lokalny, pojawiają się latem, podczas upalnej pogody, w godzinach popołudniowych. Wywołuje je silna konwekcja termiczna towarzysząca chwiejnej równowadze atmosfery.

Burze adwekcyjne

Burze adwekcyjne powstają w chłodnej masie powietrza, która napływa za frontem chłodnym. Chłodne i wilgotne powietrze, trafiając na ciepłe podłoże, ogrzewa się, ustala się równowaga chwiejna, sprzyjająca rozwojowi chmur kłębiasto-deszczowych *Cb*. Występują silne, przelotne opady i burze. Chmury burz tego typu są od siebie izolowane. Powstają przy względnie niskich temperaturach, a prędkość ich przemieszczania jest większa niż burz konwekcyjnych. Burze te są tym gwałtowniejsze, im bardziej nagrzane są dolne przyziemne warstwy atmosfery i im napływające powietrze jest chłodniejsze.

Burze konwekcyjne

Burze konwekcyjne występują w tej porze dnia, gdy jest maksymalna temperatura, czyli w godzinach okołopołudniowych. Rozwijają się podczas pięknej, upalnej pogody i mają lokalny charakter. Główną przyczyną ich rozwoju jest występowanie równowagi chwiejnej w atmosferze. Latem, przy stałym polu barycznym systematycznie, z każdym dniem wzrasta temperatura. Podłoże nagrzewa się coraz bardziej, a od niego powietrze. Wzrasta też jego wilgotność bezwzględna. Rozwija się silna konwekcja termiczna, występują intensywne prądy wznoszące. Pojawiają się początkowo chmury *Cumulus Cu*, które następnie przechodzą w *Cumulonimbus Cb*.

Burze przemieszczają się powoli i szybko znikają. Następnego dnia ten proces powtarza się i burze pojawiają się znowu. Gdy różnice pionowe temperatur dzięki nagrzaniu się również górnych warstw atmosfery w wyniku konwekcji, a ochłodzeniu się podłoża w wyniku parowania zrównoważą się, działalność burzowa ustaje. Przed burzą temperatura i wilgotność bezwzględna wzrastają, a ciśnienie spada aż do chwili wystąpienia burzy, po czym ciśnienie rośnie. Prędkość wiatru wzrasta i wieje od burzy gwałtownie na wszystkie strony, doprowadzając często do powstawania nowych chmur. Burze konwekcyjne są bardzo intensywne, występują liczne wyładowania elektryczne, silne opady deszczu i gradu. Prędkość przemieszczania się burz jest niewielka i wynosi 5+15 km/h.

Ad. 2. Burze frontowe

Burze frontu chłodnego

Burze te rozwijają się na czole frontu chłodnego. Następuje tu intensywne wypychanie ciepłego (zwrotnikowego) powietrza ku górze przez napływające masy chłodne (powietrze polarne, arktyczne). Gdy powietrze ciepłe jest dostatecznie wilgotne i charakteryzuje się równowagą chwiejną, wypiętrzają się silnie chmury *Cumulonimbus (Cb)*. Burze te zawsze są związane z ośrodkami niżowymi, **nie wykazują natomiast zależności od pory dnia ani rodzaju podłoża.**

Burze rozwijające się na frontach chłodnych i okluzjach chłodnych występują wąską strefą (ok. 50 km), ciągnącą się kilkaset kilometrów. Przed linią frontu, w odległości 100+180 km przemieszczają się zwykle chmury *Cirrostratus*. Wyprzedzają one wystąpienie burzy o 1+2 godziny. Wiatry dolne przed wystąpieniem burzy wieją najczęściej równo-

legle do frontu. W czasie burzy stają się porywiste, przechodząc w szkwały, wiejące prostopadle do frontu. Sama chmura burzowa przemieszcza się pod pewnym kątem w stosunku do ruchu frontu. Czasami burze frontu chłodnego występują już na 200÷300 km przed linią frontową. Przejście frontu zaznacza się w takim przypadku silnymi wiatrami. W taki sam sposób, jak na froncie chłodnym, rozwijają się burze towarzyszące okluzji chłodnej.

Burze frontu ciepłego

Występują znacznie rzadziej niż burze frontu chłodnego. Powietrze ciepłe, wślizgując się po klinie powietrza chłodnego, ulega zazwyczaj stopniowemu adyabatycznemu ochłodzeniu, a zawarta w nim para wodna kondensuje i wydziela się w postaci opadów ciągłych. Gdy natomiast napływająca ciepła masa jest bardzo wilgotna, a równowaga atmosfery chwiejna, proces kondensacji jest gwałtowny, co prowadzi do powstania zwartego układu chmur frontowych. Jeżeli ponadto nad wślizgującym się powietrzem ciepłym zalega chłodna masa powietrza, dochodzi do wzmożenia chwiejności i rozwoju chmur *Cumulonimbus* (*Cb*). Podstawy chmur są wysoko. Z Ziemi nie widać chmur *Cb*, gdyż są wbudowane w układ chmur *As* – *Ns*, zdradzają je jedynie wyładowania elektryczne i akustyczne (grzmoty) oraz wzmożenie się opadu.

14.3. Wyładowania elektryczne

14.3.1. Wyładowania elektryczne, błyskawice

Ośrodki silnie naelektryzowane, istniejące w chmurach, indukują na powierzchni Ziemi ładunki przeciwnego znaku. Wywołuje to w konsekwencji atmosferyczne wyładowania elektryczne. Wyładowania te mogą zachodzić zarówno pomiędzy poszczególnymi częściami chmury, jak i między chmurami a powierzchnią Ziemi.

Zjawiskom wyładowań elektrycznych w atmosferze towarzyszą efekty audiowizualne – grzmoty i błyskawice. Między dwoma obszarami koncentracji ładunków elektrycznych przeciwnych znaków tworzy się kanał silnie zjonizowanego powietrza. Wzdłuż tego kanału płynie prąd elektryczny. Przepływowi prądu towarzyszą błysk (błyskawice) i grzmot. Natężenie prądu wyładowania waha się w granicach 10 000÷100 000 A. Długość kanału przewodzącego wewnątrz samej chmury burzowej wynosi średnio 15÷20 km, natomiast między chmurą a Ziemią tylko 2÷3 km.

Średnice kanału są zwykle rzędu 15÷20 cm, chociaż czasem zdarzają się większe. Czas pojedynczego wyładowania, mierzony czasem trwania błyskawicy, jest zwykle równy 0,2÷1,5 s. Przepływ prądu przez powietrze powoduje gwałtowny wzrost temperatury powietrza w kanale do wartości rzędu 15 000÷30 000 K. Wyładowania elektryczne w atmosferze widoczne w postaci błyskawicy, którym towarzyszy efekt dźwiękowy (grzmot) noszą nazwę **pioruna**.

14.3.2. Rodzaje błyskawic

Błyskawica jest potężną iskrą elektryczną o długości kilku kilometrów. Pojedyncze wyładowanie ma charakter oscylacyjny i składa się z szeregu impulsów (1÷5), trwających ułamek sekund. Wyładowania elektryczne między chmurą burzową a powierzchnią Ziemi

przebiegają zawsze wzdłuż najkrótszej drogi, prowadzącej przez najsilniej zjonizowane obszary atmosfery.

Postać błyskawicy zależy przede wszystkim od intensywności dopływu elektryczności („+” i „-”). Najczęściej obserwujemy błyskawicę (błysk):

- płaską,
- liniową,
- wstęgową,
- kulistą.

Błyskawica płaska – wygląda jakby cała powierzchnia chmury stała w płomieniach. Może być iskrowa, wytwarzająca się wewnątrz chmury – a więc niewidoczna. Czasem pojawia się w wierzchołkowej części chmury lub na jej szczycie. Błyskawice płaskie tworzą się, gdy w chmurze zostało wytworzone napięcie konieczne do wyładowania, ale dopływ nowych ładunków następuje bardzo powoli. Burze, którym towarzyszą, są słabe, zwykle występują wiosną lub zimą.

Błyskawica liniowa – potężna sfalowana iskra elektryczna z licznymi rozgałęzieniami po bokach. Główne wyładowanie uderza w Ziemię lub wodę, łamie drzewa, wzniera pożary. Przebiega wąskim, kilkudziesięciocentymetrowym kanałem. Pod wpływem dużego, lokalnego napięcia elektrycznego, znajdujące się w powietrzu wolne elektrony nabierają dużych prędkości i jonizują na swej drodze powietrze. Pojawiające się przy tym nowe elektrony powodują lawinowe przyspieszenie tego procesu. Tworzy się wąski kanał silnie zjonizowanego i dobrze przewodzącego powietrza, zwany **liderem**. Zwykle tworzy się od chmury, czasem od ziemi, czasem powstają dwa lidery wychodzące sobie naprzeciw. Lider tworzy się skokami, całkowity czas jego formowania wynosi kilka setnych sekundy. Gdy lider dotrze do ziemi przez zjonizowany kanał – przebiega wyładowanie główne, widoczne jako błyskawica i trwające kilka **stutysiężnych** sekundy. Wraz z liderem skierowanym ku ziemi rozwija się także lider skierowany ku górze. Po pierwszym wyładowaniu następują zwykle kolejne, sprowadzające ładunek z wyższych części chmury. Może ich być kilka lub kilkadziesiąt. Rozwijają się przygotowanym kanałem zjonizowanym. Mają charakter oscylacyjny i składają się z szeregu impulsów trwających tysięczne sekundy. Odstęp między kolejnymi wyładowaniami wynosi kilka setnych sekundy i jest nie do uchwycenia. Długość błyskawicy średnio wynosi kilka kilometrów, jednak gdy są to wyładowania międzychmurowe ich długość osiąga kilkanaście kilometrów.

Prądy płynące są ogromne, natężenie wynosi od 10 000 A, a czasami nawet osiąga 100 000 A. Temperatura dochodzi **do 30 000°C**. W 75% sprowadzają ładunek ujemny – mogą więc stanowić przeciwprąd dla prądu w obszarach bezburzowych.

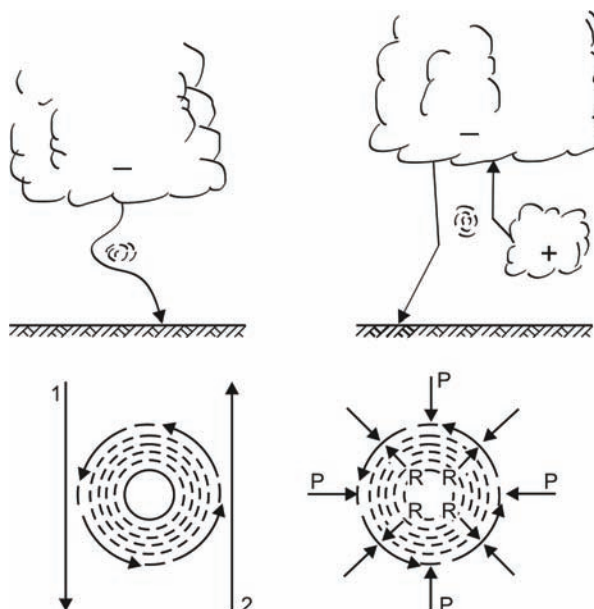
Błyskawica wstęgowa jest jednym z najgroźniejszych wyładowań. Składa się z kilku następujących po sobie wyładowań biegnących równolegle. Właściwa droga błyskawicy przebiega pośrodku biegnących równolegle słabszych iskier. Błyskawica wstęgowa jest podobna do rozwiniętej na wietrze wstęgi, stąd jej nazwa. Trafiając w zabudowania, natychmiast wzniera pożar. Czasem wyładowania występują zespołowo, jednocześnie z tej samej chmury, są wówczas bardzo groźne.

Błyskawica kulista – występuje rzadko i jest bardzo interesująca. Może być różnej wielkości, od pięści do głowy dorosłego człowieka. Porusza się po drogach bardzo krętych, najczęściej zbieżnych z kierunkiem wiatru, z prędkością umożliwiającą jej obserwację.

Istnieje kilka teorii starających się wyjaśnić to zagadnienie. Poniżej przedstawia się dwie z nich: Meissnera i Biełohonia.

Według pierwszej teorii jest to kula rozżarzonego gazu, znajdująca się w ruchu obrotowym, utworzona na drodze dwóch błyskawic, których wyładowania biegną w przeciwnych kierunkach (rys. 14.3). Wir ten jest swego rodzaju giroskopem, jego ruch jest podtrzymywany równowagą sił między ciśnieniem zewnętrznym wywieranym przez powietrze i siłą odśrodkową wywołaną ruchem obrotowym gazów. Równowaga utrzymuje się aż do momentu, gdy do środka kuli nie przeniknie powietrze z zewnątrz. Gdy to nastąpi, błyskawica rozpada się z hukiem, tym głośniejszym, im większa jest błyskawica.

Według **Biełohonia** (za Schmidt, 1972) natomiast błyskawica kulista powstaje w czasie uderzenia błyskawicy liniowej w dowolny przedmiot. Powstaje silna fala uderzeniowa, która odbijając się, może doprowadzić do powstania wirującego pierścienia plazmowego, utrzymującego się dzięki intensywności samego wiru, którego zewnętrzne warstwy obracają się z prędkością głosu oraz dzięki siłom elektromagnetycznym działającym w tym kłębku silnie zjonizowanego gazu. Siły te chronią kulę od rozpadu dopóty, dopóki istnieje potrzebny do tego celu stopień jonizacji gazów. Z chwilą gdy stopień jonizacji gazów zmniejsza się, błyskawica kulista rozpada się.



Rys. 14.3. Powstawanie pioruna kulistego wg Meissnera: 1, 2 – spotkanie się bardzo silnych przeciwnie skierowanych prądów powietrza; P – siły ciśnienia zewnętrznego, R – siły odśrodkowe wywołane silnym ruchem wirowym podczas wyładowania liniowego (Schmidt, 1972)

Błyskawica kulista może zanikać przy akompaniamencie głośnej detonacji lub też po cichu. Zwykle pozostawia słaby dym o ostrym zapachu. Przy powierzchni Ziemi porusza się z prędkością około 2 m/s. Zachowuje się przy tym w różny sposób. Może, podskakując, przemieszczać się po ziemi, może z sykiem wyrzucać drobne iskry itp.

Błyskawice kuliste często przedostają się do wnętrza domów przez okna, drzwi, kominy i różne szpary. Gdy wybuchną w mieszkaniu, powodują duże zniszczenia, często wywołując pożary. Przemieszczając się po ciele człowieka, zostawiają ślady w postaci silnych oparzeń, często śmiertelnych.

Podstawowe parametry błyskawicy kulistej (Schmidt, 1972):

- energia wewnętrzna – $0,1 \div 0,4$ kWh,
- temperatura – $3000 \div 5000^\circ\text{C}$,
- czas istnienia – od 1 s do 4 min,
- ciężar – $0,5 \div 50$ G,
- gęstość – $1,3 \div 15$ kg/m³,
- prędkość ruchu – 2 m/s do 100 km/h ($\sim 27,7$ m/s),
- siła światła – $0,51 \div 81$ cd,
- natężenie – 20 A,
- barwa – pomarańczowo-czerwona, żółta lub biała.

Przy średnicy około 10 cm, powietrze wewnątrz kuli wiruje z prędkością około 645 m/s, czyli około 2300 km/h.

14.3.3. Uderzenia pioruna

Błyskawice każdego rodzaju są niebezpieczne dla człowieka, przede wszystkim na wolnym powietrzu. Ze względów bezpieczeństwa ważna jest znajomość miejsca, gdzie uderza piorun. Różnoimienne ładunki na powierzchni Ziemi i w chmurze przyciągają się. Do wyładowań elektrycznych dochodzi w miejscach, gdzie izolacyjna warstwa powietrza jest najcieńsza, czyli tam, gdzie znajdują się najwyższe przedmioty. Piorun na otwartej przestrzeni wybiera zatem wysokie przedmioty: wieże, samotnie stojące drzewa, budynki. Niebezpiecznie jest iść wówczas przez otwartą płaską przestrzeń, bo człowiek może być najwyższym obiektem.

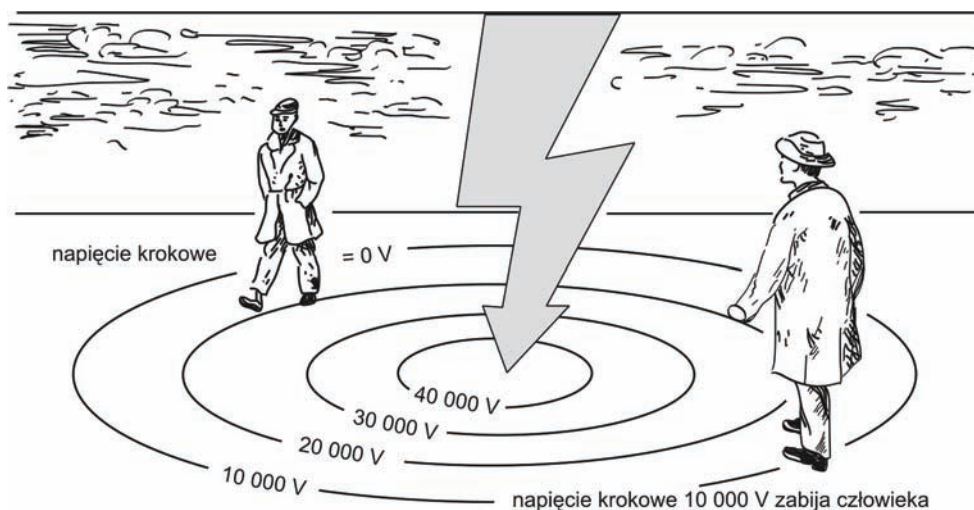
Z doświadczenia wiadomo również, że piorun uderza częściej w niektóre rodzaje drzew. Najczęściej w dęby, potem topole, wiąz, sosny, natomiast prawie nigdy w klony, brzozy i akacje. Przypuszczalnie zależy to od składu gleby, na której rosną określone gatunki drzew, a także od rozgałęzienia ich systemu korzeniowego. Piorun uderza bowiem częściej w te drzewa, które mają rozgałęziony i głęboki system korzeniowy. Również częściej padają jego ofiarą te drzewa, które są bardziej nasyczone sokami, czyli te, które cechuje lepsza przewodność.

W chwili uderzenia pioruna w wysokie drzewo temperatura błyskawicy powoduje nagłe wrzenie soków i najczęściej wrząca para rozsadza z hukiem pień drzewa.

Zdarza się również, że w jeden przedmiot uderza kilka piorunów po kolei. Dzieje się tak dlatego, że powstały po pierwszym uderzeniu pożar jonizuje cząsteczki powietrza, które powodują wzrost przewodności powietrza w tym miejscu. Ponieważ błyskawica wybiera zawsze miejsca o najlepszej przewodności, stąd w czasie pożaru uderzenia pioruna mogą być kilkukrotne.

Dla człowieka porażenie piorunem jest przeważnie śmiertelne. Wywołuje migotanie zastawek komór serca, które prowadzi do ustania pracy serca i śmierci. Ciepłe działanie prądu prowadzi także do zmian w centralnym układzie nerwowym. Porażeniu ulegają mięśnie, w tym mięśnie dróg oddechowych, co powoduje zatrzymanie oddychania i śmierć.

Człowiek może również ponieść śmierć nawet w przypadku, gdy nie został bezpośrednio trafiony piorunem, lecz znajdował się w sąsiedztwie miejsca, w które uderzył piorun. Podlega wówczas tak zwanemu napięciu krokowemu. Sytuację taką wyjaśnia rysunek 14.4.



Rys. 14.4. Napięcie krokowe (Schmidt, 1972)

Wokół miejsca uderzenia pioruna tworzy się pole elektryczne, którego napięcie słabnie w miarę oddalania się od niego. Pole to można opisać liniami ekwipotencjalnymi (jednakowego potencjału). Jeżeli człowiek ustawi się równolegle do linii ekwipotencjalnych (mężczyzna po lewej stronie), napięcie między jego stopami jest niewielkie, nic mu nie grozi. Jeżeli natomiast stopy człowieka będą ustawione prostopadle do tych linii, to między stopami może występować bardzo duża różnica potencjałów. Człowiek po prawej stronie jedną nogą stoi na linii 10 000 V, a drugą 20 000 V. Działa zatem na niego napięcie 10 000 V, które jest śmiertelne dla człowieka. Wyjaśnia to, dlaczego mimo tak bliskiego sąsiedztwa jeden z mężczyzn zginie, podczas gdy drugiemu nic się nie stanie.

Uderzenie błyskawicy w piaszczystą glebę wytwarza ze stopionego piasku tzw. **fulgoryt** (Fulgura – grecka bogini błyskawic), czyli **piorunowiec**. Gdy błyskawica uderza w skałę, w miejscu porażonym wytwarza się dość głęboki otwór rurkowaty (fulgoryt), a wokół niego szkliwo.

Jak już powiedziano, piorun uderza w wysokie przedmioty – wieże, słupy, samotne drzewa. Jeśli w pobliżu jest np. słup metalowy oraz słup drewniany, wybiera słup metalowy, ponieważ stal lepiej przewodzi elektryczność i słup metalowy wkopany jest głębiej. Wskutek tego elektryczność z ziemi w czasie rozwijania lidera łatwiej dopływa do wierzchołka słupa. Uderzając w równą powierzchnię ziemi, piorun wybiera miejsce, w którym przewodnictwo elektryczne gleby jest większe, czyli raczej np. glebę gliniastą czy bagienną niż piaszczystą czy kamienną.

Ubocznym efektem błyskawicy jest **emisja fal elektromagnetycznych** w dość szerokim paśmie częstotliwości, odbieranych przez radio jako trzaski. Ich analiza jest jednym z narzędzi badania zjawisk burzowych.

14.3.4. Ognie św. Elma

W obszarach burzowych występują czasem tzw. ognie św. Elma. Są to wyładowania koronowe z ostrzy, tzw. ciche wyładowania, nie towarzyszą im efekty dźwiękowe. Wyładowania te są spowodowane zgrupowaniem ładunków elektrycznych, które mogą znajdować się w powietrzu. Objawiają się jako smugi świetlne, pojawiające się w postaci płomienia w pobliżu przedmiotów mających ostre zakończenie – maszty, wieże itp., czasem włosy ludzkie „stają dęba” lub też mogą tworzyć pierścień podobny do aureoli nad głową człowieka.

Ich wizualna postać świadczy o rodzaju ładunków, które je powodują. Smugi świetlne o długościach rzędu 10 cm wyrastające z ostrzy są wytwarzane przez ładunki dodatnie, natomiast skoncentrowanie płomienia na powierzchniach otaczających ostro zakończone przedmioty jest wywołane przez ładunki ujemne.

Ognie św. Elma były obserwowane od starożytności i ich opisy zachowały się w przekazach historycznych. Najczęściej były interpretowane jako cud, zjawisko nadprzyrodzone.

Ognie św. Elma były w starożytności nazywane ogniami Kastora i Polluksa (patroni żeglarzy). Obserwowano je bowiem głównie na wierzchołkach masztów, gdzie powstawały dzięki splotowi ładunków elektrycznych z ostrzy. Znany jest również fakt, gdy podczas wypraw Hannibala (II w.p.n.e) przez Alpy na Rzym pojawiły się miotłki ognia na włócznieach. Przyjęto to wówczas jako przepowiednię zwycięstwa.

Uczestnicy wyprawy Magellana dookoła Ziemi podziwiali także ognie na masztach okrętów, przyjmując to zjawisko jako cud.

Ognie św. Elma pojawiają się wówczas, gdy natężenie pola elektrycznego w pobliżu ostrza osiągnie krytyczną wartość (30 000 V/cm). Elektrony powstające w wyniku procesu jonizacji w pobliżu ostrza osiągają tak duże prędkości, że same jonizują napotkane na swej drodze cząsteczki powietrza. W czasie tego procesu występują ciche wyładowania, czyli ognie św. Elma. Kształt ich przypomina często małą miotłkę, której wielkość zależy od tego, jakiego znaku są ładunki wpływające z ostrza; gdy „+”, powstaje duży wachlarz fioletowy, gdy „-”, tworzy się mały wachlarz błękitny. Zjawisko to jest bardzo efektowne, ale niebezpieczne, gdyż często poprzedza uderzenie pioruna właśnie w te przedmioty.

14.3.5. Grzmoty

Błyskawicy, jak każdej iskrze elektrycznej, towarzyszy potężny huk, zwany **grzmotem**. Siła tego dźwięku jest proporcjonalna do natężenia błyskawicy. Huk powstaje wskutek nagłego i niezwykle gwałtownego nagrzania się powietrza w kanale błyskawicy (rozprężenie), które wprowadza powietrze w drgania. Po spłynięciu ładunku elektrycznego, po upływie ułamków sekundy następuje gwałtowne oziębienie. To gwałtowne oziębienie powoduje kurczenie się powietrza (sprężenie), które ponownie zostaje wprowadzone w drgania, wywołując falę akustyczną.

Drugą przyczyną grzmotu jest piorunujący wybuch gazu, wytworzonego pod wpływem chemicznego rozpadu pary wodnej na tlen i wodór i rozpadu powietrza pod działaniem wysokiego napięcia błyskawicy o temperaturze od 10 000°C do 30 000°C. Dźwiękowe fale grzmotu przebiegają na początku tak jak fale wybuchu. Rozprzestrzeniają się z prędkością 5000 m/s, jednak po upływie ułamka sekundy ich prędkość zmniejsza się do normalnej prędkości dźwięku – 333 m/s.

Błyskawice uderzające w Ziemię wywołują potężny huk, podobny do wystrzału armatniego. Często przedłuża się on w postaci szeregu łoskotów, a kończy się głuchym uderzeniem, wywołującym silny wstrząs. Te powtarzające się łoskoty grzmotu są odbiciem fal dźwiękowych od powierzchni Ziemi, chmur i skutkiem załamывania się fali w środowisku, przez które przebiega.

Czas przedłużających się łoskotów grzmotu tej samej błyskawicy wynosi od 30 do 40 sekund, a czasem nawet dłużej. Odległość słyszalności jest na ogół niewielka, średnio 18÷20 km.

Burze nad obszarami lądowymi występują częściej niż nad oceanami. Wyjątkowo dużo burz występuje w okolicy równika.

Nad morzami strefy umiarkowanej burze mogą występować w okresie całego roku, natomiast wzdłuż wybrzeży przede wszystkim w okresie letnim.

Klimaty ziemi

15.1. Wprowadzenie

W ostatnich 20–30 latach obserwuje się szybki rozwój i wzrost znaczenia klimatologii, a także zmianę znaczenia niektórych pojęć z tego zakresu i wprowadzanie nowych.

Słowo klimat pochodzące z języka greckiego „klima” – nachylenie, skłon stosował już Hipokrates (IV–V w. p.n.e.). Grecy odmienne warunki pogodowe w różnych miejscach świata przypisywali różnemu nachyleniu promieni słonecznych do powierzchni Ziemi, odkrywając główny czynnik geograficzny klimatu – szerokość geograficzną. Od niej zależy właśnie południowa, maksymalna wysokość Słońca nad horyzontem i długość dnia.

Klimat w ciągu wieków był definiowany w różny sposób. Obecnie stosuje się kompleksowe podejście do klimatu. Klimat jest definiowany jako całokształt procesów fizycznych atmosfery i warunków pogodowych charakterystycznych dla danego obszaru, kształtowanych pod wpływem położenia geograficznego i cech fizycznych tego obszaru, określanych na podstawie wieloletnich pomiarów i obserwacji (Lorenc, 2004).

W klimatologii obecnie używa się również pojęcia system klimatyczny definiowany jako pozostający w równowadze dynamiczny układ strukturalny ukształtowany w długim okresie, składający się z atmosfery, hydrosfery, kriosfery, biosfery i geosfery. Pod wpływem promieniowania słonecznego w przebiegają w nim procesy wymiany energii i obiegu materii, których skutkiem jest strefowość bilansu cieplnego i cyrkulacji atmosfery. Wrażliwość komponentów systemu klimatycznego na bodźce zewnętrzne jest różna ze względu na ich różną masę i pojemność cieplną. Naruszenie jednego z komponentów powoduje zachwianie równowagi w całym systemie klimatycznym. Stąd zmiany klimatu i ich skutki występują w różnych miejscach z różną intensywnością.

15.2. Kształtowanie się klimatów

Klimat jest wynikiem współdziałania wielkoskalowych procesów atmosferycznych, które odbywają się w warunkach narzuconych przez czynniki geograficzne. Główne procesy klimatotwórcze: obieg ciepła, obieg wilgoci i cyrkulacja atmosferyczna są ze sobą wzajemnie powiązane. Najważniejsze czynniki kształtujące klimat na kuli ziemskiej można podzielić na zewnętrzne i wewnętrzne.

Podstawowe czynniki **zewnętrzne**, to:

- położenie kuli ziemskiej w układzie słonecznym,
- siły grawitacyjne związane z oddziaływaniem planet na Słońce i Ziemię, wpływające także na aktywność Słońca i erupcję wulkanów na Ziemi.

Do podstawowych czynników **wewnętrznych** zalicza się natomiast szeroko pojętą cyrkulację atmosfery wraz z elementami ją kształtującymi.

15.2.1. Procesy klimatotwórcze

I. Obieg ciepła. Różnicuje warunki termiczne atmosfery. Głównym źródłem ciepła dla Ziemi i atmosfery jest Słońce. Pewna część energii promieniowania słonecznego jest pochłaniana przez atmosferę, litosferę z hydrosferą i zamieniana na energię ciepłą. Bardzo ważnym, chociaż wtórnym źródłem ciepła dla atmosfery jest długofalowe promieniowanie Ziemi, które w formie promieniowania efektywnego ogrzewa atmosferę. W obiegu ciepła uczestniczą ponadto procesy przenoszenia turbulencyjnego, przewodnictwa cieplnego, przemiany fazowe wody oraz procesy adiabatyczne.

II. Obieg wilgoci. Pomiędzy powierzchnią Ziemi a atmosferą zachodzi nieustanny obieg wody we wszystkich jej postaciach (fazach). Jest to obieg zamknięty. Stanowią go wzajemnie powiązane procesy parowania, konwekcji i adwekcji pary wodnej, kondensacji, powstawania chmur i mgieł, występowania opadów, spływu oraz wsiąkania wody. Intensywność poszczególnych elementów tego cyklu zależy od pozostałych procesów klimatotwórczych oraz od charakteru podłoża.

III. Cyrkulacja atmosfery. Nierównomierny rozkład ciepła na powierzchni Ziemi i w atmosferze wywołuje różnice w rozkładzie ciśnienia atmosferycznego, co z kolei powoduje wielkoskalowe ruchy powietrza, zwane cyrkulacją atmosferyczną. Ruchy powietrza z obszarów o wysokim ciśnieniu do obszarów o niskim ciśnieniu są komplikowane przez wpływ ruchu obrotowego Ziemi oraz zróżnicowanie siły tarcia działającego na powietrze przemieszczające się nad różnymi rodzajami powierzchni Ziemi.

Występujące w atmosferze ośrodki wyżowe i niżowe, działające w postaci wirów, powodują dodatkowe zaburzenia w tych ruchach.

Wszystkie te procesy klimatyczne są wzajemnie powiązane i współdziałają z nimi czynniki geograficzne.

Główne czynniki geograficzne, to:

1. Szerokość geograficzna – ma zasadniczy wpływ na strefowość dopływu energii słonecznej do powierzchni Ziemi. Ta strefowość jest zakłócona przez astrefowe czynniki geograficzne takie jak rozkład lądów, mórz, wysokość nad poziom morza oraz przez czynniki cyrkulacyjne – cyrkulację powietrza i prądy morskie.

2. Rozkład lądów i mórz przyczynia się do zróżnicowania mas powietrza o różnych zasobach ciepła i wilgoci. Kształtują się masy powietrza morskiego i kontynentalnego.

Powierzchnie zarówno morskie jak i lądowe nie są jednorodne. Powierzchnie kontynentów cechuje duże urozmaicenie ukształtowania terenu, zróżnicowana roślinność, różnorodność gleb i zagospodarowania terenu, pokrywa śnieżna stała lub okresowa. Każdy rodzaj powierzchni ma odmienne oddziaływanie na klimat. W oceanach występują natomiast prądy morskie ciepłe lub chłodne, a także pokrywa lodowa oraz zróżnicowane zasolenie ich wód. Nad obszarami naszego globu o przewadze lądów zakłócenia w równoleżnikowym rozmieszczeniu elementów klimatycznych są duże.

3. Wysokość nad poziomem morza. Ze wzrostem wysokości zmniejsza się bezwzględna grubość atmosfery, spada ciśnienie a wzrasta przezroczystość powietrza. Rośnie natężenie promieniowania słonecznego, ale równocześnie zwiększa się promieniowanie

efektywne Ziemi. Strata energii w procesie wypromieniowania przeważa nad zyskiem, temperatura powietrza obniża się z wysokością średnio o ok. $0,5^{\circ}/100$ m. Zawartość pary wodnej maleje, jednak wilgotność względna rośnie i osiągany jest stan nasycenia. Następuje kondensacja pary wodnej, powstają chmury i opady.

4. Ukształtowanie terenu i jego ekspozycja. Na warunki klimatyczne w górach wpływa nie tylko wysokość nad poziomem morza, ale także rzeźba terenu. Ważna jest rozciągłość łańcuchów górskich, ich kierunek, stromość stoków, ekspozycja w stosunku do stron świata, które mają wpływ na nagrzewanie się powierzchni, kierunki wiatrów i opady. Czynniki te kształtują specyficzny typ klimatu górskiego, którym w mniejszej skali wyróżnia się klimat lokalny dolin, szczytów, stoków itp.

Spadek temperatury z wysokością bywa zakłócany przez ukształtowanie terenu, powodujące występowanie inwersji temperatury. Mimo małej zawartości pary wodnej w wysokich partiach gór, przy niskich temperaturach tam panujących wilgotność względna jest duża. Prowadzi to do kondensacji pary i powstawania chmur.

Zachmurzenie w górach zależy od położenia poziomu kondensacji, od wysokości grzbietu i jego ustawienia w stosunku do przeważających kierunków wiatrów. Strony nawietrzne odznaczają się większym zachmurzeniem niż zawietrzne, będące pod wpływem efektu fenowego. Latem maksimum zachmurzenia przypada na godziny okołopołudniowe, gdy na skutek nagrzania rozwija się konwekcja i powstają chmury kłębiaste (*Cu* i *Cb*), minimum zaś na godziny poranne. W zimie jest przeciwnie. Minimum zachmurzenia obserwowane jest w południe, a maksimum rano. W wyniku nocnego wypromieniowania tworzą się niskie chmury warstwowe (*St*), które obejmują doliny i niższe partie gór, natomiast szczyty wznoszą się ponad chmurami i są dobrze nasłonecznione. Zimą w górach jest więcej dni pogodnych niż na nizinach.

Roczne sumy opadów rosną średnio z wysokością o 70 ± 100 mm/100 m, ale tylko do pewnej granicy, od której następuje już ich zmniejszanie, czyli inwersja opadowa. W Alpach inwersja opadowa znajduje się na wysokości ok. 2000 m, w Himalajach na wysokości 1800 m, a w Tatrach na 1800 ± 2000 npm.

Sumy opadów zależą również od ekspozycji zboczy. Większe opady przyjmuje strona nawietrzna, natomiast strona zawietrzna znajduje się w tzw. cieniu opadowym.

W miarę wzrostu wysokości opady przyjmują postać śniegu. W Alpach opady stałe na wysokości 1000 m npm stanowią 25% sumy opadów rocznych, na wysokości 2000 m już 60%, a od wysokości 3600 m 100%. Z wysokością rośnie też długość trwania pokrywy śnieżnej, średnio 3-4 dni na 100 m wzniesienia, rośnie także jej grubość. Silne wiatry powodują jednak, że jest ona nierównomiernie rozłożona, stwarzając niebezpieczeństwo lawin. Począwszy od pewnej wysokości, zwanej granicą wiecznych śniegów, śnieg w górach utrzymuje się nieprzerwanie. Położenie tej granicy zależy nie tylko od szerokości geograficznej, ale także od ilości opadów i ekspozycji stoków.

Pasma górskie stanowią również bariery dla swobodnego przepływu powietrza. Ciepłe masy powietrza przekraczają je, powodując na stokach nawietrznych wzrost zachmurzenia i opady, a po stronie zawietrznej wzrost temperatury, spadek wilgotności i zachmurzenia (efekt fenowy). Chłodne masy powietrza, jako ciężkie, nie mają tendencji do podnoszenia się, raczej opływają łańcuchy górskie, zatrzymując się w dolinach.

W górach powstają lokalne cyrkulacje – wiatry zboczowe, górskie i dolinne oraz lodowcowe, a także wspomniane już wiatry fenowe(halny).

Spadek temperatury z wysokością i wzrost sum opadowych wpływają w sposób zasadniczy na warunki klimatyczne w górach. Występuje tam szereg, leżących jedna nad drugą, stref klimatycznych zwanych piętrami, ze zmieniającą się charakterystyczną roślinnością. Schemat pięter roślinnych w górach przedstawiono na rys. 15.1.

Górna granica lasu w klimatach suchych o małym zachmurzeniu i wysokich temperaturach latem leży wyżej niż w klimatach wilgotnych. Przykładowo w klimatach zwrotnikowych na wysokości ok. 4500 m, natomiast na równiku na ok. 3800 m npm. W szerokościach umiarkowanych obniża się w miarę zbliżania się do koła polarnego. Las zanika, gdy średnia temperatura najcieplejszego miesiąca spada poniżej 10°C . Odpowiada to przejściu lasu iglastego w tundrę, kosodrzewinę i inne drzewa karłowate. Powyżej występują hale (łąki), a nad nimi aż do granicy wiecznych śniegów roślinność alpejska.



Rys. 15.1. Schemat pięter roślinnych w górach
(Kaczorowska, 1986)

Granica upraw odpowiada w przybliżeniu granicy lasów. W naszych szerokościach jest to wysokość około 1000–1500 m, silnie zależąc od ekspozycji stoków. W suchym klimacie (Tybet) granica ta sięga nawet 4500 npm.

W pionowym układzie pięter klimatycznych zostają zachowane pewne ogólne cechy klimatu, charakterystyczne dla danej strefy szerokościowej, w której znajduje się łańcuch górski, np. amplituda temperatury.

5. Prądy morskie – wspomagają cyrkulację atmosferyczną różnicując warunki termiczne i wilgotnościowe po wschodniej i zachodniej stronie oceanów. Prądy morskie wywoływane są przede wszystkim przez stałe wiatry. Pasaty, stałe wschodnie wiatry wywołują powstanie potężnych prądów równikowych o głównym kierunku ze wschodu na zachód. Prądy te, trafiając na lądy w zachodniej części oceanów, rozgałęziają się i dopływają na północ do wyższych szerokości geograficznych. Tworzy się pewien zamknięty cykl krążenia – odpływ wody ze wschodnich części oceanów jest uzupełniany przez jej dopływ z wyższych szerokości oraz wypływ wód głębinnych (upwelling, rozdz. 9.4.1). Efekt działania prądów morskich wyraża się przede wszystkim w rozkładzie temperatury powietrza, a także w występowaniu opadów i mgieł.

Wyjątkowo wysokie temperatury, szczególnie zimą w Europie północnej wynikają z dopływu ciepłych wód Prądu Północnoatlantyckiego (Prąd Zatokowy – Golfstrom) i Norweskiego, natomiast nadmierne oziębienie wschodnich wybrzeży Ameryki Północnej spowodowane jest przez zimny Prąd Labradorzski. Podobnie na półkuli południowej – wszystkie lądy mają wschodnie wybrzeża cieplejsze i wilgotniejsze od zachodnich dzięki odgałęzieniom prądów równikowych, płynących ku wyższym szerokościom. Wybrzeża zachodnie pozostają zaś pod wpływem zimnych prądów płynących od strony wód arktycznych. Największe z tych zimnych prądów to Prąd Peruwiański (Humboldt), Benguelski (południowa Afryka) i Zachodnioaustralijski. Obniżają one temperaturę na sąsiednich wybrzeżach i, ograniczając dopływ pary wodnej, przyczyniają się do powstania przybrzeżnych pustyń (Atacama, Namib). W wyniku kondensacji dochodzi tam jednak do częstych mgieł.

6. Szata roślinna. Zwarta szata roślinna hamuje dopływ promieniowania słonecznego w dzień, a odpływ nocą. W rezultacie gęsta pokrywa roślinna łagodzi amplitudę dobową temperatury. Zwarte kompleksy leśne wytwarzają właściwy sobie klimat lokalny, różny od klimatu okolic bezleśnych. Obszary bezleśne, a przede wszystkim całkowicie pozbawione roślinności (pustynie), charakteryzują się klimatem o zwiększonej amplitudzie dobowej temperatur.

7. Pokrywa śnieżna. Pokrywa śnieżna jest uważana za czynnik klimatyczny w rejonach, w których utrzymuje się przez dłuższy czas a więc głównie w krajach polarnych. Warstwa śniegu chroni grunt przed nadmierną utratą ciepła i zmniejsza wahania jego temperatury. Pokrywa śnieżna odznacza się jednak dużym albedo (50÷70%), zatem silnie odbija promienie słoneczne. Ma również dużą zdolność wypromieniowania ciepła nocą. W efekcie powoduje to obniżenie temperatury powietrza bezpośrednio nad warstwą śniegu.

Znaczne albedo śniegu jest bardzo istotne dla krajów polarnych, gdyż przyczynia się do wzrostu promieniowania rozproszonego, w którym duży udział mają promienie krótkofalowe UV, niezbędne dla organizmów żywych.

8. Działalność człowieka – jest sztucznym czynnikiem, który powoduje zanieczyszczenie atmosfery wpływające modyfikująco przede wszystkim na klimat miast i obszarów uprzemysłowionych. Ponadto człowiek, wprowadzając poważne zmiany na powierzchni Ziemi, zmienia naturalny obieg wody jak też wpływa pośrednio na obieg ciepła.

15.2.2. Klimaty morski i lądowy (kontynentalny)

Odmienne właściwości cieplne i radiacyjne środowiska wodnego (mórz i oceanów) oraz lądów sprawiają, że w przebiegu poszczególnych elementów klimatu w tych dwóch środowiskach powstają duże różnice. Odmienne kształtowanie się charakterystyk klimatycznych występuje niezależnie od szerokości geograficznej obszaru.

Klimat morski – charakteryzuje się małymi amplitudami dobowymi (A_d) i rocznymi (A_r) temperatury, opóźnieniem występowania ekstremalnych wartości dobowych i rocznych temperatury w stosunku do maksymalnego nasłonecznienia. Cechuje go także stosunkowo chłodne lato, łagodna zima oraz wiosna chłodniejsza od jesieni. Zachmurzenie jest duże przez cały rok, występuje mała liczba dni pogodnych i częste mgły. Opady są stosunkowo duże, równomiernie rozłożone w roku, z lekką przewagą na przełomie jesieni i zimy. W przebiegu dobowym częstsze są opady nocne. Ze względu na małe opory taflı wody często wieją silne wiatry i już w dolnej troposferze ruch powietrza odbywa się prawie równolegle do izobar.

Tablica 15.1

Temperatury średnie miesiąca najcieplejszego i najchłodniejszego, amplituda roczna i dobowa w różnych szerokościach geograficznych oraz zachmurzenie i opady w klimacie morskim i lądowym (Kaczorowska, 1986)

Stacja		Temperatura średnia miesiący t_{sr} [°C]		Temp. śr. rocz- na t_r [°C]	Amplit. roczna A_r [°C]	Amplit. dobowe A_d [°C]	
		najciepl.	najchłod.			max	min
φ około 67°N							
Angmagssalik (SE-Grenlandia)	λ 37,5°W	7,1	–9,1	–1,6	16,2	10,9 (IV)	5,7 (XI)
Wierchojańsk	λ 133°E	15,1	–50,1	–16,1	65,2	–	–
φ około 52°N							
Killarney (SW-Irlandia)	λ 10°W	14,8	5,5	9,7	9,3	8,8(V)	6,2 (II)
Czyta	λ 113,5°E	18,7	–27,4	–3,0	46,1	–	–
φ około 33°N							
Casablanca	λ 7,5°E	22,9	11,9	17,3	11,0	–	–
Bagdad	λ 44,5°E	33,6	9,3	21,8	24,3	17,3 (X)	10,3 (XII)
Zachmurzenie i opady w klimacie morskim i lądowym							
Miejscowość	Współrzędne geogr.	Zachmurzenie śred.		Opady – sumy [mm]			
		max/mies.	min/mies.	rok	max/mies.	min/mies.	
Killarney	φ 52°N	7,8 (VII)	7,0 (V)	1440	190 (XII)	70 (VI)	
	λ 10°W						
Czyta	φ 52°N	6,7 (VII)	3,3 (I)	320	90 (VII)	2 (I, II)	
	λ 113,5°E						

Klimat lądowy cechują rosnące w głąb kontynentu amplitudy dobowe i roczne temperatury powietrza. Lata są ciepłe, a nawet upalne, zimy natomiast mroźne, surowe. Wiosna jest cieplejsza od jesieni. Zachmurzenie jest większe latem, z przewagą chmur *Cu* i *Cb*, zimą występuje natomiast przewaga chmur *St*. Jest więcej dni pogodnych niż w klimacie morskim, a opady wyraźnie maleją wraz z odległością od wybrzeża. W ciągu roku, maksimum opadu występuje latem, a w ciągu doby – zwykle w godzinach popołudniowych, gdyż są to przede wszystkim opady pochodzenia konwekcyjnego.

Zasięg wpływów oceanicznych zależy także od kierunków przeważających wiatrów oraz od pionowego ukształtowania terenów wybrzeża. W strefie międzyzwrotnikowej, ze względu na przewagę wiatrów wschodnich wpływom oceanicznym podlegają przede wszystkim wybrzeża wschodnie, natomiast w strefie szerokości umiarkowanych, z przewagą wiatrów zachodnich – zachodnie. W Europie, ze względu na stosunkowo płaskie tereny

nadbrzeżne wpływy oceaniczne zaznaczają się jeszcze w głębi kontynentu, podczas gdy w Ameryce Północnej Kordyliery stanowią przeszkodę dla powietrza znad Pacyfiku.

Różnice w wartościach i przebiegu poszczególnych elementów klimatu morskiego i kontynentalnego przedstawiono w tablicy 15.1 (wg Kaczorowska, 1986).

W celu określenia kontynentalizmu klimatu opracowano różne wskaźniki liczbowe uwzględniające przede wszystkim szerokość geograficzną i roczną amplitudę temperatur.

15.3. Skala przestrzenna klimatu

15.3.1. Podział przestrzenny klimatu

Obszary naszego globu, na których panuje określony klimat, i którego charakterystyki się wyznacza, mają różne rozmiary. W klimatologii precyzuje się pojęcia klimatu przy przechodzeniu do coraz mniejszych jednostek geograficznych. Najczęściej jest stosowany podział na: makroklimat, mezoklimat, topoklimat, mikroklimat.

Makroklimat – reprezentuje zespół cech klimatycznych w dużej skali przestrzennej, na przykład strefy, kontynentu, kraju. Stanowi on pewną sumę klimatów mniejszych jednostek geograficznych.

Mezoklimat – często nazywany jest klimatem lokalnym, obejmuje takie jednostki geograficzne, jak np. dolina rzeczna, miasto, kompleks leśny itp.

Topoklimat – uwzględnia w obrębie określonego mezoklimatu drobne różnice w warunkach klimatycznych, wynikające z położenia danego fragmentu powierzchni, np. w mezoklimacie doliny wyróżnia się topoklimat jej zboczy lub dna doliny itp.

Mikroklimat – odzwierciedla w skali „mikro” lokalne oddziaływania środowiska na warunki atmosferyczne. Jako przykład może służyć rozważanie specyfiki klimatu runa leśnego w klimacie lasu.

15.3.2. Klimat lasu (mezoklimat, klimat miejscowy)

Zagadnienie wpływu dużych zbiorowisk leśnych na klimat sąsiednich terenów jest bardzo złożone. Wpływ ten jest różny, w zależności od szerokości geograficznej, rzeźby terenu itp. W warunkach polskich wpływ lasu na klimat sąsiednich terenów jest niewielki (wg Kaczorowska, 1986). Ocenia się, że średnio temperatura powietrza na terenach otwartych, w pobliżu dużych kompleksów leśnych może obniżyć się jedynie o kilka dziesiątych stopnia, natomiast wilgotność powietrza może zwiększyć się o parę procent.

Większą rolę lasy odgrywają w obiegu wody w zlewni. Lasy redukują odpływ, łagodząc spływ powierzchniowy, chronią także glebę przed erozją. Często bada się szczegółowo klimat wnętrza lasu, który składa się z szeregu mikroklimatów.

Klimat lasu zależy przede wszystkim od powierzchni zespołu leśnego, od gatunków drzew i krzewów, ich wartości i wieku drzewostanu. Inaczej będzie się kształtował mezoklimat w wysokopiennym lesie sosnowym niż w rozgałęzionym drzewostanie świerkowym, a jeszcze inaczej w lesie liściastym, w którym ponadto są inne warunki w półroczu zimowym, inne w letnim.

Z analizy wpływu lasu na tereny sąsiednie wynika, że:

- 1) średnie roczne temperatury w powietrzu na poziomie 2 m nad powierzchnią terenu w lesie na terenach równinnych są ok. 0,5°C niższe, niż na terenie bezleśnym,
- 2) ochładzający wpływ lasu najwyraźniej zaznacza się latem, najsłabiej zimą,
- 3) amplitudy dobowych wahań temperatury w lesie są łagodzone dzięki niższym wartościom temperatury maksymalnej i wyższym minimalnej, co jest szczególnie wyraźne latem.

Wilgotność powietrza w lesie jest nieco większa niż na terenie otwartym dzięki parowaniu ściółki i transpiracji szaty roślinnej oraz dzięki stagnacji powietrza, opady atmosferyczne w lesie są także o kilka procent większe dzięki wzmożonej turbulencji nad koronami drzew.

Pokrywa śnieżna w lasach jest nieco cieńsza niż na terenach otwartych i nierównomiernie rozłożona. Na skraju lasu, szczególnie po stronie dowietrznej jest wyjątkowo gruba, natomiast maleje pod drzewami, szczególnie pod świerkami. Czas trwania pokrywy śnieżnej w lasach jest przeciętnie o 1 do 2 tygodni dłuższy niż na terenach otwartych. Topnienie śniegu odbywa się również nierównomiernie – najpierw wytapia się śnieg wokół pni, które ogrzewają się mocniej od śniegu, dzięki małemu albedo.

Las hamuje także przepływ powietrza. W jego głębi, przy powierzchni terenu panuje często cisza, chociaż górami ruch powietrza porusza wierzchołkami drzew. Las działa podobnie jak przeszkoda, strumień powietrza wznosi się nad przeszkodą, za ścianą lasu opada ze zmniejszoną prędkością, tworząc wiry o osi poziomej, a w najbliższym sąsiedztwie „cień wiatrowy”.

Polany leśne wytwarzają własne mikroklimaty, różne od wnętrza lasu. Zazwyczaj cechują się wysokimi temperaturami dzięki zastoiskom powietrza w dzień, oraz niskimi minimami nocą, kiedy oprócz wypromieniowania dochodzi spływ chłodnego powietrza z ochłodzonych koron drzew. Temperatury średnie dobowe i miesięczne są tu niższe niż na terenie otwartym, gdyż przeważa wpływ chłodnych nocy.

15.3.3. Klimat lokalny miasta

Miasta, które są wielkimi skupiskami budynków mieszkalnych i przemysłowych rozdzielonych siecią ulic asfaltowych i brukowanych z niewielkimi kępami zieleni, stanowią twory sztuczne na terenie krajobrazu naturalnego. Wytwarzają w swoim zasięgu specyficzne, odmienne niż w okolicy warunki klimatyczne. Powodują powstanie klimatów lokalnych, w obrębie których powstają różne mikroklimaty – na przykład ulic zadrzewionych i bezdrzewnych, cienistych i nasłonecznionych itp.

Zanieczyszczenie powietrza w mieście i nad miastem, pochodzące z palenisk (sadza, popiół, dym), z produkcji przemysłowej, z ruchu, ze startych nawierzchni, gazów spalinywych, wywołuje zaburzenia w bilansie promieniowania, a więc także w bilansie cieplnym.

Zasłona dymna nad miastem, często dobrze widoczna tzw. czapa mgły miejskiej, powoduje osłabienie promieniowania słonecznego rzędu 20%, a zimą, przy małej wysokości Słońca, nawet do 50%. Najsilniej ulegają osłabieniu promienie krótkofalowe.

Z drugiej strony ta zasłona dymna wydatnie zmniejsza promieniowanie efektywne Ziemi. Osłabienie bezpośredniego promieniowania słonecznego nie odbija się wyraźnie na średnich temperaturach powietrza, gdyż intensywne pochłanianie energii cieplnej przez

powierzchnie budynków i ulic wyrównuje zmniejszone promieniowanie. Dodatkowo mniejsze nocne spadki temperatury również podwyższają temperaturę średnią.

Ponadto w miastach są mniejsze straty energii na parowanie, gdyż woda deszczowa jest zwykle odprowadzona bezpośrednio do kanalizacji, a tereny zielone zajmują niewielką powierzchnię. W rezultacie we wnętrzu dużych miast temperatury są wyższe o 0,5 do 1,0°C niż na peryferiach, co odpowiada w rozkładzie przestrzennym przesunięciu w kierunku niższych szerokości geograficznych o około 100-200 km.

W wartościach średnich miesięcznych różnice te są większe latem i zimą, a mniejsze wiosną i jesienią. Najmniejsze zróżnicowanie temperatur ze środka miasta i przedmieść występuje w przejściowych porach roku, większe zimą, a największe latem, osiągając w ciche letnie popołudnie różnice 5 do 7°C.

Miasta, które są wydłużone w kierunku przeważających wiatrów, wykazują większą nadwyżkę temperatur w swym wnętrzu od miast, które są rozciągnięte w poprzek tego kierunku i powietrze z ich wnętrza jest szybko usuwane. W pogodne letnie dni najszybciej nagrzewają się place i szerokie ulice pozbawione zieleni, słabiej zadrzewione. Te z kolei ochładzają się silniej nocą, z powodu spływu z koron i osiadania przy powierzchni powietrza ochłodzonego. Stosunkowo niskie temperatury maksymalne powietrza, a wysokie minimalne, panują na ulicach wąskich, ocienionych wysokimi budynkami.

Wilgotność powietrza w dużych miastach jest nieco mniejsza niż na przedmieściach, ze względu na mniejsze możliwości parowania.

Średni stopień zachmurzenia jest nieznacznie wyższy, ale ze względu na większą liczbę jąder kondensacji i silniejszej konwekcji, jest więcej chmur *Cu* oraz mniej dni pogodnych. Nie stwierdza się wyższych sum opadów, natomiast jest wyraźnie większa liczba dni z opadem drobnym.

Prędkości wiatru na skutek dużej szorstkości podłoża są mniejsze, ale częściej jest on porywisty. Zupełna cisza występuje bardzo rzadko, gdyż różnice w nagrzewaniu się fragmentów powierzchni wzmagają ruchy turbulencyjne i wywołują wiatry w mikroskali.

Na ulicach o kierunku zgodnym z kierunkiem wiatru następuje dobre przewietrzanie, natomiast na ulicach prostopadłych wiatr łamie się na szeregach domów i tworzą się zawrowania, a po stronie zawietrznej cień wiatrowy. Na ulicach nasłonecznionych powstaje cyrkulacja lokalna – unoszenie się nagrzanego powietrza po stronie słonecznej i uzupełniający dopływ powietrza ze strony cienistej.

Przy spokojnej, wyżowej pogodzie wewnątrz miasta, na skutek silniejszego nagrzania wytwarza się niewielki ośrodek niskiego ciśnienia, do którego spływa koncentrycznie chłodniejsze powietrze spoza miasta, potęgując jeszcze prądy wstępujące nad centrum. Te wiatry dośrodkowe nazywane bywają „bryzami miejskimi” lub „wiatrami polnymi”.

Jak już wspomniano, zawieszone w powietrzu miejskim zanieczyszczenia są dodatkowymi jądrami kondensacji, które powodują, że w miastach mgły występują 2-3 razy częściej niż w okolicach podmiejskich.

Należy również podkreślić szkodliwe działanie rozmaitych zanieczyszczeń emitowanych do atmosfery szczególnie przez miasta przemysłowe. Ilości pyłów oraz rozmaitych aerozoli ciekłych i toksycznych cząstek gazowych bywają ogromne. Stanowią one duże zagrożenie dla życia biologicznego ludzi, zwierząt i roślin, a także dla gospodarki. Przypadki tragicznego działania trującego smogu miały już wielokrotnie miejsce w przeszłości, np. w Londynie, Los Angeles itp. Działania podejmowane w ramach ochrony środowiska pomagają walczyć z zanieczyszczeniami powietrza i zmniejszać zagrożenia (rozdział 17).

W badaniach klimatu miasta ostatnio wiele uwagi poświęca się termice miasta. Stwierdzono, między innymi, że największą emisją ciepła do atmosfery charakteryzują się wnętrza miast, tworząc tzw. miejskie wyspy ciepła (MWC), lub według niektórych autorów (Lorenc, 2004) archipelagi takich wysp. Mianem „miejskiej wyspy ciepła” (MWC) określa się obszar miasta o podwyższonej temperaturze powietrza w stosunku do terenów otaczających. Zasięg poziomy pokrywa się w zasadzie z obszarem zwartej zabudowy, najbardziej zainwestowanym, natomiast zasięg pionowy zależy od wielkości i struktury urbanistycznej miasta, liczby mieszkańców, zróżnicowania termicznego obszaru wyspy ciepła.

Charakterystyki termiczne MWC są podstawą i kryterium wyróżnienia wyspy ciepła, jednak w jej powstawaniu bierze udział wiele procesów fizycznych, a przede wszystkim sprzyjające utworzeniu się MWC warunki meteorologiczne. Oprócz cech wspólnych, każda wyspa ciepła ma swoje cechy indywidualne, zależne od wielkości miasta i jego układu urbanistycznego, wielkości emisji ciepła sztucznego, charakteru rzeźby terenu, rodzaju zastosowanych materiałów budowlanych itp. Jak wykazały np. badania prowadzone nad wyspą ciepła w Warszawie (Lorenc, 2004), termiczna wyspa ciepła w tym mieście występuje często, ale nie codziennie, jak również duże różnice są w cechach MWC pomiędzy poszczególnymi dzielnicami.

15.4. Klimaty Ziemi i ich klasyfikacja

Analiza wartości i przebiegu oraz przestrzennego rozkładu „uśrednionych” wartości elementów meteorologicznych wykazuje wielkie ich zróżnicowanie. Wynika ono z różnego udziału procesów klimatotwórczych i rozkładu czynników geograficznych, które współdziałając, wytwarzają olbrzymią różnorodność klimatu. Wyłania się stąd konieczność klasyfikacji klimatów. Badając rozkład poszczególnych elementów, można stwierdzić pewną ich strefowość, która jednak bywa zakłócana przez czynniki astrefowe (np. rozkład lądów i mórz, rzeźba terenu).

Przez wiele wieków utrzymywała się klasyfikacja grecka, wyodrębniająca tzw. klimaty solarne wyróżniające strefy oświetleniowe. W klasyfikacji tej głównym kryterium jest kąt padania promieni słonecznych. Wyróżniono 5 stref klimatycznych: jedną gorącą, 2 umiarkowane i 2 zimne, których granicami są zwrotniki i koła polarne.

W XX w. opracowano wiele klasyfikacji opartych na różnych zasadach, między innymi takie, które brały pod uwagę tylko jeden element, np. temperaturę, lub też kilka elementów: temperaturę, opad, wilgotność itp.

Najbardziej rozpowszechniona na świecie jest klasyfikacja W. Köppena, czasem stosowana jest klasyfikacja B. D. Alisowa oraz – stosowana głównie w Polsce – klasyfikacja W. Okołowicza.

15.4.1. Klasyfikacja Köppena

Klasyfikacja Köppena z 1900 r. (Kaczorowska, 1986), nazywana też klasyczną, opiera się na średnich wartościach temperatury miesięcznych (t_{sr}), oraz na sumach i rozkładzie opadów w ciągu roku. Są to czynniki, od których zależy występowanie określonych zbiorowisk roślinnych. Klasyfikacja ta wiąże zatem cechy klimatu z występowaniem określonych formacji roślinnych.

Całą powierzchnię kuli ziemskiej Köppen dzieli na 5 stref klimatycznych, oznaczonych dużymi literami A, B, C, D i F, W obrębie stref **A**, **C** i **D**, wyróżnia Köppen typy na podstawie rozkładu pór opadowych, dodając do dużych liter małą literkę.

Kombinacja dwóch liter daje następujące podstawowe typy klimatów:

- Af** – gorący klimat wilgotnych lasów międzyzwrotnikowych,
- Aw** – gorący klimat sawann z suchą zimą (monsuny),
- BS** – klimat stepów,
- BW** – klimat pustyń,
- Cf** – klimat umiarkowany ciepły z równomiernym uwilgotnieniem,
- Cw** – klimat umiarkowany ciepły z suchą zimą (monsunowy),
- Cs** – klimat umiarkowany ciepły z suchym latem (śródlądowy),
- Df** – klimat chłodny z równomiernym uwilgotnieniem,
- Dw** – klimat chłodny z suchą zimą (kontynentalny),
- ET** – klimat tundrowy,
- EF** – klimat wiecznego mrozu.

Różnicując dalej, do dwóch liter dodaje trzecią małą, która charakteryzuje właściwości termiczne klimatu. Strefom i niektórym wyróżnionym typom odpowiadają, według Köppena, również pewne charakterystyczne zbiorowiska roślinne i możliwości określonych upraw: np.

- A** – bujne lasy międzyzwrotnikowe, uprawa: pieprz, kakao, kawa, trzcina cukrowa, sago.

15.4.2. Klasyfikacja Alisowa

Klasyfikacja Alisowa (Kaczorowska, 1986) jest stosunkowo nowa, nazywana jest też klasyfikacją dynamiczną. **Alisow**, uwzględniając w swej klasyfikacji rozkład lądów i mórz, wyjaśnia genezę różnych klimatów dominacją mas powietrza, charakterystycznych dla określonych szerokości oraz przeważającymi kierunkami wiatrów. Wyodrębnia zatem pasy (strefy) klimatyczne, zależne nie tylko od szerokości geograficznej, ale i od ogólnej cyrkulacji atmosferycznej. Granice tych pasów autor ustala na podstawie średniego położenia frontów klimatologicznych w okresie zimy i lata.

Alisow wydziela na kuli ziemskiej 4 podstawowe strefy, w których klimat kształtuje się stale pod przeważającym wpływem mas powietrza jednego typu:

- 1) strefa równikowa, w zasięgu mas **PR** – powietrza równikowego,
- 3) strefa zwrotnikowa, w zasięgu mas **PZ** – powietrza zwrotnikowego,
- 5) strefa polarna, w zasięgu mas **PP** – powietrza polarnego,
- 7) strefa polarna, w zasięgu mas **PA** – powietrza arktycznego.

Ponadto wyznacza także trzy strefy przejściowe, w których następuje sezonowa zmiana przeważających mas powietrza na skutek przemieszczania się frontów:

- 2) strefa monsunów zwrotnikowych (latem – **PR**, zimą – **PZ**),
- 4) strefa podzwrotnikowa (latem – **PZ**, zimą – **PP**),
- 6) strefa subpolarna (latem – **PP**, zimą – **PA**).

W obrębie każdej strefy Alisow wyróżnia 4 podstawowe typy klimatów:

- kontynentalny i oceaniczny, uwarunkowane charakterem podłoża wpływającym na wartości i przebieg temperatury, wilgotności i opadów;

- zachodnich i wschodnich wybrzeży lądów, gdzie zróżnicowanie wynika z ogólnej cyrkulacji atmosferycznej i częściowo z prądów morskich.

15.4.3. Klasyfikacja Okołowicza

Punktem wyjścia dla klasyfikacji Okołowicza (Kaczorowska, 1986) są „widma florystyczne” szeregu zespołów roślinnych i ich przystosowanie do cech panującego klimatu. Rozkład opadów w roku oraz wartości i przebiegi temperatury w powiązaniu z charakterem roślinności umożliwiają wydzielenie stref klimatycznych i w ich obrębie określonych typów klimatów. Wyżyny i góry w każdej strefie wpływają na klimat, wywołując jego odmienność.

Wielkie masy lądowe powodują zróżnicowanie klimatów od morskich, poprzez przejściowe do skrajnie kontynentalnych, wytwarzając w poszczególnych strefach wiele ich typów. Cyrkulacja dzięki wiatrom stałym – pasatom w strefie międzyzwrotnikowej, wiatrom przeważającym w strefie umiarkowanej oraz okresowo-zmiennym (monsunowym) w strefach równikowej, zwrotnikowej, podzwrotnikowej i umiarkowanej, przyczynia się do wytworzenia specyficznego charakteru klimatów wybrzeży nawietrznych. Główne kryterium „widmo florystyczne” jest jednak dość skomplikowane i trudne do przyswojenia, a legenda stref mało precyzyjna.

Autor wyróżnił pięć stref klimatycznych i w nich szereg typów:

- I strefa** – klimaty równikowe o t_{sr} wszystkich miesięcy powyżej 20° , o małych amplitudach rocznych A_r ($1 \div 2^\circ\text{C}$) rosnących w miarę wzrostu suchości klimatu (do $5 \div 10^\circ\text{C}$). Największe opady występują przy zenitalnym położeniu Słońca, a pory roku są określone reżymem opadów:
 - typ 1 – równikowy, wybitnie wilgotny z opadami całorocznymi, o szczególnym ich nasileniu w okresie równonocy,
 - typ 2 – podrównikowy, na ogół wilgotny, z dwiema porami deszczowymi, przechodzącymi w jedną na zwrotnikach (deszcze zenitalne) i z pozostałym okresem suchym.
- II strefa** – klimaty zwrotnikowe o t_{sr} miesiąca najchłodniejszego od powyżej 20° do około 10° , duże amplitudy dobowe A_d latem, zwłaszcza w klimacie suchym; występują tu ponadto temperatury wyższe niż w pozostałych strefach. Opady są przeważnie lub wyłącznie letnie, w klimatach suchych sporadyczne lub zupełny ich brak. Pory roku są określone reżymem opadowym (głównie w klimatach wilgotnych i monsunowych) oraz przebiegiem temperatury (głównie w klimatach suchych):
 - typ 3 – wilgotny na wybrzeżach, o opadach malejących w głąb lądu; opady związane z cyrkulacją monsunową albo z adwekcją wilgotnych mas PZm (powietrza zwrotnikowego morskiego),
 - typ 4 – kontynentalny suchy, przechodzący w skrajnie suchy (pustynny).
- III strefa** – klimaty podzwrotnikowe o t_{sr} miesiąca najchłodniejszego od powyżej 10° w klimatach morskich do poniżej 0° w kontynentalnych; latem w klimatach suchych bardzo wysokie temperatury. Pory roku określone przebiegiem temperatury i opadów:
 - typ 5 – morski, z przewagą opadów w półroczu zimowym (typ śródziemnomorski), albo z letnimi deszczami monsunowymi,

- typ 6 – kontynentalny, również z przewagą opadów zimowych,
 typ 7 – kontynentalny, suchy przechodzący w skrajnie suchy (pustynny).

IV strefa – klimaty szerokości umiarkowanych o t_{sr} miesiąca najcieplejszego powyżej 10° , o amplitudzie rocznej A_r poniżej 25° w klimatach morskich i przejściowych, a powyżej nawet do $35\div 45^\circ$ w kontynentalnych i skrajnie kontynentalnych. Opady nie są ograniczone do jednej pory lub półrocza, jesienno-zimowe przeważają w klimatach morskich i na niektórych wybrzeżach, a letnie – w przejściowych, kontynentalnych i monsunowych. Pory roku określone są przebiegiem temperatury:

Grupa A – klimaty umiarkowanie ciepłe o t_{sr} trzech miesięcy letnich od 15° w klimatach morskich do powyżej 20° w kontynentalnych, o t_{sr} miesiąca najchłodniejszego powyżej 0° w typie morskim, od 0 do -5° w przejściowym, do -15° w kontynentalnym:

typ 8 – morski z opadami całorocznymi pochodzenia cyklonalnego, lekko zaznaczone maksimum jesienno-zimowe;

typ 9 – przejściowy pomiędzy morskim i kontynentalnym z pewną przewagą opadów letnich;

typ 10 – kontynentalny z przewagą opadów letnich;

typ 11 – kontynentalny suchy, przechodzący w skrajnie suchy.

Grupa B – klimaty umiarkowanie chłodne o t_{sr} jednego lub dwóch miesięcy letnich od 10° do 15° w typach morskich i do powyżej 20° w kontynentalnych, o t_{sr} miesięcy zimowych od poniżej 0° do -10° w typie morskim do poniżej -10° , nawet -20° w kontynentalnym:

typ 12 – morski, z opadami całorocznymi,

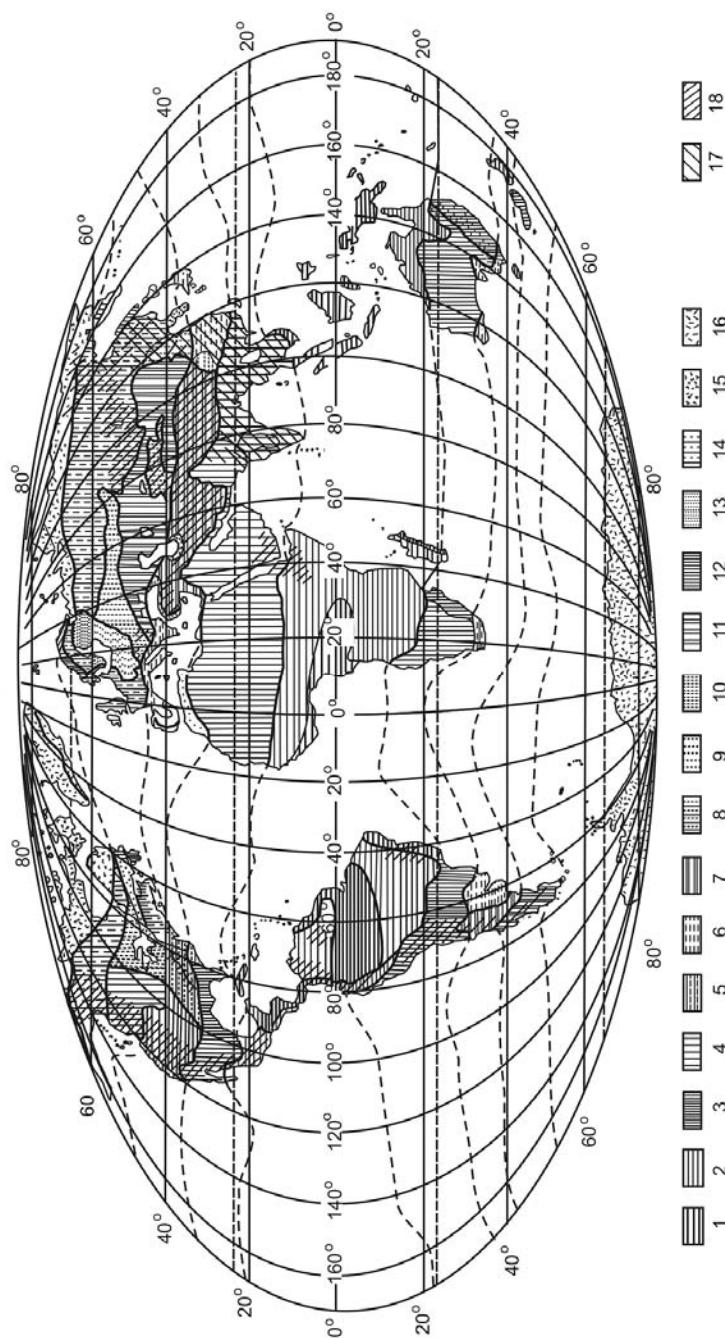
typ 13 – przejściowy z lekką przewagą opadów letnich,

typ 14 – kontynentalny suchy, przechodzący w skrajnie suchy.

V strefa – klimaty szerokości okołobiegunowych o t_{sr} miesiąca najcieplejszego poniżej 10° . Opady całoroczne, z przewagą śnieżnych, o sumach rocznych około 250 mm. Pory roku określone przebiegiem temperatury oraz czasem trwania dni i nocy polarnych:

typ 15 – subpolarny o t_{sr} miesiąca najcieplejszego poniżej 10° , miesiąca najchłodniejszego poniżej -15° ,

typ 16 – polarny o t_{sr} miesiąca najcieplejszego poniżej 0° (pustynia śnieżno-biała).



Rys. 15.2. Klasyfikacja Okołowicza (schemat uproszczony Kaczorowska, 1986). Strefa klimatów równikowych: 1 – równikowy – wybitnie wilgotny, 2 – podrównikowy – wilgotny z odmianną okresowo suchą (1 lub 2 pory bezdeszczowe); strefa klimatów zwrotnikowych: 3 – wilgotny z odmianną kontynentalną, 4 – kontynentalny suchy z odmianną wybitnie suchą; strefa klimatów podzwrotnikowych: 5 – morski, 6 – kontynentalny, 7 – kontynentalny suchy z odmianną wybitnie suchą; strefa klimatów szerokości umiarkowanych (A i B): 8 – morski, 9 – przejściowy, 10 – kontynentalny, 11 – kontynentalny suchy z odmianną wybitnie suchą; Grupa B (klimaty chłodne): 12 – morski, 13 – przejściowy, 14 – kontynentalny z odmianną wybitnie kontynentalną; strefa klimatów okołobiegunowych: 15 – subpolarny, 16 – polarny, 17 – odmiany klimatów monsunowych, 18 – odmiany klimatów górskich i wyżynnych

15.5. Klimaty Europy

Klimaty Europy (Kaczorowska, 1986) kształtują się pod wpływem:

- 1) położenia prawie całego lądu w strefie szerokości umiarkowanych o przewadze wiatrów zachodnich i ożywionej działalności cyklonalnej,
- 2) silnie rozwiniętej linii brzegowej,
- 3) przeważnie równoleżnikowo ułożonych łańcuchów górskich,
- 4) ocieplającego wpływu Prądu Zatokowego (Golfsztromu), który w szerokościach geograficznych około 50° zmienia się w Prąd Północnoatlantycki.

Równoleżnikowy pas nizinny ułatwia wymianę mas powietrza między zachodem i wschodem, a wobec przewagi wiatrów zachodnich w naszej strefie wpływy oceaniczne przenikają daleko w głąb lądu. Z kolei równoleżnikowy układ pasm górskich stanowi barierę dla penetracji wpływów zimnego powietrza arktycznego na półwyspy południowej Europy, oraz ciepłego powietrza zwrotnikowego do wnętrza kontynentu.

Prąd Zatokowy (Golfsztrom) powoduje najwyższe dodatnie anomalie temperatury w zimie u wybrzeży Norwegii. Spotkanie zimnych mas powietrza arktycznego PA z ciepłymi atlantyckimi (PPm) – na froncie arktycznym, lub stosunkowo chłodnych mas atlantyckich (PPm) z ciepłymi zwrotnikowymi (PZm) na froncie polarnym, powodują intensywną działalność cyklonalną.

Wędrówka układów niżowych nad terytorium Europy przyczynia się do wielkiej zmienności pogody i podwyższonych sum opadów, jednak w miarę przemieszczania się niżów w głąb lądu aktywność ich słabnie.

W Europie Zachodniej i Środkowej dominują masy powietrza oceanicznego, obszary te charakteryzują się zatem powolnymi zmianami temperatury zarówno w czasie, jak i przestrzeni.

W Europie Wschodniej na klimat oddziałuje wielki masyw lądowy Azji z okresowo panującymi ośrodkami – zimą wyżowym, latem niżowym. Zimą chłodne masy powietrza azjatyckiego PPK sięgają aż do Europy Zachodniej.

Omówione czynniki fizycznogeograficzne i procesy cyrkulacyjne powodują zróżnicowanie klimatów Europy. Według Okołowicza kontynent europejski należy do **strefy klimatów szerokości umiarkowanych** zarówno z grupy ciepłych (typy 8÷11) jak i chłodnych (typy 12÷14). Na zachodzie dominuje typ morski – z opadami całorocznymi (typ 8), przechodzący w typ przejściowy (typ 9), a następnie w kontynentalny (typ 10, 11).

Podobne następstwo typów od morskiego (typ 12), poprzez przejściowy (typ 13), do kontynentalnego (typ 14) obserwuje się także w grupie klimatów umiarkowanych chłodnych, jednak tutaj łańcuch Gór Skandynawskich stanowi wyraźną granicę pomiędzy typem morskim a kontynentalnym. Zróżnicowanie typów klimatów wynika z transformacji mas PPM nanoszonych przez wiatry zachodnie z oceanu na ląd.

Północne wybrzeża Europy sięgają w **strefę klimatu okołobiegunowego** – typ subpolarny (typ 15). Temperatury zimy są tam podobne jak w typie kontynentalnym lub przejściowym, natomiast lata są chłodniejsze, a roczne sumy opadów niższe.

W południowej części kontynentu panują klimaty należące do **strefy klimatów podzwrotnikowych** (typy 5÷7), zróżnicowane ilością i rozkładem opadów w roku.

W **zachodniej części Europy**, panuje łagodny klimat oceaniczny z ciepłą zimą i stosunkowo chłodnym latem, stale w zasięgu mas świeżego powietrza PPM, przy prawie nieustającej działalności cyklonalnej (typ 8). Wynikają stąd bardzo wyrównane wartości tem-

peratury; na obszarze od Zatoki Biskajskiej do Morza Północnego średnie temperatury stycznia wynoszą od $+2^{\circ}\text{C}$ na północy do $+5^{\circ}\text{C}$ na południu, a temperatury lipca odpowiednio od 15° do 19°C . Zachmurzenie jest duże, a opady roczne wynoszą od 550 do 700 mm na równinach. W górach opady są wyższe szczególnie na nawietrznych stokach gór. Bardzo wysokie opady, najwyższe w Europie o wysokości 4350 mm występują w Ben Nevis, Szkocja. Opady są stosunkowo równomiernie rozłożone w ciągu roku. Wiosna jest znacznie chłodniejsza od jesieni. Przeważający typ roślinności naturalnej to lasy liściaste.

Szczególne i mocno zróżnicowane warunki klimatyczne ma Półwysep Skandynawski. Łańcuch Gór Skandynawskich tworzy wyjątkowo wyraźną granicę między oceanicznym klimatem wybrzeży zachodnich i klimatem kontynentalnym wnętrza półwyspu.

Prąd Norweski i działalność cyklonalna powodują ciągły dopływ świeżych mas PPM. Wybrzeże Norwegii charakteryzują łagodne zimy o temperaturach średnich nieco poniżej 0°C , ale bardzo wietrzne i pochmurne, z obfitymi opadami. Lata są chłodne o temperaturach średnich poniżej 10°C , również pochmurne, mgliste i deszczowe. Roczne sumy opadów są wysokie od 1000 do 2000 mm.

Wnętrze półwyspu pozostające w cieniu gór, ma natomiast cechy klimatu kontynentalnego: zimy są znacznie ostrzejsze: temperatury stycznia na północy od -15° do -10°C , na południu od -5° do -1°C . Lato jest cieplejsze ($+15^{\circ}$, $+17^{\circ}\text{C}$), opady mniejsze 500–700 mm, z przewagą letnich. Południową Szwecję i Finlandię cechuje **klimat przejściowy** pomiędzy morskim typem wybrzeża norweskiego, a kontynentalnym wnętrza półwyspu. Roślinność naturalną tworzą lasy iglaste, przechodzące na północy w tundrę.

Europa Południowa ma klimat **podzwrotnikowy**, nazywany tu śródziemnomorskim, o cechach bardziej morskich na zachodzie (Portugalia, wybrzeże Hiszpanii), a bardziej lądowych na wschodzie – Grecja, Krym. Specyficzną cechą tego klimatu są suche i słoneczne lata, uwarunkowane pozostawianiem tego obszaru w zasięgu Wyżu Azorskiego, oraz wilgotne i łagodne zimy, związane z działalnością cyklonalną w tym okresie roku w basenie Morza Śródziemnego. Średnie temperatury lipca wahają się od 21° do 24°C w części zachodniej, do 27°C na wschodzie. Opady są silnie zróżnicowane – od 500 mm w cieniu gór do 3000 mm rocznie na stokach dowietrznych. Około 70÷80% opadów przypada na okres zimowy. Roślinność naturalna to lasy podzwrotnikowe wiecznie zielone, zarośla krzewiaste, step, lasy górskie.

Dla obszaru śródziemnomorskiego charakterystyczne są wiatry lokalne: ciepły – sirocco z południa i południowego wschodu (SE), z Afryki, nabierający wilgoci nad Morzem Śródziemnym, wieje cały rok, oraz chłodne bora i mistral. Latem często występują bryzy morskie (np. 25 dni w miesiącu w Portugalii).

Europę Środkową charakteryzuje klimat **przejściowy** między morskim Europy Zachodniej i lądowym Azji. Dominują tu zachodnie prądy powietrza z odchyleniem ku północy latem, ku południowi zimą. Na obszar ten najczęściej docierają masy powietrza polarnomorskiego (PPm) oraz okresowo, przy odpowiedniej sytuacji barycznej masy polarno-kontynentalne (PPk). Czasem docierają również masy powietrza arktycznego i zwrotnikowego (PA i PZ) – rys. 10.2 i 10.3.

Ożywiona działalność cyklonalna jest często w stanie zokludowanym. Średnie temperatury lipca wynoszą od 18° do 19°C , stycznia od 0° do -5°C . Roczne sumy opadów sięgają 500–700 mm, z przewagą opadów letnich. Charakterystyczne są duże kontrasty w przebiegu poszczególnych elementów w różnych latach – występują np. łagodne i ostre zimy,

lata wilgotne i suche, w porach przejściowych zdarzają się nagłe przyjścia fali zimna lub fali gorąca itp.

Roślinność naturalną stanowią lasy mieszane i iglaste.

Zimą opad jest często w postaci śniegu. Liczba dni z pokrywą śnieżną na nizinach rośnie ku wschodowi. Od około 20 dni w Niemczech do około 100 dni w Polsce wschodniej. Pokrywa śnieżna nie jest jednak trwała.

Obszar naddunajski – położony jest w cieniu Karpat, panuje na nim specyficzna odmiana klimatu o cechach bardziej lądowych: lata są gorące (22° – 24° C), a roczne sumy opadów poniżej 500 mm.

Europa Wschodnia cechuje się klimatem lądowym, z surową zimą i ciepłym latem. Opady są niskie, przy wyraźnie zaznaczonym letnim maksimum. Obszar ten znajduje się zasadniczo również pod wpływem mas powietrza polarnego morskiego PPM, są to jednak stare masy przetransformowane i już silnie osuszone podczas wędrówki przez Europę. Poza tym, wschodnie ośrodki wyżowe powodują często napływ PPK, a także zdarzają się napływy zimnego powietrza arktycznego PA. Zimą temperatury maleją ku wschodowi, w styczniu obniżają się od -5° C do -15° C, w lipcu utrzymują się w granicach od 16° C do 20° C. Amplituda roczna temperatury A_r – rośnie ku wschodowi, głównie z powodu niskich temperatur zimą.

Zimy wydłużają się kosztem pór przejściowych, są też bardziej słoneczne, gdyż przetransformowane masy PPM są znacznie suchsze, stąd zachmurzenie jest małe. Roczne sumy opadów również maleją na wschód od 500 do 300 mm. Zimą, opady są słabe, ale tworzą dość grubą, stałą pokrywę śnieżną ze względu na trwałość mroźnej pogody.

Roślinność naturalną stanowią lasy mieszane i iglaste. Duża rozciągłość południkowa Europy Wschodniej sprawia, że ku południowi zimy stają się krótsze i nieco łagodniejsze – temperatura stycznia powyżej -5° C, lata bardziej gorące – temperatura lipca około 24° , opadów ubywa, pokrywa śnieżna staje się cieńsza i nietrwała.

Na obszarze tym występują duże prędkości wiatrów. Latem i wiosną wieje suchowiej – wiatr suchy i gorący z południowego wschodu, zimą silne wiatry północno wschodnie powodują zamiecie śnieżne. Kumulacja tych cech wytwarza na Ukrainie typ klimatu stepowego, nazywanego również pontyjskim. Taki typ klimatu panuje również w Rumunii i Bułgarii.

15.6. Klimaty Azji

Głównymi czynnikami kształtującymi klimat Azji są (wg Kaczorowskiej, 1986):

- 1) ogromne rozmiary kontynentu,
- 2) bardzo duże różnice wysokości (Himalaje),
- 3) prądy morskie.

Z meteorologicznego punktu widzenia, ważne jest również bezpośrednie połączenie Azji z Europą, z którą razem tworzy kontynent lądowy Eurazji, oraz bliskie sąsiedztwo, również dużego, kontynentu afrykańskiego.

Potężne łańcuchy górskie Pamir, Hindukusz, Himalaje, rozciągające się równoleżnikowo, stanowią zaporę dla ciepłych mas powietrza zwrotnikowego morskiego PZm. Wzmaga to jeszcze kontynentalizm klimatu części północnej. W strefie przybrzeżnej na

kształtowanie temperatury wpływają ciepły prąd Kuro-siwo i chłodny Oja-siwo, które zwiększają jeszcze kontrast termiczny pomiędzy północą i południem.

Wielka rozciągłość południkowa Azji od równika aż po basen arktyczny sprawia, że występuje tu ogromna różnorodność warunków termicznych: od gorących obszarów na pustyni Thar do bieguna zimna na Syberii.

W przeważającej części Azji panuje klimat kontynentalny, spotęgowany układem gór i dolin. Same łańcuchy górskie wytwarzają także charakterystyczną kontrastowość – zbocza nawietrzne są wilgotne, a zbocza zawietrzne suche.

Na olbrzymim kontynencie Azji występują wszystkie strefy klimatyczne, z 16 wyróżnionych w klasyfikacji Okołowicza typami klimatów.

Skrajna północ Azji należy do strefy **klimatów okołobiegunowych** typu subpolarnego, a nawet polarnego. Ścierają się tu, na froncie arktycznym, masy powietrza arktycznego PA z masami powietrza polarnego PP. Na północy panują długie i surowe zimy, o temperaturach poniżej -35°C . Lata są krótkie i chłodne o temperaturze średniej poniżej 10°C . Zachmurzenie jest duże, duża jest też wilgotność względna, opady roczne małe, mniejsze od 250 mm. Wieją silne wiatry, typu monsunowego. Na całym obszarze panuje wieczna zmarzlina, roślinnością naturalną jest tundra.

Obszar strefy umiarkowanej odznacza się klimatem kontynentalnym mniej lub bardziej suchym, zarówno w grupie klimatów chłodnych, jak i ciepłych. Jest to obszar źródłowy mas powietrza PPK.

Obszar Jakucji cechuje się skrajnym kontynentalizmem – obserwuje się tu najwyższe amplitudy roczne temperatury – $A_r > 60^{\circ}\text{C}!$, oraz najniższe na półkuli północnej temperatury powietrza. Średnie temperatury stycznia w Wierchojańsku spadają nawet do -50°C . Lata są ciepłe, o średnich temperaturach 18 do 19°C . Roczne sumy opadów są niskie, poniżej 250 mm, z przewagą opadów letnich. Na znacznych obszarach występuje wieczna zmarzlina. Roślinność naturalna, to tajga, która w częściach chłodniejszych i wyżej położonych przechodzi w tundrę.

Syberia Zachodnia, na skutek występującej tu działalności cyklonalnej ma pogodę bardziej zmienną, a zimy mniej ostre niż Syberia Wschodnia, lata natomiast chłodniejsze dzięki adwekcji PA. Wieczna zmarzlina, rozmarzająca latem na powierzchni terenu, sprawia, że znaczne tereny są zabagnione. Wiatry są bardzo częste i silne, zimą połączone z zawiejami śnieżnymi (buran). Roślinność naturalna – od tundry na północy do tajgi na południu.

W centralnej części strefy umiarkowanej panuje klimat wybitnie kontynentalny z temperaturami stycznia t_{sr} od -20°C (Ułan Bator) do -5°C na południu, a lata t_{sr} od 20°C do 25°C . Opady małe – od 500 do 100 mm. Roślinność naturalna od lasów poprzez stepy do pustyń. Pustynie tej strefy: Gobi, Takla-Makau, Kyzyl-Kum, Kara-Kum są pustyniami chłodnymi, wewnątrz lądowymi.

Charakterystyczna jest dla Azji środkowej możliwość uprawy zbóż nawet do wysokości 3000 m npm, a winorośli do 1900 m npm, dzięki silnej insolacji i małemu zachmurzeniu, przy zastosowaniu sztucznych nawodnień.

W szerokościach umiarkowanych i zwrotnikowych Azji znaczne obszary zajmują góry i wyżyny. Na obszarach o wysokości powyżej 4000 m npm temperatury średnie miesiące letnich są ujemne, chociaż w dzień, dzięki silnemu nasłonecznieniu, występują wartości dodatnie rzędu kilkunastu stopni. Zimy są bardzo surowe. Cały rok wieją gwałtowne, bar-

dzo silne wiatry, przeważnie zachodnie, zgodne z ogólnym kierunkiem prądów w średniej troposferze w tych szerokościach geograficznych.

Na wschodnich wybrzeżach Azji, w zależności od szerokości geograficznej, panują odmienne warunki klimatyczne. Na dalekiej północy, u wybrzeży Morza Beringa, mimo wysokich szerokości geograficznych, zimy w porównaniu do Jakucji są łagodne – temperatura średnia zimowych miesięcy to około -15°C , pochmurne z częstą mgłą i małymi opadami. Zaznacza się tu wpływ niżu aleuckiego oraz adwekcji powietrza oceanicznego. Lata są chłodne (średnie temperatury $+10^{\circ}\text{C}$), również pochmurne i mgliste. Roczne opady wynoszą od 250 mm na północy do 1000 mm na południu Kamczatki. Dalej, na południe od Sachalinu, klimat wybrzeży i wysp ma charakter wybitnie monsunowy. W zimie występuje adwekcja chłodnych mas powietrza PPK z Wyżu Syberyjskiego, toteż panuje pogoda słoneczna i mroźna (od -15°C na północy do -5°C w Pekinie) z silnymi wiatrami N i NW. Lata, o temperaturze średniej 15 do 25°C są wilgotne i pochmurne z obfitymi opadami i przewadze wiatrów S i SE. Roczne opady wahają się od 500 mm do 2000 mm.

W Japonii również panuje klimat monsunowy, lecz ze względu na jej rozciągłość południkową i ukształtowanie terenu mocno zróżnicowany. Duży wpływ mają też tutaj prądy morskie: ciepły Kuro-siwo, omywający zarówno zachodnie, jak i wschodnie wybrzeża wysp południowych, oraz zimny Oja-siwo, płynący wzdłuż północno-zachodnich wybrzeży.

W okresie panowania monsunu zimowego wiatry lądowe NW nabierają wilgoci nad Morzem Japońskim i sprawiają, że na zachodnim wybrzeżu ustala się pogoda pochmurna, z dużymi opadami. W tym czasie wschodnie wybrzeże pozostające w cieniu gór jest suchsze i cieplejsze od zachodniego.

Latem wieje monsun letni o przeważającym kierunku SE, który przynosi na wschodnie wybrzeża pogodę pochmurną i deszczową. Wybrzeża zachodnie, będące teraz w cieniu opadowym, mają pogodę bardziej słoneczną i suchszą.

Opady roczne są wysokie od 1000 mm na północy Japonii do powyżej 2000 mm na południu. Na przełomie lata i jesieni nawiedzają Japonię groźne cyklony tropikalne nazywane tu tajfunami.

W południowej części masywu lądowego kontynentu azjatyckiego panuje klimat podzwrotnikowy kontynentalny, wybitnie suchy. Na zachodnim skraju kontynentu przechodzi w bardziej wilgotny odmiany śródziemnomorskiej, a na wschodnim w wilgotny odmiany monsunowej.

Wybitnie kontynentalne cechy, chłodne zimy i gorące lata, wykazuje klimat Wyżyny Irańskiej. Naturalną roślinność stanowią tu lasy podzwrotnikowe, zarośla krzewiaste, stepy, półpustynie i pustynie. W Azji południowej spotykamy wszystkie typy klimatów zwrotnikowych – od skrajnie suchego pustynnego do wybitnie wilgotnego.

Półwysep Arabski, który ma klimat gorący, pustynny jest obszarem źródłowym mas PZk.

Południowe Półwyspy Azji – Indyjski i Indochiński mają klimat monsunowy, gorący. Rok dzieli się tu na trzy okresy: chłodny i suchy – od października do marca, gorący i mokry od marca do czerwca (lato) oraz deszczowy od czerwca do października.

Średnie temperatury miesięcy zimowych na terenach nizinnych wahają się od 15 do 25°C , choć sporadycznie mogą spadać poniżej 0°C . Wczesne lato (maj – czerwiec) jest suche i bardzo gorące – $t_{\text{sr}} = 28\div 33^{\circ}\text{C}$, w górach temperatury są odpowiednio niższe. Latem występują też burze pyłowe.

Przejście monsunu zimowego na letni następuje gwałtownie, spada temperatura, wzrasta wilgotność i zachmurzenie zwiastujące porę deszczową. Opady zmieniają się w bardzo szerokich granicach od rekordowych wartości w Czerrapundzi – około 12 000 mm do około 100 mm na pustyni Tkar. Półwysep i Archipelag Malajski objęte są już strefą klimatów równikowych gorących, stale wilgotnych, z okresami suchszymi. W zależności od wilgotności roślinność zmienia się od lasów równikowych do stepów. W rejonie tym występują również groźne cyklony tropikalne – tajfuny.

15.7. Klimaty Afryki

Główny wpływ na kształtowanie się klimatów Afryki mają (wg Kaczorowskiej, 1986):

- 1) duże rozmiary kontynentu afrykańskiego,
- 2) prawie symetryczne położenie kontynentu względem równika,
- 3) prawie dwukrotnie większa szerokość kontynentu na półkuli północnej niż na południowej,
- 4) wyżynność kontynentu,
- 5) bliskość wielkiego masywu Azji,
- 6) prądy morskie.

Przez kontynent afrykański przechodzi równikowa strefa niskich ciśnień oraz strefy wyżów podzwrotnikowych. Kształtują one cyrkulację atmosfery nad kontynentem.

Afryka znajduje się pod wpływem powietrza zwrotnikowego PZ, tworzącego się w ośrodkach niżowych i transportowanego przez pasaty obu półkul. Nad wnętrzem kontynentu masy te są bardzo suche i gorące – PZk, natomiast podczas wędrówki nad lasami równikowymi nabierają parę wodną i przekształcają się w gorące i wilgotne powietrze równikowe (PR). Wyżynne ukształtowanie terenu sprawia, że wnętrze kontynentu jest odizolowane od wpływów oceanicznych. Wybrzeża wschodnie obmywane są przez gałęzie ciepłego Prądu Indyjskiego Południoworównikowego, a zachodnie – przez chłodny Prąd Kanaryjski. Ten chłodny prąd powoduje w okolicy zwrotnika Raka obniżenie temperatury wody i powietrza, wzrost wilgotności, częste mgły, przy jednoczesnej znacznej redukcji opadów prawie do 0 mm. Na półkuli południowej podobne, lecz silniejsze działanie ma chłodny Prąd Benguelski. Różnica temperatur pomiędzy chłodnym wybrzeżem zachodnim a ciepłym wschodnim, na szerokości zwrotnika Koziorożca dla powietrza wynosi około 6 do 8°C, a powierzchniowych warstw wody do 10°C. Kontrast opadowy jest również wyraźny – na zachodzie sumy roczne są rzędu 25 mm, a na wschodzie ponad 1200 mm. Między oba prądy chłodne wciska się ciepły Prąd Równikowy, zwany Gwinejskim, który powoduje bardzo gorącą i parną pogodę od ujścia rzeki Gambii aż po równik.

Z położenia Afryki w strefie równikowej wynikają bardzo wysokie temperatury powietrza na całym kontynencie, z wyjątkiem krańców północnych i południowych. Średnie temperatury roczne nie spadają poniżej 20°C. W styczniu wahają się od 10°C na północy, do około 30°C na zwrotniku Koziorożca, a w lipcu od 11°C na południu, do 35÷38°C na zwrotniku Raka. Średnie roczne amplitudy temperatury powietrza wzrastają od 2÷4°C w strefie równikowej, poprzez 6÷10°C na wybrzeżach do 20÷25°C w pobliżu zwrotników. Absolutne maksima temperatury osiągają wartości od powyżej 30°C do rekordowych wartości ponad 50°C na pustyniach: Saharze, Libii, Egiptu. Liczba dni z temperaturą powyżej 40°C przekracza na pustyniach 50 dni, osiągając nawet ponad 100. Również w opa-

dach występują ogromne kontrasty. Średnie sumy miesięczne wahają się od 0 mm na pustyniach do 1500 mm w Kamerunie, a roczne od 25 mm do 9500 mm. Charakterystyczne jest to, że obszary pustynne graniczą z wilgotnymi lasami równikowymi, rozdziela je tylko wąski pas sawann. Gradient poziomy opadu jest tu bardzo duży. Obszary wilgotne zajmują w Afryce około 10% powierzchni kontynentu, sawanny około 36%, a pustynie i półpustynie 49%.

Rozciągłość południkowa Afryki w pobliżu równika sprawia, że występują tu różne strefy klimatyczne: równikowa, zwrotnikowa i podzwrotnikowa.

Afryka równikowa charakteryzuje się wysokimi temperaturami średnimi rocznymi $25\pm 28^{\circ}\text{C}$ i bardzo małą amplitudą średnią roczną rzędu 20°C . Amplitudy dobowe są rzędu kilku do kilkunastu stopni. Bardzo dokuczliwa jest parność powietrza na skutek stale dużej wilgotności. Sumy opadów są wysokie od 800–2000 mm. Wyróżnia się dwie pory deszczowe i dwie mniej deszczowe. Przyczyną opadów są prądy wstępujące na linii zbieżności pasatów. Ich maksima przypadają na zenitalne położenie Słońca – dwukrotnie po równonocy – 21.03 i 23.09. Na zwrotnikach występuje tylko jedno maksimum, po letnim górowaniu Słońca (22.06 – na półkuli północnej i 22.12 – na półkuli południowej). Są to przede wszystkim gwałtowne opady burzowe, występujące w godzinach popołudniowych.

Najwilgotniejszymi krajami Afryki są znajdujące się pod wpływem Prądu Gwinejskiego Sierra Leone, Liberia, Kamerun – wilgotność względna jest rzędu ponad 80%, a opady wynoszą od 2000 do 3000 mm. Roślinność naturalna jest bardzo bujna, wiecznie zielone lasy, w strefie suchszej lasy tracące liście w okresach bezdeszczowych.

W strefie równikowej, w miarę wzrostu szerokości geograficznej, wyraźnie zwiększają się amplitudy dobowe i roczne, zmienia się charakter rocznego przebiegu temperatury, opadów i zachmurzenia. Występują tylko dwie pory: sucha i deszczowa. Na półkuli północnej najwyższe temperatury występują na przełomie pory suchej i deszczowej: kwiecień–maj oraz wrzesień–październik. Najmniejsze zachmurzenie i opady są w środku pory suchej: listopad–luty.

Na terenach wilgotnych międzyzwrotnikowych półkuli południowej najwyższe temperatury występują przy pełnym zachmurzeniu i intensywnych deszczach monsunowych. Naturalną roślinnością w tej strefie jest sawanna.

Strefy klimatu zwrotnikowego są pod wpływem podzwrotnikowych wyżów dynamicznych. Osiadające masy powietrza są suche i gorące. Poziom kondensacji leży powyżej 5 km. Roczne sumy opadów są bardzo małe, około 50 mm. Na obu półkulach w tym pasie występują wielkie, wewnątrz kontynentalne pustynie: Sahara, Pustynia Libijska i Nubijska na północy oraz Kalahari na południu. Charakterystyczne też są pustynie przybrzeża: Sahara Zachodnia i Namib, będące pod wpływem zimnych Prądów morskich: Kanaryjskiego i Benguelskiego. Cechuje je wysoka wilgotność powietrza, mgły, lecz prawie zupełny brak opadów. Na południu strefy zwrotnikowej występuje też na wybrzeżu wschodnim typ odmiany monsunowej. W ciągu dnia, na skutek silnego nagrzania gruntu i powstania lokalnych prądów wstępujących, tworzą się burze pyłowe, mające swoje lokalne nazwy. Na Saharze w okresie zimy często wieje wiatr nazywany **harmattan**, który jest wzmocnionym pasatem NE.

Wybrzeża Morza Czerwonego są upalne przez cały rok.

Do strefy klimatów podzwrotnikowych na półkuli północnej należą północno-zachodnie wybrzeża Afryki: Maroko, Algieria i Tunezja. Występuje tu klimat śródziemnomorski, o suchym, pogodnym i gorącym lecie ($t_{sr} > 25^{\circ}\text{C}$) oraz o wilgotnej i łagodnej zimie

$t_{sr} \sim 10^{\circ}\text{C}$). Opady powodują niżę frontu polarnego. Podobny typ klimatu występuje w skrajnej części Afryki Południowej.

15.8. Klimaty Ameryki Północnej

Klimaty tego kontynentu są kształtowane przez (wg Kaczorowskiej, 1986):

- 1) ogromny i zwarty maszyn lądowy stosunkowo mało rozczłonowany,
- 2) położenie w czterech strefach klimatycznych: polarnej, umiarkowanej, podzwrotnikowej i zwrotnikowej,
- 3) południkowy układ wielkich łańcuchów górskich,
- 4) prądy morskie.

Zimą, nad wychłodzonym kontynentem nad północno-zachodnią Kanadą tworzy się rozległy sezonowy wyż, z centrum którego spływają z kierunku NW i W suche i chłodne masy powietrza PPK nad środkową i wschodnią część Ameryki Północnej. Latem, wskutek ogrzania, tworzy się nad Wielką Kotliną płytki termiczny Niż Kalifornijski, który ściąga wilgotne powietrze PZm znad Zatoki Meksykańskiej i Atlantyku, powodując przeważające wiatry SE na południu kontynentu.

W północnej części kontynentu latem dominują wiatry S i SW, włączone w cyrkulację antycyklonalną Wyżu Azorskiego. Wpływ szerokości geograficznej jest silnie zmodyfikowany przez wielocłonowe pasma Kordylierów rozciągnięte wzdłuż zachodniego wybrzeża kontynentu, które stanowią, w strefie umiarkowanej, naturalną zaporę przeciwdziałającą penetracji wilgotnych mas powietrza PPM znad Pacyfiku do wnętrza kontynentu.

Rozległe niziny w środku kontynentu ułatwiają z kolei adwekcję zimnych mas powietrza arktycznego (PA) na południe oraz ciepłych powietrza zwrotnikowego PZ na północ. Charakterystyczne są tu częste i gwałtowne „fale chłodu” sięgające do Florydy oraz nagłe ocieplenia zimą lub „fale upałów” w wysokich szerokościach geograficznych. Spotkanie tak kontrastowych mas powietrza: suchych i zimnych PPK z wilgotnymi i bardzo ciepłymi PZm na odcinku frontu polarnego prowadzi do powstawania małoskalowych wirów cyklonalnych, trąb powietrznych, nazywanych tu **tornado** (patrz rozdz. 9.8). Szczególnie często tornada występują w widłach rzek Missisipi i Missouri (północne wybrzeże Zatoki Meksykańskiej).

Ciepły Prąd Zatokowy (Golfsztrom) opływa południowe i wschodnie wybrzeża Ameryki Północnej aż do 40°N . Zimą jego wpływ na temperaturę osłabiają wiatry wiejące znad lądu, natomiast latem wiatry oceaniczne przynoszą na ląd masy ciepłego i bardzo wilgotnego powietrza, powodującego bardzo uciążliwą, gorącą i parną pogodę.

Zimny Prąd Labradorczy powoduje z kolei bardzo chłodne, pochmurne i mgliste lata w rejonie Zatoki św. Wawrzyńca, przenosi też często bardzo niebezpieczne dla żeglugi góry lodowe w okolice Nowej Funlandii.

Zachodnie wybrzeża kontynentu opływa ciepły Prąd Północnopacyficzny. Rozgałęzia się on w pobliżu wybrzeży Ameryki na odnogę północną – Prąd Alaski, transportujący ciepłe wody na północ, i południową – Prąd Kalifornijski, który prowadzi trochę chłodniejsze wody na południe.

Wszystkie te czynniki w połączeniu z dużą rozciągłością równoleżnikową i południkową powodują znaczne zróżnicowanie warunków termicznych i opadowych.

Zimą na Alasce i równinach kanadyjskich temperatury średnie spadają poniżej -30°C , podczas gdy na południu – w strefie szerokości 30°N , temperatury utrzymują się średnio na poziomie 10°C .

Latem, najwyższe temperatury występują na Wyżynie Kolorado – z maksimum w Dolinie Śmierci ($+57^{\circ}\text{C}!$), najniższe natomiast na Labradorze i w północnej Alasce ok. 10°C . Charakterystyczne dla środkowej części kontynentu są duże średnie roczne amplitudy temperatury powietrza – do 45°C , które są pogłębionymi cechami kontynentalizmu, wynikającymi ze współdziałania dużej rozległości lądu i południkowego układu pasma Kordylierów.

Małe amplitudy obserwuje się natomiast wzdłuż pacyficznych wybrzeży Kalifornii, gdzie panuje klimat wybitnie morski.

Najwyższe sumy roczne opadów (powyżej 2000 mm) występują na zachodnim wybrzeżu, na szerokościach powyżej 40°N . Powoduje to cyrkulacja zachodnia oraz ukształtowanie terenu; są to stoki dowietrzne Kordylierów. Wysokie opady roczne ($1000\div 2000$ mm) występują także na obszarach południowo-wschodnich kontynentu. Są one wynikiem obfitych opadów monsunowych spowodowanych napływem wilgotnego powietrza znad Atlantyku, w kierunku Nizu Kalifornijskiego.

Niższe opady występują we wschodniej części kontynentu: $500\div 1000$ mm rocznie, a najmniejsze w części środkowej $250\div 500$ mm, znajdującej się w cieniu Gór Skalistych. W osłoniętych kotlinach górskich opady są bardzo małe, nawet poniżej 100 mm. Opady śniegu występują na całym obszarze na północy, powyżej równoleżnika 34°N .

W Ameryce Północnej ze względu na jej rozległość, występują wszystkie strefy klimatyczne ze wszystkimi typami wyróżnionymi w klasyfikacji Okołowicza. W strefie klimatów okołobiegunowych leżą Alaska, północno-zachodnia część Kanady, Archipelag Kanadyjski, Labrador, Grenlandia. W strefie klimatów umiarkowanych we wnętrzu środkowej części kontynentu dominuje klimat kontynentalny, który w Nowej Funlandii oraz na wybrzeżu Pacyfiku przechodzi w klimat morski.

Podobnie jest w strefie klimatów podzwrotnikowych, gdzie głównie występują klimaty kontynentalne, jedynie na obu wybrzeżach przechodzące w morskie.

W strefie klimatów okołobiegunowych zimą napływa powietrze arktyczne (PA), latem polarne (PP). Zimy są tu długie i surowe – temperatury średnie są mniejsze od -25°C , lata są dość ciepłe (10°C do 12°C), czasem nawet z przymrozkami. Zachmurzenie jest duże, częste słabe opady (około 250 mm rocznie). Roślinność naturalna to tundra.

W strefie umiarkowanej klimat staje się coraz łagodniejszy wraz z przemieszczaniem się na południe. Temperatury zimy wzrastają do -2°C , a latem do $+22^{\circ}\text{C}$. Roślinność zależy od temperatury oraz od wilgotności: przechodzi więc od lasów mieszanych, przez liściaste do stepów (prerii), a nawet pustyni. W południowej części wyróżniają się dwa regiony: jeden między Oceanem Atlantyckim i Missisipi o klimacie umiarkowanym i kontynentalnym, dość ciepłym i wilgotnym (opady $500\div 1000$ mm rocznie) z przewagą deszczów letnich, oraz drugi – wybitnie kontynentalny, na zachód od Missisipi do Gór Skalistych. Cechuje się ostrzejszymi zimami i gorętszymi latami oraz niskimi opadami: $250\div 500$ mm rocznie, występującymi głównie na przełomie wiosny i lata.

Strefa klimatów podzwrotnikowych rozciąga się na wschód od Gór Skalistych. Zimą docierają tu masy PP, a latem PZ. Zimy są łagodne, temperatury są od 5°C do 10°C , lata gorące, o temperaturach powyżej 25°C . Duże zróżnicowanie dotyczy opadów, a mianowicie część zachodnia jest bardzo sucha, z opadami około 250 mm rocznie, natomiast część

wschodnia jest wilgotna, z opadami powyżej 1000 mm rocznie. Deszcze występują przeważnie latem, jako ulewy towarzyszące częstym burzom.

Roślinność naturalna jest bardzo zróżnicowana, od podzwrotnikowych lasów wiecznie zielonych na nizinach, iglastych w górach, do stepów i pustyń.

W strefie klimatów zwrotnikowych znajdują się Floryda, północne i wschodnie wybrzeża Zatoki Meksykańskiej oraz północny Meksyk. Jest to obszar pod wpływem ciągle wiejącego pasatu NE. Przynosi on znad Atlantyku gorące i wilgotne masy powietrza PZm.

W Meksyku wpływ ten modyfikuje górski charakter rzeźby terenu. Występują tu bardzo duże kontrasty na małych odległościach. Na stronie nawietrznej występują duże opady, natomiast na zawietrznej bardzo małe.

Na południe od Stanów Zjednoczonych, Meksyku i Ameryki Środkowej występują bardzo groźne zjawiska – cyklony zwrotnikowe (rozdz. 9.7), które noszą tu nazwę huraganów. Pojawiają się najczęściej na przełomie lata i jesieni, nadchodząc z podrównikowych szerokości Oceanu Atlantyckiego.

Duże zróżnicowanie klimatyczne występuje również wzdłuż Kordylierów, co głównie wynika z ich ogromnej rozciągłości. W strefie umiarkowanej, dowiejtrznymi i wilgotnymi (powyżej 2000 mm opadu) są ich stoki zachodnie, natomiast w strefach szerokości podzwrotnikowych i zwrotnikowych – stoki wschodnie. Występuje tu wiatr fenowy – chinook, który jeszcze potęguje suchość obszarów wschodnich strefy umiarkowanej.

Strefa klimatów równikowych obejmuje południowy Meksyk, Amerykę Środkową i Antyle. Wschodnia część regionu jest pod wpływem pasatów z kierunku NE i E. Wilgotne masy PZm znad Atlantyku przynoszą opady latem obfite, zaś zimą słabe.

Na stronie zachodniej latem występują monsunowe wiatry SW, przynoszące znad Pacyfiku wilgotne powietrze PR, powodujące pogodę deszczową (wyrażna pora deszczowa) wraz z burzami. Opady są mocno zróżnicowane, od 600 do 3000 mm. Szczególnie wysokie są na dowiejtrznych stronach gór – wschodnie i północne stoki gór Meksyku, Gwatemali, Hondurasu, Nikaragui, Kostaryki, gdzie roczne opady sięgają nawet 6000 mm.

Temperatury powietrza są bardzo wysokie, średnie miesięczne w ciągu całego roku są wyższe od 25°C, amplituda roczna jest bardzo mała, poniżej 2°C. Ze wzrostem wysokości temperatury maleją. Na wysokości około 2300 m n.p.m. średnia temperatura roczna wynosi 15°C, najcieplejszego miesiąca +17°C, a najchłodniejszego +11°C. Roślinność naturalna jest bardzo urozmaicona, od wiecznie zielonych wilgotnych lasów zwrotnikowych, do tracących liście w porze suchej lasów na zachodzie, do górskich lasów iglastych oraz stepów i pustyń.

Odrębnym klimatem, ze względu na barierę Kordylierów, wyróżniają się wybrzeża Pacyfiku. Zimy na tych wybrzeżach w północnej części, od Alaski do Kalifornii, dzięki działalności cyklonalnej ośrodka niżowego nad Aleutami, są stosunkowo łagodne, pochmurne i deszczowe z bardzo silnymi wiatrami (temperatura od -10°C do +5°C). Lata są chłodne (10°C do 15°C), mgliste i mniej deszczowe. Roczne opady wynoszą od 2500 mm na północy do 1000 mm na 40°N – pada przez około 250 dni w roku.

Część południowa, obejmująca wybrzeża Kalifornii ma klimat zbliżony do śródziemnomorskiego. Lato jest suche i stosunkowo chłodne (wpływ Prądu Kalifornijskiego), a zima łagodna. Opady półrocza zimowego są prawie pięciokrotnie wyższe od opadów półrocza letniego. Temperatury średnie miesięczne najniższe wynoszą około 10°C, a najwyższe przekraczają 20°C.

15.9. Klimaty Ameryki Południowej

Klimaty te kształtują się pod wpływem (wg Kaczorowskiej, 1986):

- 1) położenia przeważającej części kontynentu w strefie międzyzwrotnikowej,
- 2) ogromnego łańcucha Andów ciągnących się wzdłuż zachodnich wybrzeży oraz nizin od wschodu,
- 3) prądów morskich.

Położenie geograficzne Ameryki Południowej sprawia, że przeważająca jej część znajduje się pod wpływem gorącego i bardzo wilgotnego powietrza zwrotnikowego (PZm). Napływa ono do podnóży Andów przez pasaty obu półkul z atlantyckich wyżów podzwrotnikowych. W styczniu dominuje pasat NE, natomiast w lipcu SE.

Masy powietrza PZm, przemieszczając się nad wilgotnymi lasami równikowymi, ulegają transformacji na powietrze równikowe (PR). Jedynie nad południowym skrawkiem kontynentu, położonym w strefie umiarkowanej, panują masy powietrza polarnego (PP). Powietrze to, niesione przez wiatry zachodnie na wybrzeża Pacyfiku ma charakter Ppm. Przepływając jednak nad górami pozbywa się wilgoci i nabiera cech kontynentalnych (PPk).

U wybrzeży Chile i Peru, zimny Prąd Peruwiański powoduje lokalne obniżenie temperatury, pogodę pochmurną i mglistą, ale bezopadową. Wschodnie wybrzeża są natomiast pod wpływem odnogę Prądu Południoworównikowego. Prąd ten rozgałęzia się na odnogę zimną północną – Prąd Gujański i ciepłą południową – Prąd Brazylijski.

Wpływ prądów uwidacznia się w temperaturach. Latem wybrzeża Pacyfiku są o 4°C do 7°C chłodniejsze niż wybrzeża Atlantyku na tej samej szerokości. W strefie międzyzwrotnikowej, temperatury średnie wszystkich miesięcy aż po równoleżnik 40°S są wyższe od 20°C, osiągając latem około 30°C na zwrotniku Koziorożca. Obniżają się do 10°C na Ziemi Ognistej. Zimą temperatury obniżają się od 29°C na północy do 1°C na południowym skraju. Na skutek dużego zachmurzenia i obfitych opadów strefa zwrotnikowa Ameryki Południowej jest chłodniejsza niż leżące na tych samych szerokościach geograficznych obszary Afryki i Australii.

Regiony podzwrotnikowe są z kolei dużo cieplejsze zimą, a latem chłodniejsze niż odpowiadające im obszary Azji, czy Ameryki Północnej. Stosunkowo mała szerokość kontynentu sprawia, że wpływy oceaniczne, powodujące morskie cechy klimatu są widoczne również w głębi lądu.

Ameryka Południowa wykazuje stosunkowo małą różnorodność klimatyczną, cechuje ją natomiast wyjątkowa kontrastowość. Na przykład w strefie międzyzwrotnikowej gorący i wilgotny klimat równikowy graniczy prawie bezpośrednio z zimnym górskim klimatem szczytów przekraczających 6000 m n.p.m. Ciekawostką jest, że klimat górski w strefie równikowej zachowuje podstawową cechę tej strefy – bardzo małą amplitudę roczną temperatury poniżej 2°C.

Na zwrotniku Koziorożca przebieg temperatur na wybrzeżach wschodnich i zachodnich jest podobny, występują jednak duże różnice w wysokościach opadu, nawet 100-krotnie! Na przykład na wschodzie – Sao Paulo opad roczny wynosi 1400 mm, na zachodzie tylko 13 mm!

Przez kontynent Południowo Amerykański przebiega strefa zbieżności pasatów, która w ciągu roku zmienia swoje położenie. Powoduje to wysokie na ogół sumy opadów, które jednak są dość zróżnicowane przez urozmaicone ukształtowanie terenu. Obszar ten,

z wyjątkiem wybrzeży pacyficznych otrzymuje dużo wilgoci, od 1000 do 2000 mm opadu rocznie, do 3000 mm na stokach nawietrznych Wyżyn Gujańskiej i Brazylijskiej oraz na wschodnich stokach Andów. Wysokie opady w dorzeczu górnej Amazonki są wywołane stagnacją powietrza PR, które dodatkowo nabiera wilgoci dzięki transpiracji wilgotnych lasów równikowych. Deszcze padają przez cały rok z największym nasileniem w okresie maksymalnej wysokości Słońca. Są to deszcze zenitalne występujące w lipcu na półkuli północnej i w styczniu na południowej.

Strona zawietrzna gór i całe wybrzeże Pacyfiku w pasie od 3°S do 30°S są bardzo suche. Jest to wywołane efektem fenowym wiatru schodzącego z gór oraz wpływem zimnego Prądu Peruwiańskiego. W tym rejonie znajduje się pustynia Atacama, gdzie latami nie spada kropla deszczu mimo występującej tu dużej wilgotności powietrza oraz uciążliwych mgieł.

W południowej strefie umiarkowanej występuje przewaga wiatrów zachodnich. Wybrzeże Pacyfiku i nawietrzne stoki Andów otrzymują dużo opadów – rzędu 2000 mm w ciągu roku. W południowym Chile występują bujne lasy liściaste, wschodnie stoki gór i podnóża, po stronie zawietrznej są natomiast suche i porośnięte stepem (pampa). Ze względu na położenie i rozciągłość południkową, Ameryka Południowa przechodzi przez strefy klimatów od równikowych do okołobiegunowych, lecz bez wyodrębnionych wielu typów występujących w klasyfikacji Okołowicza.

Największy obszar kontynentu zajmuje strefa klimatów równikowych. Temperatury średnie wszystkich miesięcy mieszczą się w granicach od 20°C do 28÷30°C, przy małych amplitudach dobowych i rocznych.

Na wschodnich stokach Wyżyn Gujańskiej i Brazylijskiej oraz na nizinie dolnej i środkowej Amazonki występuje typ równikowy z całorocznymi opadami. Rosną tu wilgotne lasy równikowe. Na pozostałych obszarach tej strefy występuje typ klimatu podrównikowego o nieco mniejszych opadach. Występuje tu wyraźna letnia pora deszczowa oraz jeden lub dwa okresy suche. Typowa roślinność to sawanny oraz lasy tracące liście w porze suchej.

Południowa część Wyżyny Brazylijskiej, nizinna część dorzecza Paragwaju, fragment Andów oraz wybrzeża w granicach szerokości 3°S do 30°S to strefa klimatów zwrotnikowych. Na wybrzeżu Atlantyku występuje typ wilgotny, przechodzący w głąb lądu w coraz suchszy, aż do skrajnie suchego.

Dalej na południe do równoleżników 40°S na wschodzie i 35°S na zachodzie występuje strefa klimatów podzwrotnikowych. Typy klimatu zmieniają się od morskiego na wybrzeżu Atlantyku (1000 mm opadu) do skrajnie suchego na wschodzie – wschodnie stoki Andów (200 mm opadu rocznego). Częste są tu długotrwałe susze. Wraz ze zmniejszeniem się opadów, zmienia się też charakter roślinności. Wilgotne łąki na wschodzie poprzez stepy przechodzą do regionów prawie pustynnych na wschodnich stokach Andów.

Wybrzeże Pacyfiku charakteryzuje zima łagodna i wilgotna oraz suche i niezbyt gorące lato. Klimaty umiarkowane występują na stosunkowo małym obszarze strefy umiarkowanych szerokości geograficznych.

Po wschodniej stronie Andów występuje klimat typu kontynentalnego, a na wybrzeżu pacyficznym typu morskiego.

W Patagonii, będącej w strefie cyrkulacji zachodniej, grzbiet górski powoduje, że w jego cieniu panuje klimat kontynentalny. Lata są chłodne, pochmurne i słotne, a zimy dość zimne. Sumy roczne opadów są niskie, od 500 mm na północy do 125 mm na południu. Szczególnie

silne, sztormowe wiatry występują w rejonie Cieśniny Magellana. Związane są z działalnością cyklonalną w południowej strefie niskiego ciśnienia („ryczące czterdziestki”).

Andy, jak wszystkie potężne łańcuchy górskie, stanowią wyraźną barierę klimatyczną. Klimat Andów, uwarunkowany szerokością geograficzną, wysokością bezwzględną i rzeźbą terenu jest bardzo zróżnicowany. Szczególne znaczenie ma tu ekspozycja w stosunku do wiatrów deszczonośnych. Bardzo charakterystyczna jest zmienność asymetrii opadowej z szerokością geograficzną.

W strefie międzyzwrotnikowej dowietrzne dla pasatów i wilgotne są stoki wschodnie. Opady są tu rzędu 3000 mm rocznie i więcej, podczas gdy stoki zachodnie są prawie całkowicie pozbawione wody. W strefie pozazwrotnikowej jest odwrotnie – dowietrzne, obficie zraszane są stoki zachodnie (3000 mm rocznie), a wschodnie, patagońskie są suche i silnie nasłonecznione.

W południowych Andach występują bardzo głębokie doliny, o głębokościach przekraczających 1500 m. Stąd występują tu duże różnice między opadami na szczytach (750 mm) a opadami w dolinach (250 mm). Opady występują głównie w postaci ulew i są ponadto bardzo zróżnicowane z roku na rok. W dolinach, lato jest upalne, a zimy mroźne. Granica wiecznych śniegów jest zmienna, od 3500 m n.p.m. w wilgotnej strefie równikowej do 6000 m w suchej. Obniża się ze wzrostem szerokości geograficznej. Na Ziemi Ognistej schodzi do 1500 m n.p.m. Zachodnie stoki południowych Andów porastają bujne lasy liściaste. W Andach są dobrze widoczne piętrowe strefy klimatyczne (rys. 15.1).

15.10. Klimaty Australii

Klimaty Australii są kształtowane głównie przez (wg Kaczorowskiej, 1986):

- 1) prawie symetryczne położenie w stosunku do zwrotnika Koziorożca,
- 2) mało zróżnicowane ukształtowanie powierzchni,
- 3) prądy morskie.

Australia znajduje się w zasięgu podzwrotnikowego pasa wysokich ciśnień, który zimą przemieszcza się w kierunku niższych szerokości, a w ciągu lata, ku wyższym szerokościom geograficznym. W ciągu całego roku dominują masy powietrza zwrotnikowego PZ. Cyrkulacja wyżowa, antycyklonalna wywołuje prądy zstępujące, które powodują ogrzanie i wysuszenie powietrza, przeciwdziałając tworzeniu się chmur i opadów.

Zimą, w wyniku wychłodzenia podłoża, nad wnętrzem lądu tworzy się ośrodek wyżowy wzmagający działanie pasatu SE. Uniemożliwia to konwekcję i opady prawie nad całym kontynentem. Jedynie w Australii Południowej wieją wiatry zachodnie i dochodzą masy powietrza polarnomorskiego PPM. Występuje tu wówczas pora deszczowa związana z działalnością cyklonalną na froncie polarnym.

Latem, w związku z górowaniem Słońca, nad północną częścią kontynentu wytwarza się sezonowy niż termiczny. W tym okresie, nad północne brzegi, wraz z monsunowymi wiatrami NW dopływa gorące i wilgotne powietrze równikowe (PR), sprowadzające porę deszczową. Ciepły Prąd Południoworównikowy rozgałęzia się na Pacyfiku koło wysp Samoa i opływa dwiema odnogami północne i wschodnie wybrzeża Australii. Jego wpływ zaznacza się najsilniej na północy, gdzie w Cieśninie Torresa występują najwyższe obserwowane temperatury wody w warstwie powierzchniowej, średnio $26^{\circ}\pm 28^{\circ}\text{C}$.

U wybrzeży zachodnich płynie natomiast z południa chłodny Prąd Zachodnioaustralijski, powodujący nieznaczne ochłodzenie wody.

Australia jest gorętsza latem, a chłodniejsza zimą od innych lądów półkuli południowej. Latem temperatury średnie miesięczne kształtują się między 20°C a 30°C, a zimą pomiędzy 10°C a 20°C na prawie całym kontynencie. Na szerokościach zwrotnikowych obserwuje się też wysokie amplitudy roczne świadczące o dużym kontynentalizmie klimatu. Australia jest najsuchszym lądem naszego globu. Około 38% powierzchni kontynentu otrzymuje rocznie poniżej 250 mm opadu, a tylko 9% powyżej 1000 mm. Wnętrze kontynentu jest stale nadmiernie suche. Charakterystyczne są tu długotrwałe susze oraz zmienność opadu z roku na rok.

Podział na regiony klimatyczne Australii wynika przede wszystkim ze zróżnicowania opadów. Północna część Australii, Nowa Gwinea, Wyspy Salomona, Nowe Hybrydy, Fidzi i inne należą do strefy klimatów równikowych. Na wyspach dominuje typ równikowy stale wilgotny, na kontynencie – podrównikowy z zaznaczoną zimową porą suchą.

Największy obszar obejmują klimaty zwrotnikowe. Niewielki fragment wschodniego wybrzeża ma wilgotny klimat monsunowy, natomiast całe wnętrze lądu – klimat kontynentalny suchy, przechodzący w skrajnie suchy.

Na brzegach Wielkiej Zatoki Australijskiej w strefie klimatów podzwrotnikowych występują typy morski i kontynentalny z opadami skoncentrowanymi zimą. Nowa Zelandia należy do klimatów morskich – podzwrotnikowych (część północna) i umiarkowanych (część południowa wyspy).

Północna część Australii podlega wpływom monsunu zwrotnikowego. Latem, nad obszar ten, w związku z Nizem Północnoaustralijskim, napływają z wiatrami NW i N gorące i bardzo wilgotne masy PR, wywołując porę deszczową. Występują deszcze zenitalne monsunowe o charakterze ulew.

W zimie, dzięki wyżowi nad wnętrzem kontynentu, ku północy spływa suche powietrze PZk, co sprowadza porę suchą (opady zimą są rzędu 90 mm, a latem 1450 mm).

Północne wybrzeża otrzymują około 2000 mm opadu rocznie; ilość ta maleje w głąb kontynentu. Roczny bieg temperatur na północy jest bardzo wyrównany i latem wynosi 28÷30°, natomiast zimą około 25°C. W głębi lądu lata są gorętsze, a zimy chłodniejsze, kontynentalizm klimatu zaznacza się wyraźniej.

W ciągu lata, nad obszary północno-zachodnie nadciągają często cyklony tropikalne, nazywane tu willy-willy. Powodują one ogromne spustoszenie na wybrzeżach. Czasem pojawiają się również na wybrzeżach północno-wschodnich.

Wybrzeża wschodnie, łącznie ze wschodnimi stokami Gór Wododziałowych, przez cały rok są pod wpływem wilgotnego pasatu SE. Powoduje to stosunkowo wysokie opady, rzędu 1000÷1500 mm rocznie. W ciągu roku ich rozkład jest dość zróżnicowany, w części północnej do 30°S, większa część opadów występuje latem, na południu natomiast są równomiernie rozłożone w ciągu roku. Temperatury średnie wahają się latem od 20°C do 25°C, zimą na północy 15°C do 20°C, a na południu 10°C do 15°C.

W południowej części Australii okalającej Wielką Zatokę Australijską panuje oceaniczna odmiana klimatu śródziemnomorskiego – ciepłe i suche lato (ok. 20°C) i łagodna, wilgotna zima (8÷12°C).

Wnętrze Australii pozostaje pod wpływem suchego PZk, ma klimat wybitnie kontynentalny. Charakteryzują go wysokie amplitudy dobowe temperatury powietrza oraz sto-

sunkowo duże amplitudy roczne, duża suchość powietrza i bardzo niskie opady (100÷250 mm rocznie).

Szczególną cechą klimatu tego obszaru jest wielka kontrastowość pogód. Bywa, że po długim, kilkumiesięcznym okresie suszy i upałów do 40°C pojawiają się nagle burze z ulewami, które przynoszą opady prawie równe całorocznej sumie.

Wewnątrz kontynentu, nad obszarami pustynnymi wieją bardzo często silne, dokuczliwe wiatry, niosące ogromne masy piasku. Ich kierunek zależy od rozkładu ciśnień. Latem przeważają wiatry południowe, natomiast zimą – północne.

Roślinność wynika z rozkładu nasłonecznienia i opadów. Na północy i wschodzie występują lasy, zajmując 1/3 powierzchni kontynentu. Na północnych półwyspach są to lasy zwrotnikowe, które przechodzą ku południowi w gaje eukaliptusowe i akacjowe, a następnie w sawanny z kępami kolczastych krzewów. W głębi lądu występują pustynie i suche stepy.

15.11. Klimaty krain polarnych

Główną i wspólną cechą krain polarnych (Kaczorowska, 1986) jest występowanie dni i nocy polarnych, których czas trwania zwiększa się w miarę wzrostu szerokości geograficznej (tabl. 15.2).

Tablica 15.2

Czas trwania dnia polarnego dla wybranych szerokości półkuli północnej
(wg Kaczorowskiej, 1986)

Szerokość geograficzna	Czas trwania	Data początku i końca dnia polarnego
66,6°	1 dzień	22 VI
70°	2 miesiące	21 V – 24 VII
80°	ponad 4 miesiące	16 IV – 28 VIII
90°	pół roku	21 III – 23 IX

Na kole polarnym północnym dzień polarny występuje w dniu przesilenia letniego – 22 VI i trwa 1 dzień; podobnie noc polarna, w dniu przesilenia zimowego 22 XII, kiedy Słońce ukazuje się na horyzoncie tylko w chwili górowania.

Występowanie na przemian okresów dni i nocy polarnych decyduje o bilansie promieniowania Słońca. W wyniku promieniowania efektywnego, w sposób ciągły następuje utrata energii cieplnej. Wynikają stąd bardzo niskie temperatury śniegu i lodu oraz przylegającej warstwy powietrza.

Podczas lata polarnego Słońce dostarcza dużo energii promieniowania. Ze względu jednak na znaczne zachmurzenie, jest to głównie promieniowanie rozproszone. Wysokie albedo śniegu sprawia, że znaczna część tego promieniowania powraca do atmosfery. Wielokrotne odbicia promieniowania od chmur oraz od śniegu i lodu wzmagają natężenie światła tak, że blask staje się niebezpieczny dla oczu. Znaczne ilości ciepła są zużywane w procesach topnienia śniegu i lodu, co powoduje, że temperatury lata tylko nieznacznie przekraczają 0°C.

Nad terenami silnie wyniesionymi nad poziom morza, nad Grenlandią i nad Antarktydą utrzymują się stale układy wyżowe. Nad pozostałymi obszarami zimne powietrze arktyczne PA bywa wypierane przez nieco cieplejsze powietrze polarne (PP). Obie krainy polarne: Arktyka na północy i Antarktyda na południu są w większości skute lodem, chociaż różnią się udziałem powierzchni zajętych przez ląd i wodę.

Arktyka ma bardzo urozmaicony charakter podłoża, w związku z tym występuje tu znaczne zróżnicowanie klimatów. Na wybrzeżach i wyspach panuje klimat morski, a lądowy na arktycznych obszarach Azji i Kanady.

Klimat polarny morski panuje na południowych wybrzeżach Grenlandii, na Islandii i w europejskiej części Arktyki. Temperatury średnie miesięczne zimy wynoszą około -5°C , jednak bardzo uciążliwe są gwałtowne skoki temperatury, sięgające 40°C na dobę. Więcej też często gwałtowne wiatry, niebo jest silnie zachmurzone, wilgotność powietrza bardzo duża, częste, choć słabe opady śniegu. Lata są chłodne, temperatury średnie do 5°C , utrzymują się gęste niskie chmury, duża wilgotność powietrza i bardzo częste mgły. Opady wynoszą od 250 do 500 mm. Taka pogoda jest wynikiem silnej działalności cyklonalnej na froncie arktycznym.

Klimat polarny kontynentalny charakteryzuje się znacznie ostrzejszymi zimami. Temperatury średnie są poniżej -30°C . Zachmurzenie nieco mniejsze, więcej silne wiatry od lądu, powodując zamiecie.

Lata są z kolei cieplejsze, temperatury średnie przekraczają 10°C , maksymalnie 20°C . Opady są bardzo niskie, średnio około 100 mm rocznie i występują głównie jesienią.

Klimat lodowy dotyczy basenu Morza Arktycznego i jest zbliżony do klimatu lądowego polarnego, z jeszcze niższymi temperaturami. Zimą około -35°C , latem około 0°C .

Skrajnie polarny klimat występuje we wnętrzu Grenlandii, gdzie wysokości sięgają 3000 m n.p.m. Temperatury średnie wszystkich miesięcy są niższe od 0°C , zimą spadają poniżej -40°C .

Antarktyda stanowi natomiast zwarty masyw lądowy, wzniesiony łącznie z czaszą lodową średnio na wysokość 3000 m n.p.m. Prawie przez cały rok utrzymuje się nad nią ośrodek wysokiego ciśnienia, z którego powietrze antarktyczne PA spływa ku niższym szerokościom w postaci bardzo silnych wiatrów („biegun zimna i wietrzności”). Wyróżnia się tu klimaty wnętrza kontynentu, stoków lodowcowych i strefy przybrzeżnej. Wnętrze Antarktydy jest to lodowy klimat górski. Cechuje go pogoda bezchmurna i słabe wiatry. Temperatury są niezwykle niskie – średnie roczne od -50°C do -60°C . W miesiącu najchłodniejszym średnie temperatury wynoszą około -70°C , a w najcieplejszym około -30°C . Tu zanotowano najniższą temperaturę na Ziemi – na stacji Wostok, w sierpniu 1960 roku $-88,3^{\circ}\text{C}$. Wilgotność powietrza jest bardzo mała i występują niezwykle małe opady rzędu 30–50 mm rocznie.

Klimat stoków lodowcowych jest także klimatem wiecznego mrozu. Średnie temperatury wszystkich miesięcy są niższe od 0°C . Występują tu bardzo silne wiatry zboczowe – $v > 10 \text{ m/s}$, powodujące prawie nieustanne zamiecie. Średnie temperatury zależą od wysokości zbocza. Obniżają się od -20°C dla okolic przybrzeżnych do -50°C dla partii szczytowych. Temperatury miesięcy najcieplejszych wahają się odpowiednio od -10°C do -25°C , a najchłodniejszych od -30°C do -60°C .

Zachmurzenie jest na ogół małe, duże tylko w czasie nadejścia cyklonów – łącznie z opadami śniegu i zamieciami. Opady są również bardzo zróżnicowane. W górnych partiach niskie – ok. 100 mm, w dolnych partiach, osiągając 400 – 500 mm w części wschodniej do 600÷700 mm rocznie w części zachodniej.

W strefie przybrzeżnej klimat jest umiarkowanie wilgotny i mniej mroźny. Temperatury średnie roczne od -10°C do -20°C , miesiąc najchłodniejszy -18°C do -35°C , najcieplejszy ok. 0° , niższe wartości występują na wyższych szerokościach geograficznych.

Duże zróżnicowanie dotyczy wiatrów i opadów. Najsilniejsze wiatry panują w częściach wybrzeża podległych wiatrom zboczowym – od 20 m/s do 60 m/s, przy czym liczba dni z wiatrem przekracza 250 rocznie. Sumy opadów na wybrzeżu są wysokie – ok. 700 mm na rok. Obszary poza zasięgiem wiatrów zboczowych mają warunki łagodniejsze. Średnie prędkości wiatrów są tu rzędu 5÷7 m/s.

Dość specyficzne warunki panują w tzw. „oazach” antarktycznych. Są to wolne od lodu i śniegu obszary wybrzeża Antarktydy Wschodniej. Latem, temperatura gruntu dochodzi do 30°C , a powietrza do 10°C . Powietrze jest bardzo suche. Podczas dnia polarnego występuje lokalna cyrkulacja zboczowa, w postaci dziennych wiatrów dolinnych – z brzegów ku szczytom. Zima jest tu o około $2\div 3^{\circ}\text{C}$ cieplejsza niż w innych regionach.

Klimat Polski

16.1. Wprowadzenie

Polska leży w środku Europy. Klimat tej części świata kształtują:

- 1) położenie w strefie umiarkowanej półkuli północnej o przeważających wiatrach zachodnich i ożywionej działalności cyklonalnej,
- 2) otoczenie z trzech stron – od północy, południa i zachodu wodami mórz i oceanów, a od wschodu bezpośrednia łączność z wielką masą lądową Azji,
- 3) brak łańcuchów górskich o kierunku południkowym, przewaga pasm o ułożeniu równoleżnikowym,
- 4) ciepły Prąd Zatokowy (Golfstrom) zmieniający się w szerokości geograficznej Polski na Północnoatlantycki.

Dla Europy Środkowej, w której leży Polska, charakterystyczna jest przewaga wiatrów zachodnich. Łączy się ona z napływem mas powietrza polarno-morskiego PPM, mocno już przetransponowanych podczas przemieszczania się nad Europą Zachodnią. Nad nasz kraj docierają także masy powietrza polarnego kontynentalnego PPK – pochodzące z okresowo aktywnych ośrodków antycyklonalnych: zimowego Wyżu Wschodnioazjatyckiego, bądź słabszych wyżów z Europy Wschodniej. To ścieranie się wpływów oceanicznych z Europy Zachodniej z wpływami kontynentalnymi Europy Wschodniej powoduje specyficzną cechę klimatu – **przejściowość pomiędzy klimatem morskim a lądowym**.

Dalsze modyfikacje klimatu zachodzą pod wpływem czynników lokalnych, przede wszystkim ma tu znaczenie rzeźba terenu. Na terytorium Polski ukształtowanie powierzchni sprzyja monotonii termicznej i złagodnieniu zmian wynikających z różnic szerokości geograficznej na obszarze kraju. Ponadto ogrzanie i osuszenie mas powietrza, spadających przy wietrze fenowym – tzw. efekt fenowy, szczególnie daje się we znaki na Dolnym Śląsku w cieniu Sudetów, gdzie przeważają wiatry południowo-zachodnie (SW).

16.2. Czynniki cyrkulacyjne

Głównymi czynnikami kształtującymi pogodę i wpływającymi na procesy klimatotwórcze są silne i aktywne ośrodki baryczne wyże i niży, utrzymujące się przez dłuższe okresy. Najważniejsze z nich, wpływające na klimat Polski, to (rozdz. 7, rys. 7.2 i 7.3):

- 1) całoroczny Niż Islandzki o maksymalnej aktywności w okresie zimowym,
- 2) całoroczny Wyż Azorski rozbudowany szczególnie w okresie lata, sięgający niekiedy klinem nad Polskę,
- 3) zimowy Wyż Wschodnioazjatycki,
- 4) letni Niż Południowoazjatycki.

Wśród przemieszczających się układów barycznych wyraźnie dominują sytuacje cyklonalne i antycyklonalne. Przykładowo, według badań Okołowicza w okresie 1950+1954 przeciętnie przez 45% dni w Polsce panowały układy niżowe, dni z pogodą wyżową było przeciętnie 42% w roku, sytuacje tzw. bezgradientowe stanowiły pozostałe 13%.

16.2.1. Charakterystyka mas powietrza napływających nad Polskę

W strefie umiarkowanej, a więc i nad Polską, spotykają się trzy masy powietrza: powietrze polarne PP, powietrze arktyczne PA i powietrze zwrotnikowe PZ. Powietrze to, w zależności od tego, skąd napłynęło – znad oceanu, czy znad kontynentu będzie wilgotne (masy morskie *m*) lub suche (masy kontynentalne *k*). Masy te mogą też być ciepłe lub chłodne, w zależności od tego, czy są cieplejsze od podłoża, czy chłodniejsze. Wyróżnia się jeszcze masy świeże, które podczas krótkiej wędrówki nie utraciły swoich cech pierwotnych (źródłowych), oraz masy stare, które uległy transformacji podczas przemieszczania się.

Nad obszarem Polski dominują masy powietrza PPm, chociaż napływ mas PPk jest również znaczny. Powietrze polarnomorskie, razem świeże i stare, napływa nad Polskę ze średnią częstością około 65%. Maksimum częstości tego powietrza notuje się latem – w lipcu nawet przez około 80% dni. Kierunki napływu mas powietrza nad Polskę przedstawiono na rys. 16.1 (w styczniu) i rys. 16.2 (w lipcu), natomiast częstość występowania poszczególnych mas powietrza w różnych porach roku przedstawiono w tablicach 16.1 i 16.2.

Tablica 16.1

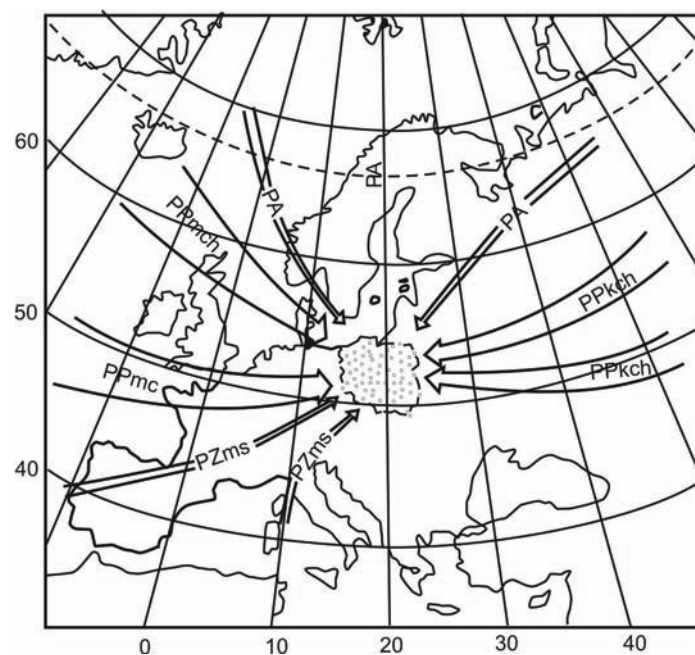
Średnia częstość zalegania różnych mas powietrza w rejonie Warszawy
za lata 1946–1956 w [%] (J. Bołaszewska, F. Reutt, 1962)

Masa	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
PZ	1,9	4,2	0,3	1,3	1,0	0,3	1,0	0,3	2,7	3,3	4,3	2,9	2,0
PPm	17,8	10,9	15,2	21,0	9,7	16,0	21,0	18,1	19,0	16,8	13,0	16,1	16,2
PPms	43,2	43,5	45,8	44,0	42,6	60,0	59,0	52,0	48,3	39,3	49,0	58,4	48,4
PPk	33,9	38,2	33,9	26,3	33,2	23,4	18,4	29,3	29,7	35,8	28,7	21,0	29,3
PA	3,2	3,2	4,8	7,4	13,5	0,3	0,6		0,3	4,8	5,0	1,6	3,7

Tablica 16.2

Średnia częstość występowania różnych mas powietrza w Polsce środkowej
w różnych porach roku, w latach 1946–1956 w [%], wg Bołaszewskiej, 1962

Masa	Zima	Wiosna	Lato	Jesień	Rok
	XII–II	III–V	VI–VIII	IX–XI	I–XII
PA	2,7	8,6	0,3	3,4	3,7
PPm	14,9	15,3	18,5	16,3	16,2
PPms	48,4	44,1	57,0	45,5	48,8
PPk	31,0	31,1	23,7	31,4	29,3
PZ	3,0	0,9	0,5	3,4	2,0
Razem	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0



Rys. 16.1. Główne kierunki napływu mas powietrza nad obszar Polski – styczeń
(Atlas geograficzny – Polska, 1967, Woś 1996)



Rys. 16.2. Główne kierunki napływu mas powietrza nad obszar Polski – lipiec
(Atlas geograficzny – Polska, 1967, Woś 1996)

Powietrze arktyczne PA pochodzi z lodowych obszarów Arktyki, znad Grenlandii i pobliskich akwenów morskich, Spitsbergenu i północnej Skandynawii. Przemieszczając się nad wyjątkowo nagrzanym północnym Atlantykiem ogrzewa się w dolnych warstwach i nawilża. Rozróżnia się jego odmianę morską PAm, znacznie różniącą się od suchego i bardzo zimnego powietrza arktycznego kontynentalnego PAK, napływającego znad północnej Syberii lub Nowej Ziemi.

Adwekcja PA wiosną – w maju nawet przez 13,5% dni, w kwietniu przez 7,4% dni, powoduje groźne dla roślinności spadki temperatury przy pogodzie bezchmurnej („zimni ogrodnicy”), a odmiana PAm, krótkotrwałe lecz często obfite opady śniegu. Łączny udział PA w ciągu roku wynosi średnio około 3,7%. Najczęściej dopływa do nas wiosną – 8,6% dni, najrzadziej latem – 0,3%. W sierpniu nie jest obserwowane.

Powietrze polarne (PP) napływa do nas z szerokości umiarkowanych. Obszary źródłowe powietrza morskiego (PPm) znajdują się w północnej części Oceanu Atlantyckiego, natomiast powietrza polarnego kontynentalnego PPK, w rejonach szerokości umiarkowanych Azji i Europy Wschodniej. Nad Polską najczęściej zalegają masy powietrza polarno-morskiego już przetransformowanego PPms około 48,8% czasu, które w czasie swej wędrówki nad Europą częściowo utraciło własności pierwotne, a przyjęło własności podłoża. Powietrze PPm świeże zalega tylko przez około 16% czasu.

Adwekcja masy PPm powietrza wilgotnego powoduje zimą duże zachmurzenie, mgły, opady śniegu i deszczu oraz ocieplenie, prowadzące często do odwilży. Latem, powietrze to przynosi pogodę chłodną, pochmurną z opadami, czasem o charakterze burzowym. Udział takich mas PPm, zarówno świeżych, jak i starych, wynosi średnio w roku około 65%. Najczęściej zdarzają się latem – aż 75% dni, w tym w lipcu nawet około 80% czasu, najrzadziej wiosną – około 60%, w tym w maju przez około 52% dni.

Masy powietrza polarnego kontynentalnego PPK, pochodzące z Azji i Europy Wschodniej, z rozbudowanych na obszarach umiarkowanych szerokości geograficznych rozległych układów antycyklonalnych (wyżów), zawierają mało wilgoci. Zatem towarzyszy im przede wszystkim pogoda słoneczna.

Zimą powodują okresy często bardzo mroźnej pogody przy bezchmurnym niebie lub niewielkim zachmurzeniu. Latem, adwekcja mas PPK sprzyja pogodzie gorącej, suchej, czasem lokalnie występują burze termiczne. Gdy masy te napływają z terenów stepowych, cechuje je wówczas duże zapylenie. Masy kontynentalne PPK napływają znacznie rzadziej niż powietrze morskie PPm. Powietrze PPK napływa średnio w ciągu roku przez około 30% czasu. Jego napływ jest dość równomiernie rozłożony w ciągu roku. Maksymalną częstość osiąga w lutym – około 38%, a minimum w lipcu 18,4%. Sezonowo, częściej występuje zimą, jesienią i wiosną, najrzadziej latem.

Stosunkowo duża częstość występowania mas powietrza kontynentalnego PPK w przejściowych porach roku jest spowodowana osłabieniem cyrkulacji atmosferycznej nad Oceanem Atlantyckim w wyniku okresowego zmniejszenia się różnic termicznych między oceanem i lądem.

Powietrze polarne PP, łącznie morskie i kontynentalne, kształtuje pogodę w Polsce przez ponad 95% czasu w ciągu roku. Latem nawet w 99%, najrzadziej wiosną 90%, ale też jest wyraźnie dominujące.

Powietrze zwrotnikowe PZ ma bardzo mały udział w kształtowaniu się pogody w Polsce. Średnio napływa do nas tylko przez około 2% czasu, najczęściej jesienią – około 3,4% i zimą 3,0%, najrzadziej latem 0,5% i wiosną 0,9%. Dopływające do nas masy powietrza

zwrotnikowego morskiego PZm pochodzą znan Oceanu Atlantyckiego z okolic wysp Azorskich, lub też znan Morza Śródziemnego. Masy te są więc bardzo ciepłe i wilgotne. Latem przynoszą pogodę parną, burzową, zimą gwałtowne ocieplenie, odwilże, mgły i mżawki.

Masy PZk – kontynentalne, mają swoje obszary źródłowe nad pustynnymi rejonami Afryki Północnej. Są bardzo gorące, suche i zapyłone. W czystej postaci do nas nie dochodzą. Latem dopływają do nas równie gorące i zapyłone masy znan Półwyspu Bałkańskiego lub znan południowo-wschodniej Europy o bardzo podobnej charakterystyce. Są wówczas często mylnie utożsamiane z masami PZk.

Napływ powietrza zwrotnikowego PZ nad Polskę przynosi zawsze gwałtowne ocieplenie zimą i okresy bardzo gorącej pogody latem.

16.2.2. Fronty atmosferyczne nad Polską

Z napływem różnych mas powietrza i występowaniem frontów atmosferycznych jest związana częsta zmienność pogody nad obszarem Polski. Fronty występują nad obszarem Polski średnio przez prawie 300 dni w roku! Charakterystyczne jest, że liczba dni z frontami jest znacznie większa w północno-wschodnich rejonach kraju, a mniejsza w części północno-zachodniej. Średnią liczbę dni z poszczególnymi rodzajami frontów w kolejnych miesiącach w ciągu roku, w latach 1948–1957, wg Parczewskiego przedstawiono w tablicy 16.3.

Tablica 16.3

Średnia liczba dni z poszczególnymi rodzajami frontów atmosferycznych nad Polską w latach 1948–1957 (W. Parczewski, 1962)

Front	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Ciepły	8,3	6,5	6,3	4,9	3,5	3,2	3,8	3,8	5,1	5,6	6,7	7,4	65,7
Chłodny	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
Okłuzji	10,4	7,3	6,7	7,7	9,7	7,9	11,5	8,3	6,5	4,7	6,8	6,0	93,5
Razem	29,3	21,3	23,1	23,2	23,5	22,5	24,8	20,9	22,8	20,9	25,8	25,5	285

Najczęściej nad Polską występują fronty chłodne – około 126 dni. Z ich przemieszczaniem związane są obfite, gwałtowne opady, w cieplej porze roku występujące razem z burzami. Fronty ciepłe przemieszczają się nad Polską znacznie rzadziej – występują przez około 66 dni w roku. Towarzyszy im często duże zachmurzenie, mgły, słabe opady deszczu lub mżawki, zimą drobnego śniegu, zwykle długotrwałe.

Fronty chłodne przemieszczają się szybciej od ciepłych, doganiają te ostatnie i formują się fronty okłuzji. Fronty zokludowane występują w ciągu około 94 dni w roku. Łączy się to z występowaniem pogody typowej zarówno dla frontu ciepłego, jak i chłodnego.

Najczęściej fronty wszystkich rodzajów występują w styczniu – przez prawie 30 dni, najrzadziej w październiku – 21 dni. Często, przez około 50 dni, nad Polską zalegają jednocześnie dwie powierzchnie frontowe, a w ciągu 10÷20 dni nawet trzy i więcej.

Półowa frontów meteorologicznych napływa z zachodu, jedna czwarta z północno-zachodu. Fronty chłodne napływają zwykle z sektora zachodnio-północno-zachodniego, natomiast ciepłe z kierunku od południowo-zachodniego do północno-zachodniego.

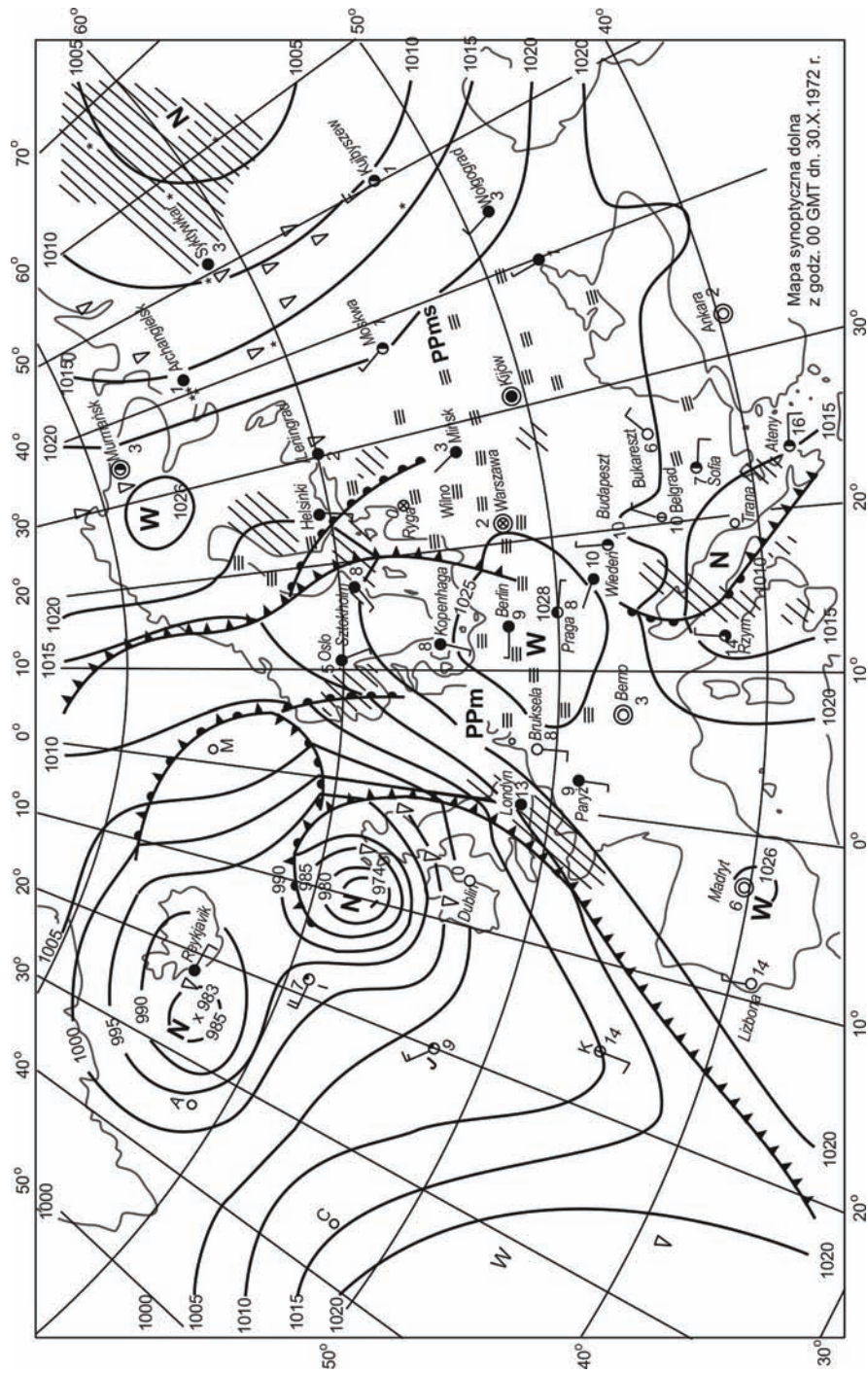
Przez około 70 dni w roku (średnio) nie obserwuje się występowania frontów nad Polską, najczęściej w marcu i październiku – około 10 do 16 dni. Jest to związane ze zmniejszeniem się w tym okresie aktywności cyklonalnej, spowodowanej małymi kontrastami termicznymi między obszarami morskimi i lądowymi o tej porze roku.

Przemieszczanie się różnych rodzajów frontów i okresów bezfrontowych nad obszarem Polski, ma zasadniczy wpływ na typy pogody występujące w określonych porach roku.

16.3. Typy pogody występujące w Polsce

Pogoda w Polsce jest bardzo zmienna, można jednak wydzielić charakterystyczne typy pogody powtarzające się w poszczególnych porach roku, towarzyszące określonym sytuacjom synoptycznym (wg Kaczorowska, 1986).

1. Mroźna zima występuje w Polsce, gdy nad Europą Wschodnią lub nad Azją utrzymuje się potężny wyż. Blokują on drogę układom niskiego ciśnienia z ciepłym powietrzem, panującym nad Oceanem Atlantyckim i Morzem Śródziemnym. Słabe wiatry południowo-wschodnie i wschodnie SSE do E sprowadzają nad Polskę zimne i suche powietrze. Mrozy panują w Polsce i całej Europie Wschodniej i Centralnej. W Polsce temperatury wahają się od -10°C do -25°C przy bezchmurnym niebie. Na zachodzie i południu Europy może panować w tym czasie pogoda ciepła, pochmurna, deszczowa – pod wpływem układów cyklonalnych PPM. W przypadku, gdy wyż wschodni rozbuduje się klinem z wyżem arktycznym mroźna pogoda ustali się w całej Europie.
2. Ciepła zima oceaniczna panuje w środkowej i wschodniej Europie, gdy głęboki, bardzo rozległy niż z ostro wyrażonymi frontami przemieszcza się znad Islandii na wschód. Klin Wyżu Azorskiego sięga aż na Półwysep Bałkański. Ta część Europy znajduje się pod wpływem potężnego niżu z ośrodkami na północ i południe od Helsinek z kilkoma frontami. W Europie zachodniej panuje słaby wyż, z centrum nad Francją. W Polsce utrzymuje się pogoda odwilżowa, o temperaturach minimalnych około 0°C , a maksymalnych do $+10^{\circ}\text{C}$ z silnymi, porywistymi wiatrami zachodnimi, z przelotnymi opadami deszczu lub deszczu ze śniegiem. Noce są stosunkowo ciepłe, dzięki adwekcji świeżych mas PPM i dużemu zachmurzeniu.
3. Upalna pogoda letnia występuje przy słabych układach antycyklonalnych przemieszczających się nad Europą Środkową. Panuje umiarkowane zachmurzenie, słabe wiatry, temperatura do 32°C , zalega powietrze PPM, już przetransformowane.
4. Obfite opady letnie w Polsce południowej powoduje spływ mas wilgotnego powietrza PPM z północy przez bruzdy obniżonego ciśnienia między dwoma układami wyżowymi znajdującymi się na zachodzie i wschodzie Europy.
W bruzdzie tej często przemieszczają się niże znad Morza Śródziemnego w kierunku Białorusi. Wymuszone wznoszenie się wilgotnego powietrza po północnych stokach Karpat w kierunku ośrodka niżowego wzmacnia intensywność opadów, które mają charakter ulew, nawałnic. Opady w południowej Polsce są często tak obfite, że powodują w dorzeczach górnej Odry i Wisły groźne powodzie (lipiec 1997, 1998, lipiec 2001).
5. Wczesna wiosna, sucha i ciepła zdarza się, gdy środkowa i południowo-wschodnia Europa znajduje się w zasięgu układu wyżowego, a zachodnia i północna pozostaje pod wpływem głębokiego ośrodka cyklonalnego.



Rys. 16.3. Sytuacja synoptyczna charakterystyczna dla „zgnitego wyżu” w Polsce (Kaczorowska 1986)

6. Ciepła i słoneczna jesień – „babie lato” – panuje, gdy prawie cała Europa pozostaje w zasięgu układów wyżowych, a tylko północ kontynentu jest pod wpływem ośrodków niżowych.
7. Zgniły wyż charakteryzuje pogoda pochmurna i mglista o małych wahaniami dobowych temperatury. Niemal całą Europę obejmuje wał podwyższonego ciśnienia >1020 hPa położony między dwoma niżami nad Atlantykiem i Syberią. Na skraju Niżu Atlantycznego górą napływa ciepłe i wilgotne powietrze znad oceanu, które – osiadając w masie PPM – utrzymuje swój zasób wilgoci i powoduje na ogromnym obszarze pogody mgliste i pochmurne. Są to układy słabo gradientowe, bardzo stabilne, które mogą utrzymywać się nawet przez parę tygodni. Na rysunku 16.3 przedstawiono taki typowy układ baryczny.

16.4. Specyfika i zróżnicowanie klimatu Polski

16.4.1. Klimatyczne pory roku

Klimat Polski jest wynikiem współdziałania zespołu czynników geograficznych i procesów klimatotwórczych.

Walka między morskimi i kontynentalnymi masami powietrza przyczynia się do powstania cechy charakterystycznej dla środkowej Europy, a więc i Polski – przejściowości.

Analizując poszczególne elementy klimatu, można stwierdzić, że na przykład pod względem sumy opadów – klimat ma cechy kontynentalne, natomiast ze względu na zachmurzenie zbliżony jest do klimatu morskiego.

Wyraźna przewaga opadów półroczna letniego nad zimowym jest charakterystyczna dla klimatu lądowego, natomiast wysoki stopień zachmurzenia, z maksimum na przełomie jesieni i zimy, a z minimum na wiosnę, świadczy o cechach klimatu morskiego.

Wędrówka różnych układów barycznych, związane z nimi procesy frontalne i adwekcja różnych mas powietrza powoduje zmienność pogody. Duża skala zmienności, a przez to różnorodność pogód sprawia, że nie mieścimy się w 4 porach roku strefy umiarkowanej środkowoeuropejskiej, stąd 8 pór roku. Dwie pory roku, przedwiosnie i przedzimie, mające wartości progowe średnich temperatur dobowych 0°C i 5°C , charakteryzują się szczególną, większą niż w innych sezonach zmiennością pogody z nawrotami chłodu na wiosnę lub ciepła na jesieni. Trwają dłużej w zachodniej części Polski niż we wschodniej, gdzie bardziej odczuwalny jest wpływ kontynentu azjatyckiego, na którym lato i zima są wyraźnie zaznaczone.

Charakter makropogody w Polsce, podobnie jak w całej Europie kształtują ośrodki działania atmosfery: stałe – Niż Islandzki, Wyż Azorski oraz sezonowe – Azjatycki Wyż zimowy i niż letni. Silniejszy od przeciętnego rozwój jednego z tych ośrodków przyczynia się do wytworzenia kolejnej cechy naszego klimatu: kontrastowości poszczególnych pór roku, których charakter może odpowiadać typowi bądź morskiemu, bądź kontynentalnemu. Łagodne zimy i chłodne lata związane są z pogłębieniem ośrodka islandzkiego i intensywną działalnością cyklonalną. Mroźne zimy przynosi silnie rozwinięty wyż syberyjski. Gorące lata, piękne wiosny i jesienie są związane z rozwojem bardziej lokalnych wyżów nad południowo-wschodnią Europą.

Rzeźba terenu, wody, gleby, szata roślinna powodują w makroklimacie Polski zróżnicowanie w wartościach i przebiegu poszczególnych elementów, wytwarzając mezoklimaty różnych regionów.

Do rozróżnienia klimatycznych pór roku stosuje się nazwy historyczne, definiowane wartościami temperatury powietrza. Kryterium jest temperatura średnia dobowa $t_{sr}^{dob.}$. Wyróżnia się (Kaczorowska, 1986):

przedwiośnie	–	$0^{\circ}\text{C} \leq t_{sr}^{dob.} < 5^{\circ}\text{C}$,
wiosna	–	$5^{\circ}\text{C} \leq t_{sr}^{dob.} < 10^{\circ}\text{C}$,
przedlecie	–	$10^{\circ}\text{C} \leq t_{sr}^{dob.} \leq 15^{\circ}\text{C}$,
lato	–	$t_{sr}^{dob.} \geq 15^{\circ}\text{C}$,
połecie	–	$10^{\circ}\text{C} \leq t_{sr}^{dob.} \leq 15^{\circ}\text{C}$,
jesień	–	$5^{\circ}\text{C} \leq t_{sr}^{dob.} < 10^{\circ}\text{C}$,
przedzimie	–	$0^{\circ} < t_{sr}^{dob.} < 5^{\circ}\text{C}$,
zima	–	$t_{sr}^{dob.} \leq 0^{\circ}\text{C}$.

Wyodrębnia się też często jeszcze okres wegetacyjny, w którym temperatura średnia dobowa $t_{sr}^{dob.} \geq 5^{\circ}\text{C}$. Obejmuje on wiosnę, lato i jesień.

Przedwiośnie i wiosna zaczynają się w Polsce na zachodzie i przesuwają się na wschód. Przedwiośnie zaczyna się średnio w zachodniej Polsce około końca lutego i trwa 30÷40 dni na zachodzie, w centralnej Polsce – zaczyna się pod koniec lutego, początek marca i trwa 20÷30 dni, podczas gdy na wschodzie początek jest około 10÷15 marca i trwa do około 20 dni. Wiosna również zaczyna się najwcześniej na zachodzie i na Nizinie Śląskiej – około 25 marca, najpóźniej na Wybrzeżu i na Pojezierzu Suwalskim – około 10 kwietnia. Średni czas trwania, to 55 do 65 dni. Wkraczanie przedwiośnia i wiosny na teren Polski od zachodu świadczy o przewadze wpływów oceanicznych. Na Wybrzeżu obserwuje się wyraźne opóźnienie w nadchodzeniu wiosny, wywołane chłodnym o tej porze roku Bałtykiem. Opóźnienie to wynosi od dwóch do trzech tygodni.

Lato zaczyna się prawie równocześnie w całym kraju od końca maja do połowy czerwca. Czas trwania jest dość zróżnicowany, od 60 do 100 dni nad morzem i na pojezierzach trochę krótszy, nawet około 50 dni, najdłuższy na południu, w centrum i na zachodzie.

Chłodne pory roku nadchodzą natomiast ze wschodu. Odczuwalny jest wpływ kontynentu, który ochładza się szybciej niż wielkie zbiorniki wodne (morza). Na wschodzie Polski jesień zaczyna się już w ostatnich dniach sierpnia, trwa 60–70 dni i ustępuje miejsca przedzimi pod koniec października. Na zachodzie Polski i na Wybrzeżu jesień trwa aż do połowy listopada, a przedzimie zaczyna się później.

Bardzo często, około połowy września, nadchodzi piękna, słoneczna pogoda, słynna polska „złota jesień”, której towarzyszy „babie lato” (snujące się białe, błyszczące w słońcu nici pajęczne).

Przedzimie jest najkrótsze na wschodzie – około 35 dni, na zachodzie i wybrzeżu jest długie – 50÷60 dni.

Zima najwcześniej pojawia się na północnym wschodzie, już w końcu listopada, w drugiej dekadzie grudnia w Polsce centralnej, a na Wybrzeżu i zachodzie dopiero w styczniu. Czas trwania zimy jest najbardziej zróżnicowany od 70÷80 w centrum, 90÷115 na wschodzie, 200 dni w górach i tylko do 30÷60 na zachodzie i Wybrzeżu.

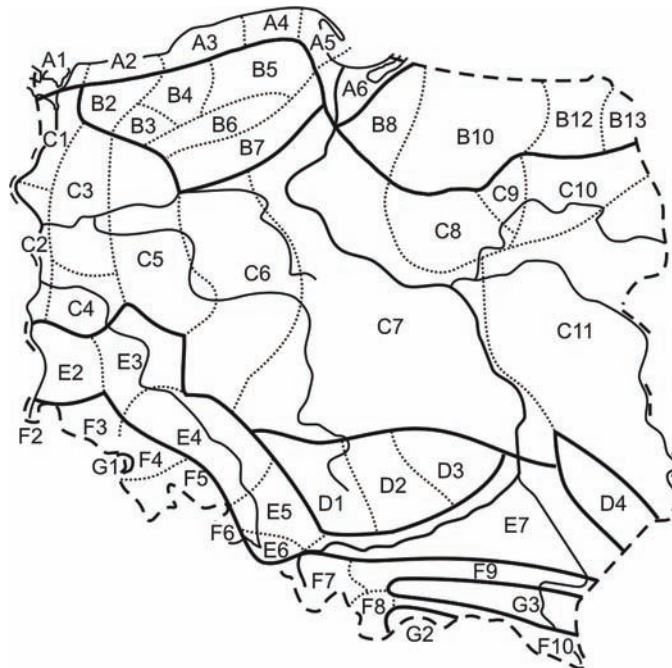
Okres wegetacyjny ($t_{sr}^{dob.} \geq 5^{\circ}\text{C}$) na obszarze nizinnym Polski trwa od 195 dni na wschodzie do ponad 220 dni na zachodzie i południu. W górach, w szczytowych partiach, gdzie zima trwa od października do maja i w ogóle brak lata, okres wegetacyjny rozpoczyna się po 1 czerwca i trwa do początku września – w sumie około 100 dni.

W występowaniu poszczególnych okresów termicznych często pojawiają się różne anomalie. Jest to kolejna charakterystyczna cecha polskiego klimatu, którą ilustrują polskie przysłowia, np.: w marcu – jak w garncu, lub kwiecień plecień wciąż przeplata, trochę zimy, trochę lata. Stosunkowo wysokie temperatury, charakterystyczne dla wiosny czy przedlecia występują już w styczniu lub lutym, bywa też, że temperatury ujemne występują już we wrześniu.

Największy dobowy spadek temperatury powietrza, w historii pomiarów na ziemiach polskich, zaobserwowano we Włocławku, w styczniu 1982 roku, kiedy w ciągu jednej doby temperatura powietrza we Włocławku spadła z 8°C do -20°C .

16.4.2. Regiony klimatyczne Polski

W XX w. opracowano kilka wersji regionalizacji klimatu Polski opartych przede wszystkim na przebiegu izoterm z uwzględnieniem hipsometrii oraz na zmienności amplitudy temperatury (wg Kaczorowskiej, 1986). Autorami tych klasyfikacji byli między innymi E. Romer i R. Merecki.



Rys. 16.4. Regionalizacja klimatu Polski E. Romera
(za Kaczorowską, 1986)

Obecna klasyfikacja regionów została opracowana przez Romera w drugiej połowie XX w. i jest oparta na 30 wskaźnikach. Wykonano mapy izorytmiczne, między innymi izotermie miesięcy nieparzystych, izohiety roczne, daty początku i końca czasu trwania pór roku, okresu wegetacyjnego itp. Analizując tzw. gradienty klimatyczne na powierzchniach wielkości ok. 400 km², wyróżniono 7 typów klimatu: A – bałtyckie, B – pojezierne, C – wielkich dolin, D – wyżyn środkowych, E – podgórskich nizin i kotlin, F – górskie i podgórskie oraz G – zaciśzy śródgórskich. W obrębie tych typów można na terenie Polski wyróżnić 53 krainy o wyraźnie zróżnicowanych cechach klimatu. Regiony te przedstawiono na rys. 16.4, a ich charakterystyki w tablicy 16.4.

Tablica 16.4

Tablica klimatyczna regionów E. Romera (Kaczorowska, 1986)

Nr	Typ	Stacja	Temperatura [°C]			Amp. roczna Ar [°C]	Trwanie okresu [dni]		Suma opadów [mm]		Opad lata w % zimy	Opad wiosny < lub > niż jesieni
			I	VII	Rok		>0°	>5°	Rok	V–VII		
			–	+	+							
1	A3	Koszalin	1,9	17,1	7,2	19,0	277	206	710	200	166	<
2	A5	Hel	1,1	17,3	7,5	18,4	286	205	490	140	185	<
3	A6	Malbork	3,0	17,6	7,1	20,6	264	202	500	170	216	<
4	B5	Kościierzyna	3,5	16,9	6,4	20,4	254	198	600	180	174	<
5	B7	Chojnice	3,1	17,6	6,8	20,7	256	201	530	180	181	>
6	B8	Ostróda	3,7	17,6	6,7	21,3	255	200	580	200	183	<
7	B12	Olecko	5,4	17,1	5,6	22,5	239	190	620	200	230	<
8	C1	Szczecin	1,0	18,3	8,3	19,3	304	218	550	170	166	<
9	C2	Słubice	1,3	18,5	8,5	19,8	303	222	540	170	162	<
10	C3	Gorzów	2,2	17,5	7,7	19,7	279	213	560	190	167	=
11	C4	Zielona Góra	2,1	17,8	7,8	19,9	277	214	640	200	163	>
12	C5	Poznań	1,9	18,8	8,2	20,7	281	216	500	190	194	>
13	C6	Kalisz	2,5	19,0	8,1	21,5	276	216	500	190	209	>
14	C7	Bydgoszcz	2,4	18,6	7,7	21,0	272	211	510	170	227	>
15	C7	Warszawa	3,6	18,9	7,6	22,5	263	211	540	190	239	>
16	C11	Białystok	4,6	18,6	6,8	23,2	250	201	580	230	256	>
17	C11	Chełm	4,6	18,9	7,3	23,5	255	205	560	230	275	>
18	D1	Ząbkowice	3,9	17,5	6,9	21,4	260	205	-	-	-	>
19	D2	Silniczka	3,5	18,2	7,3	21,7	264	208	680	230	206	>
20	D4	Lublin	4,2	18,7	7,3	22,9	259	205	550	220	271	>
21	E2	Zgorzelec	1,7	18,1	8,1	19,8	285	217	710	240	185	>
22	E4	Legnica	1,6	18,3	8,2	19,9	289	218	530	200	252	<
23	E4	Wrocław	1,8	18,8	8,4	20,6	285	219	590	210	206	>
24	E7	Tarnów	2,8	19,2	8,6	22,0	281	223	730	320	322	>

A. Klimaty bałtyckie

Cechuje je szczególnie mała amplituda roczna temperatury $Ar = 18,4^{\circ}\text{C} \div 19^{\circ}\text{C}$. Lata są stosunkowo chłodne, a zimy łagodne. Okres wegetacyjny trwa około 200 dni. Ku wschodowi rośnie przewaga opadów letnich nad zimowymi. Wiosna jest wyraźnie suchsza od jesieni. Szczególnie wyraźnie te cechy klimatu wyrażają się na Helu – otoczonym z dwóch stron wodami morskimi. Szczecin natomiast, ze względu na wysokie temperatury lata oraz roku, został zakwalifikowany do klimatu wielkich dolin.

B. Klimaty pojezierne

Klimaty te, w stosunku do bałtyckich, mają chłodniejsze zimy, które zaostrzają się ku wschodowi. Amplitudy temperatur są również trochę wyższe, $A_r = 20,0^{\circ}\text{C} \div 22,5^{\circ}\text{C}$, większe wartości na wschodzie. Temperatury lata są zbliżone do temperatur w klimatach bałtyckich ze względu na większe wzniesienie terenu nad poziomem morza. Okres wegetacyjny jest tu skrócony do $200 \div 190$ dni. Udział opadów letnich rośnie ku wschodowi. Wiosna jest również suchsza od jesieni.

C. Klimaty wielkich dolin

Obejmują największy obszar Polski. Główną ich cechą są ciepłe i długie, mało zróżnicowane pod względem temperatury lata oraz zaostrzające się na wschód zimy. Amplitudy roczne rosną od zachodu (Szczecin) – od $19,3^{\circ}\text{C}$ do $23,5^{\circ}\text{C}$ (Chełm). Okres wegetacyjny trwa od 220 dni na zachodzie do 200 dni na wschodzie.

Od Poznania na wschód, opady wiosenne przeważają nad jesiennymi i wzrastają także sumy opadów letnich.

D. Klimaty wyżyn środkowych

Klimaty te występują na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej i na Wyżynie Lubelskiej. Są to obszary wyżej wzniesione nad poziom morza (300–340 mm npm). W związku z tym zimy są tu ostrzejsze, a lata chłodniejsze niż w krainie Wielkich Dolin. Amplitudy roczne temperatur rosną z zachodu na wschód od $21,5^{\circ}\text{C}$ do $22,9^{\circ}\text{C}$, jak też podobnie rośnie udział opadów letnich. Okres wegetacyjny trwa nieco powyżej 200 dni.

E. Klimaty podgórskich nizin i kotlin

Klimaty te cechuje łagodna zima oraz ciepłe i długie lato. Temperatury średnie roczne są wysokie, powyżej 8°C , a amplitudy roczne zmniejszone od 20°C w Zgorzelcu do 22°C w Tarnowie. Okres wegetacyjny jest bardzo długi, często przekracza nawet 220 dni. Występują duże opady letnie, a wiosna jest wilgotniejsza od jesieni.

F. Klimaty górskie i podgórskie

Klimaty te cechuje duża zmienność warunków klimatycznych w zależności od wysokości nad poziomem morza, ekspozycji obszaru itp. Charakterystyczny jest czas trwania temperatur średnich dobowych powyżej pewnych progów (0°C , 5°C , 15°C) oraz czas trwania pór roku. Czas trwania zimy jest prawie jednakowy na całym obszarze, natomiast inne pory roku mają bardzo różny czas trwania, w zależności od wysokości npm oraz położenia na wschodzie lub zachodzie. Niektóre pory roku, np. lato, w ogóle nie występują na pewnych obszarach.

G. Klimaty zaciśzy śródgórskich

Również te klimaty cechują się dużą zmiennością w zależności od położenia obszaru. Nie wyróżnia się typowych cech ogólnych.

16.5. Elementy klimatu Polski

Prezentację wybranych elementów klimatu Polski oparto na najnowszych danych z okresu 1971–2000, zalecanego do analiz przez Światową Organizację Meteorologiczną

(WMO). Dane z tego 30-lecia, dla wybranych 61 stacji synoptycznych wraz z danymi z uzupełniających je 29 posterunków meteorologicznych dla terenów górskich, uwzględniono w Atlasie Klimatu Polski, opracowanym przez IMGW w 2005 roku. Poprzednie opracowania klimatu Polski i Atlasy opierały się na krótszych i starszych okresach obserwacji z lat 1951–1960 lub 1931–1960, ale dla małej liczby stacji, lub też z okresu 1966–1980.

16.5.1. Ciśnienie atmosferyczne

Rozkład ciśnienia atmosferycznego został scharakteryzowany na poziomie morza. Ciśnienie pomierzone w poszczególnych stacjach zostało zredukowane według odpowiedniego wzoru barometrycznego. Wartość ciśnienia atmosferycznego i jego rozkład zależą od położenia i intensywności głównych ośrodków działania atmosfery. W zimie w Europie Środkowej nakłada się wpływ dwóch ośrodków: Wyżu Azjatyckiego i Nizu Islandzkiego. Wpływ wyżu powoduje, że średnie wartości ciśnienia w Polsce są stosunkowo wysokie, od 1014 do 1019 hPa.

Tablica 16.5

Zestawienie maksymalnych i minimalnych wartości ciśnienia w okresie 1971–2000 w wybranych stacjach (oprac. własne)

Lp.	Stacja	Ciśnienie [hPa]			
		$p_{\max}$	data	$p_{\min}$	data
1	Łeba	1050	3.01.93	968	26.02.89
2	Szczecin	1048	10.12.91	965	26.02.89
3	Chojnice	1050	03.01.93	967	26.02.89
4	Suwałki	1054	15.12.97	970	29.12.88
5	Olsztyn	1052	03.01.93	970	26.02.89
6	Słubice	1049	10.12.91	967	26.02.89
7	Poznań	1048	02.01.93	967	26.02.89
8	Warszawa	1048	23.01.93	971	26.02.89
9	Łódź	1050	02.01.93	969	26.02.89
10	Wrocław	1049	10.12.91	967	26.02.89
11	Kielce	1048	02.01.93	970	26.02.89
12	Zamość	1049	16.12.97	975	26.02.89
13	Kraków	1052	10.12.91	970	26.02.89
14	Bielsko-Biała	1048	10.12.91	969	03.12.76
15	Lesko	1048	20.12.72	973	26.02.89

Latem, działalność Nizu Islandzkiego słabnie, Europa Zachodnia i Środkowa jest pod wpływem klina Wyżu Azorskiego, natomiast Europa Wschodnia jest w zasięgu Nizu Południowoazjatyckiego.

Średnie ciśnienie zarówno zimą, jak i latem zmienia się w niewielkim zakresie (1013÷1019 hPa). Izobary roczne oraz izobary stycznia i lipca przebiegają równoleżnikowo, przy czym mniejsze wartości ciśnienia są w północnej części kraju (1013÷1015 hPa),

a wyższe w południowej (1017÷1019 hPa). W przebiegu izobar odzwierciedla się również zachodni kierunek prądów powietrza, z odchyleniem ku południowi zimą i ku północy latem.

Na skutek intensywnej działalności cyklonalnej wartości ciśnienia atmosferycznego w poszczególnych dniach zmieniają się w szerokich granicach i często dość szybko. Zakresy wahań ciśnienia są rzędu 80 hPa.

W tablicy 16.5 zestawiono absolutne maksymalne i minimalne wartości ciśnienia w okresie 1971–2000 w wybranych stacjach.

Maksymalne wartości ciśnienia wynosiły od 1048 hPa na zachodzie i południu Polski do 1054 hPa w Suwałkach i na wschodzie Polski, oraz 1050 hPa w centrum i na północy. Najwyższe wartości ciśnienia obserwowano w poszczególnych stacjach w różnych latach, ale zawsze w grudniu lub na początku stycznia.

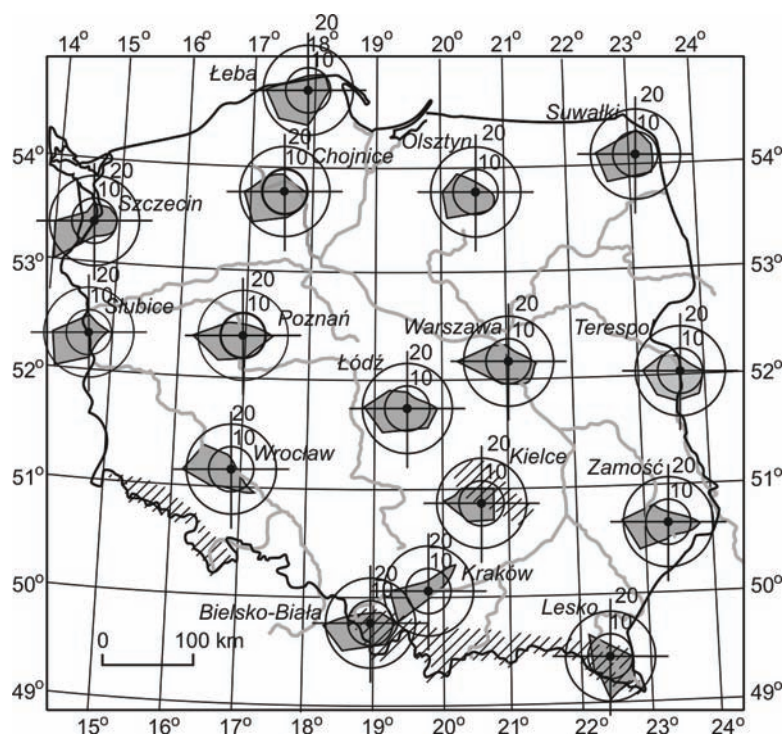
Absolutne minima wynosiły od 965 hPa w Szczecinie do 975 hPa w Zamościu, i obserwowano je prawie w całej Polsce, z wyjątkiem Suwałk i Bielska-Białej w lutym 1989 roku.

16.5.2. Wiatr

Przedstawione na rysunku 16.5 ośmiokierunkowe róże wiatrów wyrażają procentowo częstości występowania wiatrów w okresie 1971–2000 w wybranych stacjach. Wyraźnie widoczna jest przewaga wiatrów zachodnich i południowo-zachodnich (W i SW). Wiatry z sektora zachodniego (SW – W – NW) stanowią około 40÷55% wszystkich obserwacji, natomiast z sektora wschodniego (NE – E – SE) od 15 do 30%. Zaznacza się też przewaga wiatrów z kierunku południowego nad kierunkiem północnym.

W przebiegu rocznym wyraźne jest zróżnicowanie przeważających kierunków wiatru: latem przeważają wiatry W i NW, na jesieni wzrasta udział wiatrów z kierunków S i SE, lecz nadal dominujący jest kierunek W. Zimą przeważają wiatry z kierunku SW, przynoszące ocieplenie i odwilż, natomiast wiatry z kierunku E przynoszą mroźną pogodę. Wiosną rozkład wiatrów z różnych kierunków jest stosunkowo równomierny, ze sporym udziałem wiatrów północnych N, szczególnie w północnej Polsce.

Rozpiętość prędkości wiatrów jest bardzo duża – od 0 (cisza) do 30 m/s i więcej. Cisze na wybrzeżu i w górach obejmują tylko 2÷4% obserwacji, natomiast na nizinach 10÷20%. W zamkniętych kotlinach śródgórskich mogą osiągać nawet 30% obserwacji. W Polsce dominują wiatry słabe ($v \leq 5$ m/s) – na wybrzeżu stanowią około 60% obserwacji, a w Polsce centralnej ponad 70%. Wiatry silne ($v > 5$ m/s) występują najczęściej na wybrzeżu i w górach. Silne wiatry występują przede wszystkim zimą.



Rys. 16.5. Procentowy rozkład kierunków wiatru z okresu 1971–2000 na wybranych stacjach meteorologicznych (wg Atlasu klimatu Polski, 2005)

Bardzo silne wiatry ($v \geq 15$ m/s) występują w górach w ciągu całego roku – na Śnieżce przez około 70÷80 dni, a na Kasprowym Wierchu przez około 50÷60 dni w roku. W Tatrach wiatry mają najczęściej kierunek południowy S, a w Sudetach SW. W górach często są to wiatry typu fenowego, czyli wiatry halne. Maksymalne prędkości wiatru halnego w porywach osiągają wartości od 30 do 48 m/s (90 do 175 km/h).

16.5.3. Promieniowanie słoneczne i usłonecznienie

Dopływ promieniowania słonecznego wiąże się z kątem padania promieni słonecznych i długością dnia. Rozciągłość równoleżnikowa Polski pomiędzy 49° a prawie 55°N powoduje różnicę w ilości energii otrzymywanej i wypromieniowywanej na krańcach Polski, a więc również w bilansie promieniowania (tabl.16.6 i 16.7).

Na północy Polski dzień jest dłuższy w lecie (nawet o 50 minut), natomiast na południu kraju Słońce osiąga większą wysokość. Sumy promieniowania, otrzymywane przez powierzchnię w jednakowych odcinkach czasu są większe na południu kraju, natomiast dłuższa operacja słoneczna latem sprawia, że sumy promieniowania całkowitego w ciągu dnia są większe na północy niż na południu. W rezultacie latem na północy jest większy dopływ energii promieniowania, natomiast zimą więcej energii dopływa na południu kraju.

Tablica 16.6

Kąt padania promieni słonecznych w południe na powierzchnię poziomą
w dniach przesilen i równonocy w różnych szerokościach Polski
(Kaczorowska, 1986)

Szer. geogr.	23 XII	21 III	23 VI	23 IX
55°N	11,6°	35,3°	58,4°	34,9°
54	12,6	36,3	59,4	35,9
52	14,6	38,3	61,4	37,9
50	16,6	40,3	63,4	39,9
49	17,6	41,3	64,4	40,9

Tablica 16.7

Średni czas trwania dnia w dniach przesilen i równonocy w różnych szerokościach Polski
(Kaczorowska, 1986)

Szer. geogr.	23 XII	21 III	23 VI	23 IX
55°N	7 ^h 05 ^{min}	12 ^h 08 ^{min}	17 ^h 17 ^{min}	12 ^h 08 ^{min}
54	7 16	12 08	17 04	12 08
52	7 40	12 08	16 40	12 08
50	8 00	12 08	16 18	12 08
49	8 09	12 08	16 09	12 08

Ilość energii słonecznej otrzymana przez daną powierzchnię zależy także od innych czynników (rozdział 4), a mianowicie od zachmurzenia, stopnia przezroczystości atmosfery, wilgotności powietrza, rodzaju powietrza. Stąd rozkład promieniowania całkowitego na obszarze Polski nie jest zgodny z szerokością geograficzną.

Największe sumy roczne promieniowania całkowitego $\geq 3800 \text{ MJ/m}^2$ otrzymuje centralna Polska – okolice Łodzi, Wybrzeże Bałtyku oraz część południowo-wschodnia – pas między Terespołem a Zamościem.

Absolutnie największe wartości promieniowania docierają na Śnieżkę – 3960 MJ/m^2 i na Kasprowy Wierch – 3833 MJ/m^2 . Najmniej energii otrzymuje Polska północno-wschodnia, rejon Suwałk, Polska zachodnia – rejon Słubic oraz Śląsk – 3600 MJ/m^2 .

Polska należy do krajów dość słabo usłonecznionych. Roczna suma godzin ze Słońcem waha się od 1700 nad Zatoką Gdańską do około 1400 na Górnym Śląsku w Polsce południowej. W Polsce centralnej usłonecznienie wynosi od 1600 do 1650 godzin z wyraźnym obniżeniem tej sumy w dużych miastach.

Maksymalne wartości usłonecznienia osiągnięte w latach słonecznych wynosiły około 1900 godzin, a w latach o małym nasłonecznieniu 1500 do 1100 godzin rocznie.

Miesiącem o najmniejszym nasłonecznieniu jest grudzień. Słońce świeci przeciętnie tylko około 1 godziny dziennie. Nieco korzystniejsze warunki w tym okresie panują tylko w wysokich górach, gdzie dzień jest trochę dłuższy i często szczyty wznoszą się ponad niskie chmury warstwowe.

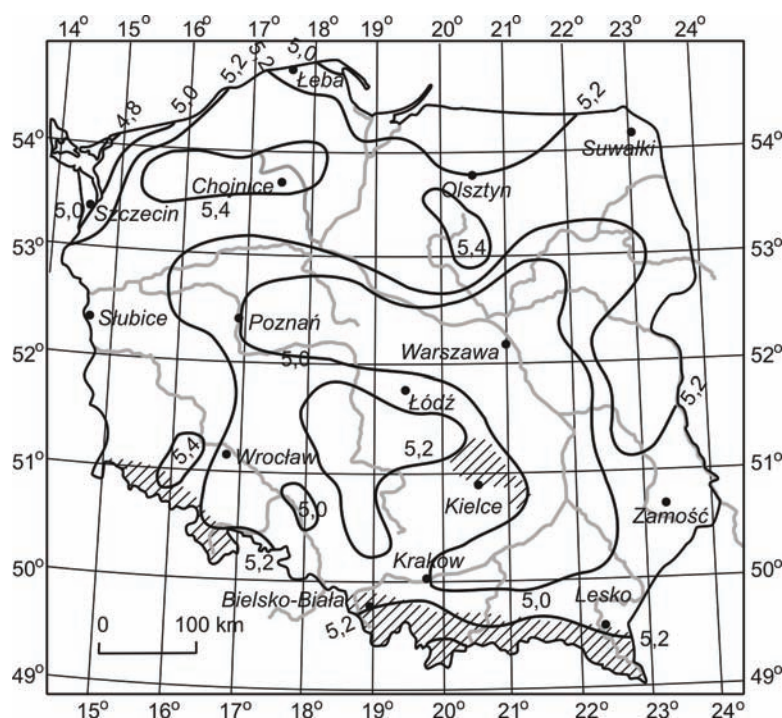
Miesiącem najbardziej słonecznym jest czerwiec, ale obserwuje się tu jednak dużą rozpiętość: od 8,5 godzin na północy do zaledwie 4-5 godzin w wysokich górach.

Duże różnicowanie czasu usłonecznienia występuje również w poszczególnych porach roku. Bardzo niska liczba godzin słonecznych występuje zimą, około 1,5 godziny dziennie, jedynie w górach przekracza 2 godziny na dzień. Nasłonecznienie rzeczywiste najczęściej stanowi tylko 10÷25% nasłonecznienia możliwego (potencjalnego).

16.5.4. Zachmurzenie

Polska należy do krajów o wysokim stopniu zachmurzenia. Wynika to przede wszystkim z częstego napływu wilgotnego powietrza PPM znad Atlantyku, ożywionej działalności cyklonalnej oraz dodatkowo latem z lokalnego zachmurzenia chmurami konwekcyjnymi. Średnie roczne zachmurzenie, w skali od 0 do 8, (0 – pogodnie, 8 – pochmurnie) wynosi w Polsce od 4,8 do 5,4 stopnia.

W ciągu roku największe zachmurzenie jest w okresie od listopada do stycznia włącznie, natomiast najmniejsze na przełomie wiosny i lata na północy, a na przełomie lata i jesieni – na południu. Specyficzne warunki mają tu szczyty górskie. Na Śnieżce zachmurzenie jest stale bardzo duże, osiąga maksimum w grudniu – 6,1, minimum w październiku i marcu 5,6. Kasprowy Wierch ma najkorzystniejsze warunki na jesieni – poniżej 5,3, najgorsze natomiast na przełomie wiosny i lata – powyżej 6,0. Średnie zachmurzenie z okresu 1971–2000 przedstawiono na rysunku 16.6.



Rys. 16.6. Zachmurzenie średnie roczne z okresu 1971–2000 w skali 0÷8 (0 – pogodnie, 8 – pochmurno) (Atlas klimatu Polski, 2005)

W Polsce dni pogodne, czyli z zachmurzeniem $N \leq 2$, stanowią średnio około 10% roku. Najwięcej dni pogodnych jest w okolicach Krakowa, Zamościa, Kielc na Wyżynie Lubelskiej i na Podlasiu – 40 do 55, a najmniej na Pomorzu, w rejonie Chojnic, Torunia – 30 do 40 dni. Dni pochmurnych z zachmurzeniem $N \geq 7$ jest w Polsce około 45% czasu. Liczba ich wynosi od 140 na Nizinie Wielkopolskiej do powyżej 170 na Pojezierzu Suwalskim i Wyżynie Białostockiej i na Pojezierzu Zachodnio-Pomorskim.

W całej Polsce maksimum dni pochmurnych, a minimum pogodnych przypada zimą. W północnej części Polski najpogodniejsze są wiosna i lato, w środkowej podobne warunki pogodowe panują od wiosny do jesieni, a na południu najpogodniejsza jest wczesna jesień.

16.5.5. Temperatura powietrza

Temperatury powietrza wykazują duże zróżnicowanie nawet w miejscach blisko siebie położonych. Izotermy temperatury średniej rocznej na poziomie rzeczywistym z okresu 1971–2000 przedstawiono na rysunku 16.7 (Atlas klimatu Polski, 2005).

Średnie temperatury roczne w Polsce wahają się od ponad $8,5^{\circ}\text{C}$ na zachodzie kraju, do poniżej $6,5^{\circ}\text{C}$ na północnym wschodzie (Suwałki $+6,1^{\circ}\text{C}$). Wyraźny jest spadek temperatury z zachodu na wschód. Ze wzrostem wysokości spadają również temperatury, co jest widoczne przede wszystkim w górach. Na szczytach górskich średnie temperatury są bliskie 0°C . Na Śnieżce średnia temperatura roczna jest równa $+0,4^{\circ}\text{C}$, a na Kasprowym Wierchu $-0,8^{\circ}\text{C}$.

W rozkładzie szczegółowym temperatur dużą rolę odgrywają warunki lokalne: rzeźba terenu i ekspozycja. Wpływy lokalne są przede wszystkim wyraźne w górach, gdzie temperatury na stokach południowych są znacznie wyższe niż na północnych. Szczególny układ temperatur panuje w miejscach wklęsłości terenowej – kotlinach i dolinach. W ciągu dnia, dna dolin nagrzewają się i są cieplejsze od zboczy, w nocy z kolei do dolin spływa ciężkie chłodne powietrze z gór i temperatura mocno spada. Występuje tu zjawisko inwersji temperatury – temperatura rośnie z wysokością. Średnie amplitudy roczne temperatury A_r (różnica pomiędzy średnią temperaturą najcieplejszego i najchłodniejszego miesiąca w roku) przyjmują wartości od około 18°C na zachodzie do około 23°C na wschodzie. Ich izolinie mają kierunek wyraźnie południkowy.

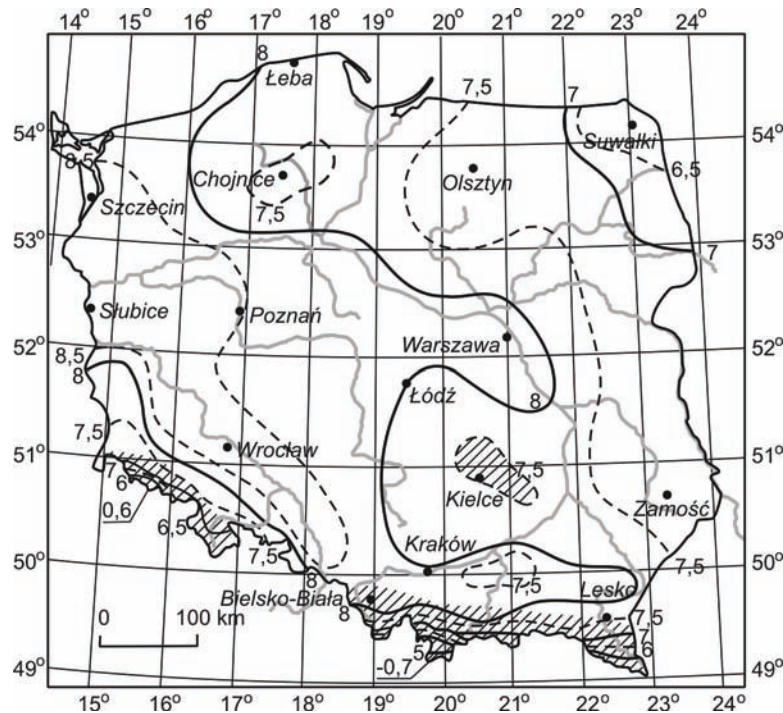
W tablicy 16.8 przedstawiono średnie miesięczne i roczne wartości temperatury powietrza oraz amplitudę roczną dla okresu 1961–1990 dla wybranych stacji. We wszystkich stacjach najchłodniejszym miesiącem jest styczeń, a najcieplejszym lipiec.

Średnie temperatury najchłodniejszego miesiąca wahają się w Polsce od około $-1,1^{\circ}\text{C}$ na zachodzie i Wybrzeżu (Hel $-0,8^{\circ}\text{C}$), przez około -2°C do -4°C w Polsce środkowej do około -5°C na wschodzie. Najmroźniejsze z terenów nizinnych są regiony północno-wschodnie – okolice Suwałk „Polski biegun zimna”, gdzie napływa ze wschodu mroźne powietrze kontynentalne PPK. Wyraźny jest południkowy przebieg izoterm. Zdecydowanie najchłodniej jest w górach: Śnieżka $-7,0^{\circ}\text{C}$, Kasprowy Wierch $-8,4^{\circ}\text{C}$. Podobne temperatury notuje się również w lutym.

Tablica 16.8

Średnie miesięczne i roczne temperatury powietrza [°C] w Polsce (1961–1990) (Kossowska-Cezak i inni, 2000)

Nazwa stacji	φN	λE	H m n.p.m.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	Amplituda roczna
Łeba	54°45'	17°32'	2	-1,2	-0,8	1,8	5,3	10,3	14,1	16,4	16,3	13,2	9,1	4,4	0,7	7,5	17,6
Hel	54 36	18 49	1	-0,8	-0,6	1,7	5,2	10,3	14,6	16,9	16,9	13,7	9,6	4,9	1,4	7,8	17,7
Łębork	54 33	17 45	17	-1,5	-1,0	2,0	6,1	11,6	15,2	16,6	16,2	12,8	8,8	4,1	0,3	7,6	18,1
Kołobrzeg	54 11	15 35	3	-0,8	-0,2	2,5	5,9	10,7	14,5	16,7	16,5	13,6	9,5	4,7	1,0	7,9	17,5
Suwałki	54 08	22 57	184	-5,3	-4,6	-0,6	5,6	12,2	15,4	16,6	16,0	11,6	6,8	1,7	-2,7	6,1	21,9
Olsztyn	53 46	20 25	133	-3,7	-2,8	1,0	6,3	12,3	15,7	16,9	16,4	12,4	7,9	2,7	-1,4	7,0	20,6
Szczecin Dąbie	53 24	14 37	1	-1,1	-0,3	3,0	7,4	12,9	16,4	17,7	17,2	13,5	9,2	4,4	0,8	8,4	18,8
Białystok	53 06	23 10	148	-4,8	-3,8	0,2	6,7	12,9	16,1	17,3	16,3	12,0	7,2	2,2	-2,1	6,7	23,1
Toruń	53 02	18 35	69	-2,8	-1,8	1,9	7,1	13,0	16,6	17,8	17,2	13,0	8,3	3,4	-0,6	7,8	20,6
Poznań Ławica	52 25	16 50	86	-2,0	-1,0	2,7	7,6	13,3	16,7	18,0	17,4	13,4	8,8	3,8	-0,1	8,2	20,0
Ślubice	52 21	14 36	21	-1,1	-0,1	3,5	7,8	13,1	16,5	17,9	17,2	13,6	9,1	4,4	0,7	8,6	19,0
Warszawa Okęcie	52 10	20 58	106	-3,3	-2,1	1,9	7,7	13,5	16,7	18,0	17,3	13,1	8,2	3,2	-0,9	7,8	21,3
Lublin	51 14	22 34	171	-4,1	-2,7	1,4	7,5	13,1	16,1	17,4	16,7	12,7	7,6	2,8	-1,6	7,3	21,5
Wrocław Strachowice	51 06	16 53	120	-1,8	-0,5	3,2	8,0	13,1	16,5	17,7	17,2	13,4	8,9	3,9	0,2	8,3	19,5
Jelenia Góra	50 54	15 48	342	-2,6	-1,2	2,3	6,5	11,5	14,6	15,9	15,4	12,1	8,1	3,0	-0,8	7,1	18,5
Śnieżka	50 44	15 44	1603	-7,0	-6,8	-5,0	-1,4	3,4	6,5	8,0	8,2	5,3	2,3	-2,8	-5,6	0,4	15,2
Zamość	50 42	23 15	212	-4,4	-2,9	1,3	7,5	13,0	16,2	17,4	16,6	12,7	7,8	2,8	-1,6	7,2	21,8
Rzeszów	50 06	22 03	200	-3,7	-2,2	2,1	7,9	13,1	16,3	17,6	17,0	13,3	8,4	3,3	-1,1	7,7	21,3
Kraków Balice	50 05	19 48	237	-3,3	-1,6	2,4	7,9	13,1	16,2	17,5	16,9	13,1	8,3	3,2	-1,0	7,7	20,8
Przemysł	49 48	22 46	279	-3,5	-2,0	2,2	8,1	13,3	16,3	17,6	17,0	13,5	8,7	3,5	-1,0	7,8	21,1
Lesko	49 28	22 20	386	-3,4	-1,5	2,0	7,4	12,3	15,1	16,5	16,0	12,7	8,3	3,3	-1,3	7,3	19,9
Zakopane	49 18	19 57	857	-4,8	-3,5	-0,2	4,9	9,9	12,7	14,2	13,7	10,4	6,2	1,2	-3,1	5,1	19,0
Kasprowy Wierch	49 14	19 59	1991	-8,4	-8,4	-6,4	-2,6	2,2	5,1	6,8	6,9	4,3	1,3	-3,8	-7,0	-0,8	15,3



Rys. 16.7. Średnia roczna temperatura powietrza z okresu 1971–2000
(Atlas klimatu Polski, 2005)

Znacznie mniejsze jest zróżnicowanie temperatur letnich, około $17\div 18^{\circ}\text{C}$ w całej Polsce, z wyjątkiem Wybrzeża, gdzie zaznacza się wpływ morza i temperatura jest poniżej 17°C ($16,8^{\circ}\text{C}$). Niższe temperatury są także w górach: na Śnieżce $+8^{\circ}\text{C}$ i $6,8^{\circ}\text{C}$ na Kasprowym Wierchu. Temperatura powietrza w górach spada wraz ze wzrostem wysokości średnio o $0,6^{\circ}\text{C}$ na 100 m.

Najcieplej jest w środkowej Polsce, gdzie temperatury przekraczają 18°C . Dni gorące, o temperaturze $t_{\min} \geq 25^{\circ}\text{C}$ występują w Polsce od maja do września. Ich liczba rośnie, w miarę oddalania się od morza. Nad morzem jest ich około kilkunastu – na półwyspie Helskim średnio tylko około 5, natomiast na Wyżynach Lubelskiej i Sandomierskiej ponad 40. Na Podhalu jest ich kilka, a w wysokich górach w ogóle nie występują.

W tablicy 16.9 przedstawiono porównanie temperatur średnich rocznych i rocznych amplitud z okresu 1951–1960 oraz z okresu 1961–1990. Na 15 z porównywanych stacji w czterech stacjach z południa Polski stwierdzono obniżenie się temperatury średniej rocznej o $0,2$ do $0,5^{\circ}\text{C}$ (stacje te wyróżniono w tablicy 16.9). W pozostałych stacjach wystąpił wzrost o $0,1^{\circ}\text{C}$ – maksymalnie o $0,2^{\circ}\text{C}$. Wyraźnie natomiast zmniejszyła się amplituda roczna, nawet o $0,9^{\circ}\text{C}$. To zmniejszenie amplitudy jest spowodowane przede wszystkim przez wyjątkowo ciepłe i krótkie zimy, które występowały w tym okresie.

Tablica 16.9

Porównanie temperatur średnich rocznych z okresu 1951–1960 i 1961–1990
w wybranych stacjach [°C] (oprac. własne)

Lp.	Stacja	1951–1960		1961–1990	
		t_{sr} roczne	amplit. rocz. A_r	t_{sr} roczne	amplit. rocz. A_r
1	Hel	7,7	18,6	7,8	17,7
2	Szczecin	8,3	19,7	8,4	18,8
3	Olsztyn	6,9	21,5	7,0	20,6
4	Suwałki	6,1	23,2	6,1	21,9
5	Słubice	8,4	19,3	8,6	19,0
6	Poznań	8,0	21,0	8,2	20,0
7	Warszawa	7,8	21,9	7,8	21,3
8	Lublin	7,6	22,2	7,3	21,5
9	Zamość	7,5	22,2	7,2	21,8
10	Wrocław	8,3	20,6	8,3	19,5
11	Śnieżka	0,4	16,5	0,4	15,2
12	Kraków	8,2	21,2	7,7	20,8
13	Przemyśl	8,0	21,4	7,8	21,1
14	Zakopane	4,9	19,6	5,1	19,0
15	Kasprowy Wierch	–0,8	16,7	–0,8	15,3

W tablicy 16.10 zestawiono natomiast temperatury ekstremalne z okresu 1971–2000. W okresie tym występowały bardzo wysokie temperatury latem – na wszystkich stacjach absolutne maksimum przekroczyło 34°C, rekord padł w Słubicach, gdzie temperatura wyniosła +39,5°C, przy najwyższej temperaturze absolutnej +40,2°C w 1921 r. koło Opola. Tak gorąco było w roku 1992 i 1994.

W okresie tym obserwowano również bardzo niskie temperatury zimą, około –30°C, ale sporadycznie. Najchłodniej było w Kielcach: –33,9°C, w styczniu 1987 r., jednak daleko jeszcze do rekordowo niskiej temperatury, jaką w 1940 r. zanotowano w Siedlcach: –41,0°C.

Przyjmując jako kryterium najwyższą lub najniższą średnią roczną temperaturę powietrza występującą na co najmniej 70% stacji meteorologicznych wyznaczono lata najchłodniejsze i najcieplejsze z okresu 1971–2000. Najcieplejszym okazał się rok 2000, a najchłodniejszym 1987 (Atlas klimatu Polski, 2005).

Podsumowując z kolei obszarowo, to najcieplejszym obszarem Polski jest część zachodnia, rejon od Szczecina do Wrocławia wraz z Niziną Śląską. Region ten jest pod przeważającym wpływem powietrza oceanicznego. Szczególnie łagodny klimat ma Nizina Śląska, która znajduje się w sąsiedztwie Sudetów, zatrzymujących chmury i wilgoć oraz sprawiających, że jest tam stosunkowo duże nasłonecznienie. Zimy są tu krótkie i łagodne, lata natomiast ciepłe i słoneczne i trwają ponad 100 dni. Jest to obszar, na którym średnia temperatura roczna przekracza 8,5°C.

Tablica 16.10

Ekstremalne temperatury powietrza z okresu 1971–2000 (oprac. własne)

Lp.	Stacje	Temperatura ekstremalna [°C]			
		$t_{\max}$	data	$t_{\min}$	data
1	Łeba	37,2	10.08.1992	–22,3	17.01.1985
2	Szczecin	37,8	01.08.1994	–30,0	14.01.1987
3	Chojnice	36,7	10.08.1992	–25,7	08.01.1987
4	Suwałki	35,2	31.07.1994	–30,6	08.01.1987
5	Olsztyn	36,2	10.08.1992	–30,2	08.01.1987
6	Słubice	39,5	30.07.1994	–28,2	14.01.1987
7	Poznań	37,0	10.08.1992	–28,5	14.01.1987
8	Warszawa	36,4	01.08.1994	–30,7	08.01.1987
9	Łódź	37,6	01.08.1994	–30,3	30.01.1987
10	Wrocław	37,4	01.08.1994	–30,0	08.01.1985
11	Kielce	36,2	29.07.1992	–33,9	08.01.1987
12	Zamość	34,4	31.07.1994	–31,6	08.01.1987
13	Kraków	36,7	09.08.1992	–29,9	13.01.1987
14	Bielsko-Biała	34,2	28.08.1992	–27,4	28.01.1985
15	Lesko	32,3	28.08.1992	–27,3	01.02.1981

Najchłodniejszym obszarem Polski jest z kolei Suwalszczyzna, północno-wschodni rejon kraju. Zimy są tu surowe i długie, trwają ponad cztery miesiące, występują bardzo niskie temperatury. Średnia temperatura stycznia jest niższa od -5°C , a aż cztery miesiące: grudzień, styczeń, luty i marzec mają średnią temperaturę niższą od 0°C . Latem, temperatury są dość wysokie, a średnia temperatura lipca wynosi $16,6^{\circ}\text{C}$.

Średnia roczna temperatura powietrza na Suwalszczyźnie jest bardzo niska i wynosi tylko $6,1^{\circ}\text{C}$. Wysokie są natomiast roczne amplitudy temperatury przekraczające 23°C .

16.5.6. Wilgotność powietrza

Wilgotność powietrza jest charakteryzowana najczęściej za pomocą dwóch wskaźników: prężności pary wodnej i wilgotności względnej. Przebieg roczny prężności pary wodnej jest zbliżony do przebiegu temperatury, jednak z mniejszą amplitudą wahań.

Najniższe wartości prężności pary przypadają na okres najniższych temperatur, czyli zimą. Prężność pary w tym okresie wynosi średnio na nizinach 4,5 do 5,0 hPa, w górach około 3 hPa. Maksymalne wartości obserwuje się latem: na nizinach $15\div 16$ hPa, w górach 10 hPa.

Na wiosnę powietrze jest suchsze niż jesienią, gdyż po zimie powietrze ma mały zapas pary wodnej. Na jesieni powietrze jest stosunkowo wilgotne, gdyż ciągle jeszcze odbywa się dość intensywne parowanie wilgotnego podłoża.

Rozkład geograficzny prężności pary nad obszarem Polski jest dość wyrównany. Zimą najwyższe wartości są na wybrzeżu, a na pozostałym obszarze różnice wynoszą tylko około 0,5 hPa, rosnąc w kierunku wyższych temperatur, a więc na zachód i południe, latem i zimą.

Wilgotność względna jest natomiast odwrotnie proporcjonalna do temperatury. W związku z tym, najwyższe średnie wartości obserwujemy zimą – około 85%, natomiast latem obniża się do około 75%, średnia wartość roczna wynosi ok. 80%. Wilgotność względna jest bardzo mało zróżnicowana na terenie Polski – nieco wyższe wartości występują na wybrzeżu, czasem występują też różnice lokalne wynikające z miejscowych warunków.

16.5.7. Opady atmosferyczne

Opady w Polsce pochodzą głównie z wilgoci pobranej nad Oceanem Atlantyckim, przenoszonej przez układy cyklonalne z powietrzem PPM, w ciągu całego roku. Opady notowane są w każdej porze roku, jednak najwyższe ich sumy przypadają latem. Latem chmury mają największą miąższość i wodność oraz dodatkowo występują silne opady konwekcyjne, charakterystyczne dla tej pory roku. Miesięczne i roczne sumy opadów z okresu 1961–1990 dla wybranych stacji przedstawiono w tablicy 16.11, a izohiety roczne sum opadowych (opad normalny) pokazano na rys. 16.8.

Średnie roczne sumy opadów wahają się w szerokich granicach od około 420 mm w Legionowie, 500 mm w Warszawie do 1800 mm na Kasprowym Wierchu. Na większości obszaru są niższe od 600 mm. Obszarem o niskich opadach, rzędu 500 mm i poniżej jest Polska Centralna – Kraina Wielkich Dolin, a szczególnie jej część środkowa, obejmująca Wielkopolskę, Kujawy, zachodnie i północne Mazowsze.

Czynniki orograficzne na Pojezierzach Pomorskim i Mazurskim powodują zwiększenie opadów miejscami nawet powyżej 700 mm na stronach dowietrznych wzgórz morenowych. Średnio roczne sumy opadów wzrastają o 60÷70 mm na 100 m wzniesienia. Bezpośrednio nad morzem roczne sumy opadów wahają się około 550 mm, ze względu na stosunkowo płaskie brzegi niesprzyjające powstawaniu prądów konwekcyjnych.

Na południe od Krainy Wielkich Dolin, opady wzrastają wraz z wysokością nad poziomem morza. Wyżyny Małopolska i Lubelska otrzymują powyżej 600 mm opadu, a Góry Świętokrzyskie i Jura Krakowsko-Częstochowska nawet powyżej 700 mm.

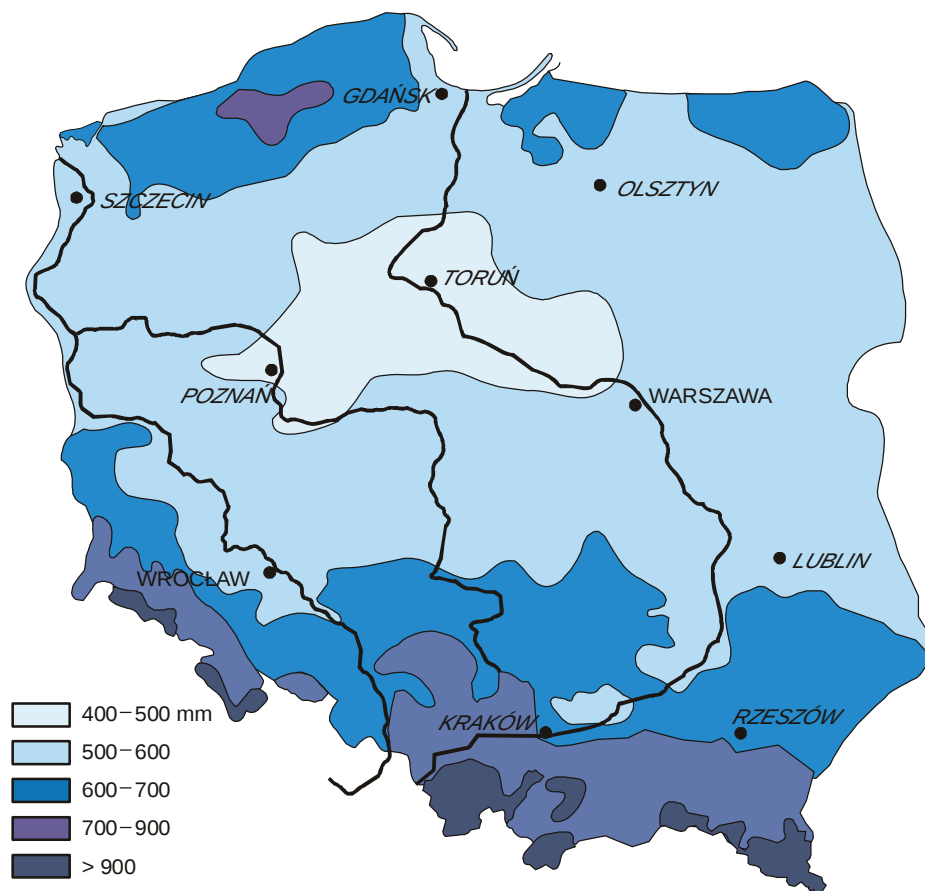
Przewaga wiatrów SW w zimie sprawia, że obfite opady występują w Sudetach po czeskiej stronie, a w Karpatach po słowackiej, oraz na południowo-zachodnich stokach Beskidu Śląskiego, Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, Rostocza i na niektórych obszarach pojeziernych wzgórz morenowych. Przedgórze Sudeckie, w tym Kotliny Jeleniogórska i Kłodzka, Pogórze Karpackie z Kotlinami Żywiecką i Nowosądecką pozostają w cieniu opadowym i otrzymują znacznie mniejsze ilości opadów.

Latem z kolei przeważają wiatry NW. Obficie zraszane są wtedy stoki dowietrzne Gór Izerskich, Beskidów Zachodnich, Gór Świętokrzyskich oraz wzgórz morenowych pojezierzy. Cień opadowy, będący efektem wzgórz Pojezierza Kaszubskiego jest wówczas widoczny w delcie Wisły. Efekt cienia opadowego daje się również zauważyć w sudeckich kotlinach śródgórskich.

Tablica 16.11

Średnie sumy miesięczne i roczne opadów atmosferycznych [mm] w Polsce (1961–1990) (Kossowska-Cezak i inni, 2000)

Nazwa stacji	φN	λE	H [m n.p.m.]	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Łeba	54°45'	17°32'	2	41	30	33	36	48	50	79	71	77	67	68	54	653
Hel	54 36	18 49	1	37	28	27	30	43	56	70	72	61	48	56	46	574
Łębork	54 33	17 45	17	45	33	36	38	54	57	85	75	75	63	68	55	684
Kołobrzeg	54 11	15 35	3	47	31	39	39	47	62	88	69	68	55	62	55	663
Suwałki	54 10	19 26	40	37	27	29	35	52	78	85	77	71	52	58	47	648
Olsztyn	54 08	22 57	184	32	24	32	35	57	75	77	68	54	49	52	39	594
Szczecin Dąbie	53 46	20 25	133	36	26	33	37	54	84	79	77	59	50	56	47	639
Białystok	53 24	14 37	1	36	27	32	38	52	57	61	55	44	38	46	41	527
Toruń	53 06	23 10	148	35	26	31	36	56	74	80	70	52	46	46	40	592
Poznań Ławica	53 02	18 35	69	27	23	26	30	56	79	77	60	45	39	40	35	536
Stubice	52 25	16 50	86	30	24	27	36	53	60	69	57	43	39	39	38	515
Warszawa Okęcie	52 21	14 36	21	37	31	33	40	60	63	58	60	46	37	43	45	553
Lublin	52 10	20 58	106	22	21	26	33	58	71	69	62	43	27	41	32	515
Wrocław Strachowice	51 14	22 34	171	32	30	30	42	57	72	76	72	50	39	44	39	583
Jelenia Góra	51 06	16 53	120	28	26	26	39	64	80	84	78	48	40	43	34	590
Śnieżka	50 54	15 48	342	33	31	34	52	79	87	92	94	57	44	46	36	686
Zamość	50 44	15 44	1603	87	91	87	104	123	141	138	132	85	76	103	96	1263
Rzeszów	50 42	23 15	212	25	23	28	40	62	83	79	68	48	38	36	33	563
Kraków Balice	50 06	22 03	200	30	28	30	45	71	85	91	77	50	41	39	40	626
Przemysł	50 05	19 48	237	34	32	34	48	83	97	85	87	54	46	45	41	686
Lesko	49 48	22 46	279	29	29	34	48	76	97	100	77	55	42	40	40	667
Zakopane	49 18	19 57	857	44	42	50	77	126	177	167	153	96	67	65	57	1122
Kasprowy Wierch	49 14	19 59	1991	124	110	118	141	172	223	208	195	131	111	127	140	1801



Rys. 16.8. Normalny opad roczny na obszarze Polski (Lambor, 1971)

Na południu Polski, na przedgórzu Karpat, sumy opadów szybko rosną, dochodząc w partiach szczytowych Beskidu Śląskiego do ok. 1200 mm, a nawet do 1600÷1800 mm w Tatrach. Oprócz wysokości nad poziomem morza ma tu również wpływ odpowiednia ekspozycja pasm górskich w stosunku do wiatrów deszczonośnych.

W Sudetach opady są wyższe na tych samych wysokościach niż w Karpatach, dochodząc do 1000÷1300 mm. Charakterystyczny też jest stosunkowo duży udział opadów zimowych w opadzie rocznym. Cechy te świadczą o dominacji na tym obszarze wilgotnych oceanicznych mas powietrza.

Wyraźnie mniej opadów otrzymuje natomiast przedgórze Sudeckie, przechodzące łagodnie w Nizinę Śląską. Jest to wpływ efektu fenowego przy częstych wiatrach SW i W.

Półroczne letnie (IV–IX) otrzymuje około 60% opadów, natomiast samo lato pod względem opadów przewyższa zimę dwu-, a nawet czterokrotnie.

Na wybrzeżu, pojezierzach, na wschodzie i Sudetach większe opady są na jesieni niż wiosną, w pozostałych regionach wiosna jest bardziej mokra niż jesień.

Największe sumy opadowe są przeważnie w lipcu, czasem w sierpniu lub w górach w czerwcu. Średnie sumy tych miesięcy wahają się od około 60 do 80 mm, w górach

osiągają 100÷240 mm. Najuboższy w opady jest najczęściej luty. Średnie sumy lutego wynoszą od 20 do 30 mm, a w górach 80÷110 mm.

Maksymalne sumy dobowe latem często przekraczają średnie sumy miesięczne. W Gdańsku, 9 lipca 2001 roku suma dobową deszczu wyniosła 123,5 mm, przy średniej sumie opadów lipca 70 mm. Rekordową wartość dla Polski – 300 mm osiągnęła suma dobową w dniu 30 czerwca 1973 roku na Hali Gąsienicowej.

Opad jest elementem zmiennym nie tylko w przestrzeni, ale i w czasie. Zmienność opadu określa się zwykle stosunkiem sumy skrajnej do przeciętnej dla danego okresu. Skrajne sumy roczne wahają się w granicach 150% do 60% normy. Większe zróżnicowanie występuje w sumach opadowych dla różnych pór roku: od 220% do 35%, przy czym większe różnice występują jesienią niż wiosną.

Z miesięcy, największą rozpiętością wysokości opadów w poszczególnych latach charakteryzują się październik i wrzesień: 500% do 5%, najmniejszą sierpień, grudzień i styczeń.

Ważnym wskaźnikiem opadów jest także częstość ich występowania. Oblicza się np. liczbę dni z opadem mierzalnym, tj. powyżej 0,1 mm. Liczba ta waha się w dość szerokich granicach od ok. 130 w centrum do 140÷150 dni na nizinach, na pojezierzach i wyżynach 160÷170 dni, a w górach ponad 200.

W zimie opady występują częściej, lecz są mało wydajne. Latem liczba dni z opadem nieznacznie maleje, natomiast wzrasta udział dni o wysokich sumach dobowych.

Wiosna w północnej części kraju jest suchsza od jesieni, a w południowej połowie Polski jest odwrotnie – wiosna jest wilgotniejsza od jesieni.

Największa liczba dni z opadem w całej Polsce jest obserwowana w grudniu, styczniu i lutym, przy jednocześnie niskich ich sumach. Najmniej dni opadowych w części północnej i środkowej przypada na marzec, a w Polsce południowej na październik.

Liczba dni z burzą wykazuje duże zróżnicowanie: od około 14 na wybrzeżu do 40 na Kasprowym Wierchu. Najrzadziej burze występują na morskim wybrzeżu i w północno-zachodniej Polsce (14÷18 dni), najczęściej na południu, a przede wszystkim w górach. Są jednak wyjątki, np. Muszyna i Iwonicz cechują się niską liczbą dni z burzą (16÷18), podczas gdy w sąsiedztwie (Przemyśl, Zakopane) liczba dni z burzą wynosi ok. 30.

W okresie od października do kwietnia opady mają charakter stały. Opady śniegu w centrum Polski występują przez około 40÷50 dni, na zachodzie 30 dni, a wschodzie około 70 dni. W górach często ich liczba przekracza 100 dni. Najczęściej śnieg występuje od listopada do kwietnia, ale bywają w poszczególnych latach duże odstępstwa. Powstająca w wyniku opadów śniegu pokrywa śnieżna utrzymuje się przez około 40 do 50 dni na zachodzie i na Dolnym Śląsku, natomiast czas jej trwania rośnie ku wschodowi do 75÷80 dni.

Na Suwalszczyźnie i w Puszczy Białowieskiej utrzymuje się nawet przez około 100 dni. Wynika to oczywiście z wartości temperatur zimowych w tych regionach.

Wpływ temperatury zimy na trwałość pokrywy śnieżnej wyraźnie widać w Tatrach. W Zakopanem śnieg leży przez około 115 dni, podczas gdy na Kasprowym Wierchu dwa razy dłużej – 233 dni. Zima na Śnieżce jest krótsza, trwa średnio ok. 180 dni, co wynika z działania silnych wiatrów.

16.6. Ekstremalne zjawiska przyrodnicze

16.6.1. Wprowadzenie

Środowisko naturalne tworzy z jednej strony materialne podstawy życia człowieka, z drugiej jednak strony bywa także źródłem zagrożeń jego egzystencji. Ekstremalne zjawiska przyrodnicze, w tym pogodowe, powodujące szkody materialne i niematerialne, są nieodłącznie związane z życiem człowieka. Szczególne zainteresowanie tą problematyką w ostatnich latach wynika ze znacznie zwiększonej intensywności klęsk żywiołowych i katastrof, powodujących ogromne straty zarówno ludzkie, jak i materialne.

Obserwuje się przy tym wyraźny wzrost częstotliwości ekstremalnych zjawisk przy jednoczesnym zmniejszeniu zdolności adaptacyjnych człowieka do przeciwdziałania ich skutkom. Potrzeba poznania ich przyczyn w celu zmniejszenia katastrofalnych skutków jest w pełni rozumiana przez rządy wielu krajów i agencje międzynarodowe. Wyrazem tego są uruchomiane przez ONZ międzynarodowe programy badań zapobiegania katastrofom naturalnym.

Występowanie różnych zagrożeń ze strony środowiska przyrodniczego jest w swojej genezie, związane z poszczególnymi strefami geograficzno-klimatycznymi. Wyróżnia się zwykle trzy główne obszary geograficzne, w których występują charakterystyczne dla nich zagrożenia naturalne: obszary strefy równikowej i międzyzwrotnikowej, strefa umiarkowanych szerokości geograficznych oraz strefy podbiegunowe.

I. Obszary strefy równikowej i międzyzwrotnikowej narażone są na występowanie:

- 1) cyklonów tropikalnych, tornad, tajfunów,
- 2) lokalnych wiatrów pustynnych o regionalnych nazwach,
- 3) trzęsień Ziemi i erupcji wulkanów,
- 4) fal tsunami,
- 5) katastrofalnych susz lub nadmiernych opadów i powodzi wielkich rzek, związanych głównie ze zjawiskiem El Niño lub występowaniem monsunów,
- 6) promieniowania UV-B,
- 7) burz pyłowych.

II. Umiarkowane szerokości geograficzne narażone są na występowanie zagrożeń wywołanych zjawiskami naturalnymi, takimi jak:

- 1) huraganowe prędkości wiatru związane z działalnością ogólnej cyrkulacji atmosfery,
- 2) lokalne wiatry dynamiczne w obszarach górsko-wyżynnych, o regionalnych nazwach, np. Blizzard, Bora, Halny, Mistral itp.,
- 3) lokalne trąby powietrzne przybierające prędkości huraganów,
- 4) powodzie i susze,
- 5) bardzo mroźne lub nadzwyczaj ciepłe zimy,
- 6) nadzwyczajne opady śnieżne, zamiecie i zawieje,
- 7) różnego rodzaju oblodzenia lodem, śniegiem, szadzią oraz mgły,
- 8) trzęsienia Ziemi i erupcje wulkanów,
- 9) lawiny śniegowe i błotne,
- 10) promieniowanie UV-B i ozon niskotroposferyczny.

III. Strefy podbiegunowe narażone są na zmieniający się zasięg lodowego paku przy biegunie północnym, dryfującej kry lodowej oraz erupcje wulkanów lub gejzerów.

16.6.2. Nadzwyczajne zagrożenia pogodowe w Polsce

Polska potencjalnie znajduje się pod działaniem zagrożeń naturalnych wymienionych dla strefy II – umiarkowanych szerokości geograficznych, z wyjątkiem punktu 8. – erupcje wulkanów i trzęsienia Ziemi.

Do zjawisk meteorologicznych, które w ostatnich latach powodują największe zagrożenia i straty w Polsce, należą przede wszystkim powodzie i maksymalne prędkości wiatru.

Powodzie mogą być spowodowane zarówno bardzo intensywnymi lub długotrwałymi opadami atmosferycznymi, jak też gwałtownym topnieniem pokrywy śnieżnej połączonym z opadami i zatorami lodowymi.

Duże zagrożenie i szkody mogą też wywołać długie okresy bezopadowe połączone z występowaniem wysokich temperatur – powodujące często głębokie, katastrofalne wręcz susze.

Wysokie straty w uprawach mogą spowodować także takie zjawiska pogodowe, jak silne przymrozki, czy nawet fale mrozu występujące wiosną oraz fale upałów latem jak również nadzwyczajne opady śniegu, zawieje i zamiecie zimą. Bardzo groźne są też gwałtowne burze połączone z wyładowaniami elektrycznymi powodującymi pożary, a nawet śmiertelne porażenia ludzi i zwierząt.

Poniżej omawia się szczegółowiej zagadnienie występowania nadzwyczaj dużych prędkości wiatru w Polsce, ze względu na nasilenie tego zjawiska w ostatnich latach (Lorenc, IMGW 2005).

16.6.3. Maksymalne prędkości wiatru w Polsce i ich skutki

Występowanie dużych prędkości wiatru w Polsce jest związane z trzema odrębnymi genetycznie sytuacjami meteorologicznymi:

- 1) działalnością cyklonalną wywołaną przemieszczaniem się przez obszar południowego Bałtyku wybitnie „porywowych” cyrkulacji (porywy wiatru przekraczają o 5 m/s prędkość średnią z 10-minutowych przedziałów);
- 2) występowaniem w górach wiatru halnego, spowodowanego barierą orograficzną gór;
- 3) występowaniem sprzyjających warunków meteorologicznych do powstania małoskalowych wirów powietrznych – **trąb powietrznych**.

Dla celów szacowania zniszczeń, opierając się na skalach opracowanych przez Saffira-Simpsona oraz Fujita dla huraganów, tornad i tajfunów (rozdział 9.8) w IMGW, prof. H. Lorenc opracowała specjalną skalę (H. Lorenc, 2005).

W ostatnich latach w Polsce obserwuje się wyraźny wzrost częstotliwości pojawiania się **trąb powietrznych**. Zagrożenie przez trąby powietrzne w kraju występuje w cieplej porze roku, najczęściej od czerwca do sierpnia, w godzinach popołudniowych. Warunki sprzyjające do powstania trąby powietrznej występują na pograniczu dwóch silnie zróżnicowanych termicznie i wilgotnościowo mas powietrza. Najczęściej są to masy bardzo ciepłe i wilgotne powietrza zwrotnikowego – PZm oraz chłodne i także wilgotne masy powietrza polarnego Ppm.

Trąby powietrzne powstają zwykle przed frontem chłodnym w masie ustępującego, ciepłego powietrza. W powietrzu ciepłym utrzymuje się równowaga chwiejna i silna konwekcja termiczna. Tworzą się burze, nawałnice, sztormy. W Polsce strefa formowania się nawałnic i trąb powietrznych nosi nazwę **frontu szkwałowego**. Tworzą się wówczas chmu-

ry burzowe z silnie rozwiniętymi pionowymi i poziomymi prądami oraz zawirowaniami powietrza, które sięgają od silnie rozbudowanych chmur *Cumulonimbus* do powierzchni Ziemi. Na ich intensywność mogą mieć wpływ niektóre elementy fizjograficzne terenu oraz różnicowanie podłoża (las, obszary piaszczyste, poprzecinane drogami asfaltowymi itp.).

W umiarkowanych szerokościach geograficznych, trąba powietrzna jest wirami powietrza o średnicy od kilku do kilkudziesięciu metrów i pionowej lub skośnej osi obrotu względem powierzchni Ziemi. Wyrasta zwykle z przedniej części chmury burzowej *Cumulonimbus* (*Cb*) w postaci leja skierowanego ku powierzchni Ziemi. Lej obniża się stopniowo, sięgając powierzchni Ziemi. Jego przekrój zwęża się, i w zwężeniu powstaje wiatr o ogromnej prędkości od 50 do 100 m/s (do 350 km/h). Prędkości te powodują powstanie siły odśrodkowej powodującej rozpływ masy powietrza na zewnątrz leja. Wywołuje to znaczny spadek ciśnienia w jego wnętrzu. Spadek ciśnienia może być rzędu 100 hPa, w porównaniu do ciśnienia w otoczeniu. W tym stadium lej porywa z Ziemi tumany pyłu, piasku, wody i różne przedmioty. Wir tworzy ciemny słup jakby podtrzymujący chmurę, rozszerzony po obu jego końcach. Kierunek wirowania powietrza w trąbie jest cykloniczny, a więc przeciwny do ruchu wskazówek zegara.

Z amerykańskich badań wynika, że utworzeniu się trąby powietrznej sprzyjają: bardzo wysoka temperatura punktu rosy (duża wilgotność bezwzględna), uskok wiatru (różne kierunki i prędkości wiatru na różnych wysokościach) oraz wystąpienia prądu strumieniowego – jet streamu na wysokości powyżej 16 km. Wciąga on jeszcze wyżej powietrze unoszące się na skutek konwekcji.

Dla trąb powietrznych w Polsce jest charakterystyczny pas zniszczeń, odpowiadający w przybliżeniu rozmiarom porzecznym wiru, zazwyczaj około 200–250 m. Największe zniszczenia występują w strefie zwiększonej wirowości strug powietrza, a więc w przewężeniach terenowych naturalnych, jak i urbanistycznych. Wir powietrza przemieszcza się razem z generującą go chmurą burzową. Często trąbie powietrznej towarzyszy burza, grad i deszcz.

Prędkość powietrza w wirze ocenia się na podstawie zniszczeń, gdyż żadna trąba powietrzna w Polsce nie przeszła bezpośrednio nad stacją meteorologiczną. Zresztą w takim przypadku stacja uległaby zniszczeniu i też nie byłoby bezpośrednich pomiarów.

Na podstawie obserwacji stwierdza się, że trąby powietrzne występujące w Polsce charakteryzują się prędkościami przemieszczania rzędu 30–40 km/h, prędkościami wiatru w wirze 50–100 m/s (180–360 km/h) i czasem trwania nad jednym miejscem od kilku sekund do kilku minut. Katastrofalne skutki przejścia trąby wywołują nie tylko ogromne prędkości wirującego powietrza, ale także wielka siła ssąca wywołana niskim ciśnieniem panującym w osi wiru. Siła ta powoduje wyrwanie drzew z korzeniami, podrywanie do góry całych obiektów, jak domy, samochody, wagony kolejowe, a także zwierząt i ludzi i przenoszenia ich na odległości dziesiątków metrów.

Nad powierzchniami wodnymi występują trąby wodne, zjawisko to nad Bałtykiem jest bardzo rzadko spotykane. W okresie od 1979 r. (badania H. Lorenc z IMGW) trąby powietrzne w Polsce występują z częstotliwością od 1 do 4 rocznie. Nie zaobserwowano ostatnio wzrostu częstości ich występowania, natomiast od roku 1998 stwierdzono ich znacznie większą gwałtowność, siłę oraz katastrofalne zniszczenia.

Najczęściej trąby powietrzne występują w wyżynnej części kraju, na obszarze Małopolski i w Polsce Środkowej. Praktycznie, mogą wystąpić w każdej części kraju, z wyjątkiem wybrzeża. W ostatnim okresie wyjątkowo niszczycielska trąba powietrzna miała miejsce

4 lipca 2002 roku na obszarze Pojezierza Mazurskiego. Została zakwalifikowana jako front szkwałowcy z trąbami powietrznymi. Kompletnemu zniszczeniu uległo wówczas 44 000 ha Puszczy Piskiej. W dniu 9 lipca 2004 trąby powietrzne wystąpiły w kilku miejscowościach środkowej i wschodniej Polski – głównie na skrajach dużych kompleksów leśnych: Puszczy Kampinoskiej i Puszczy Białowieskiej. Zniszczonych zostało wiele obiektów budowlanych i duże obszary leśne.

Zmiany i wahania klimatu

17.1. Czynniki klimatotwórcze

Badając zmiany i wahania klimatu należy szczególną uwagę poświęcić czynnikom i procesom klimatotwórczym. Czynniki kształtujące klimat na kuli ziemskiej, można podzielić na zewnętrzne i wewnętrzne. Do podstawowych czynników zewnętrznych należą położenie kuli ziemskiej w układzie słonecznym oraz siły grawitacyjne związane z oddziaływaniem planet na Słońce i Ziemię, a także na aktywność Słońca i erupcję wulkanów na Ziemi.

Podstawowym czynnikiem wewnętrznym jest natomiast cyrkulacja atmosfery. Główne elementy ją kształtujące, to:

- pokrywy lodowe w strefach okołobiegunowych (pak lodowy, lodowce szelfowe, lądolody),
- rozkład lądów i oceanów na kuli ziemskiej oraz systemy prądów morskich,
- system pasatów w strefie równikowej kuli ziemskiej oraz składowe systemu monsunów,
- procesy oceaniczno-atmosferyczne o zasięgu ponadregionalnym,
- działalność człowieka jako czynnik wewnętrzny wpływający na klimat, chociaż czasem to oddziaływanie jest zaliczane do czynników zewnętrznych.

System klimatyczny kuli ziemskiej jest zatem otwarty na przestrzeń pozaziemską, która jest stałym źródłem energii słonecznej, a równocześnie zamknięty. Wewnątrz niego odbywa się bowiem wymiana energii i obieg materii między lądami, oceanami i atmosferą. Wszystkie składowe systemy są współzależne i wzajemnie na siebie oddziałują.

Zarówno czynniki zewnętrzne, jak i wewnętrzne mogą wykazywać zmiany o charakterze cyklicznym lub quasi-cyklicznym. Jeśli zmiany zachodzą we względnie krótkich okresach, należy je traktować jako pewnego rodzaju „drgania własne” systemu klimatycznego, a nie jako zmiany klimatu. W takim przypadku bowiem czynniki je wywołujące, nie doprowadzają do ustalenia się nowego stanu równowagi, i system powraca do dawnego stanu. Do tego typu „drgań” należą np. przebiegi roczne lub dobowe dowolnego elementu klimatycznego odzwierciedlające różnice między latem a zimą, lub dniem i nocą. Są one powodowane procesami zewnętrznymi, przyczynami są odpowiednio obieg Ziemi wokół Słońca oraz obrót Ziemi wokół swej osi. Przebiegi elementów klimatycznych (cykle klimatyczne) są dobrze poznane. Do zjawisk quasi-cyklicznych, wciąż nie w pełni wyjaśnionych, należą np.: QBO (Quasi-Biennial Oscillation) i zjawisko El Niño, które są intensywnie badane w ostatnim dwudziestolecu.

QBO jest zjawiskiem obserwowanym w stratosferze tropikalnej, mającym postać cyklicznej (mniej więcej co dwa lata) zmiany przeważającego kierunku wiatru z zachodniego na wschodni. Prawdopodobnie wywiera wpływ na stężenie ozonu w stratosferze

i rozprzestrzenianie się pyłów wulkanicznych, a także na działalność cyklonów tropikalnych. Obserwuje się zmniejszoną aktywność cyklonów tropikalnych w okresie lat z przewagą wiatrów wschodnich.

El Niño jest zjawiskiem cyklicznym związanym z wewnętrznymi czynnikami klimatycznymi. Termin ten odnosi się wyłącznie do ciepłej fazy zjawiska, tzw. Oscylacji Południowych, występującego w równikowej części Oceanu Spokojnego, między wybrzeżem Peru i Chile a rejonem Indonezji (patrz rozdział 9.4).

17.2. Zmiany klimatu – hipotezy

Do tej pory w środowisku naukowców nie ma jednoznacznych poglądów co do przyczyn obserwowanego już dość wyraźnie ocieplenia się klimatu. Przedstawiane są różne hipotezy, odbywają się burzliwe dyskusje naukowe i publiczne.

W wyniku badań paleoceanografów przedstawiono na przykład hipotezę, że obniżenie temperatury powietrza w okresie tzw. małej epoki lodowej (XV–XVIII w.) jest typowe dla interglacjalu. Wzrost temperatury w ostatnich latach jest jego przejawem, natomiast wzrost częstości niektórych ekstremalnych zjawisk pogodowych i ostatnie lata z rekordowo wysokimi temperaturami mogą mieć związek z maksimami 11-letniego cyklu plam na Słońcu.

Kolejni badacze H. Lamb i E. Borisienkov (Lorenc H., 2004) oraz inni uważają, że zmiany klimatu w różnych skalach czasowych powodują następujące czynniki naturalne:

- **tektoniczne** – ruchy skorupy ziemskiej (30÷40 mln lat). Przyjmuje się, że wypiętrzenie Tybetu spowodowało zmianę klimatu na tyle istotną, że utworzyła się cyrkulacja monsunowa w tej części świata;
- **astronomiczne** – zgodnie z teorią Milankowicza orbita, po której porusza się kula ziemską, nie jest stała, i tak:
 - 1) cykl zmian kształtu orbity trwa 90÷100 000 lat. Przy zbliżaniu się do elipsy natężenie promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni Ziemi ulega wahaniom w granicach 30%;
 - 2) oś obrotu Ziemi ulega precesji – stąd różna odległość Ziemi od Słońca. Cykl trwa 21 000 lat;
 - 3) nachylenie płaszczyzny równika do ekliptyki zmienia się w granicach 21,8°÷24,4° w cyklu 40 000 lat. Obecnie wynosi 23,4°, i zmniejsza się o 0,00013° na rok. Im większe nachylenie osi ziemskiej, tym większe różnice temperatur między latem a zimą;
- **astrofizyczne** – zmiany aktywności Słońca. Energia promienista powstaje w wyniku reakcji termojądrowych na Słońcu podczas rozszczepienia się atomów wodoru i helu. Pochodzi z warstwy zwanej fotosferą i ulega zmianom, czego dowodem są tzw. plamy słoneczne, które powodują zmniejszenie ilości promieniowania słonecznego emitowanego przez tę część Słońca. Zmiany stałej słonecznej zachodzą w granicach 5%, zgodnie z 11-letnim cyklem występowania plam słonecznych. W okresie spokojnego Słońca wartości stałej słonecznej jest o 2% mniejsza. Obecnie jej wartość na granicy atmosfery wynosi 1367 W/m²;
- **geofizyczne** – zmiany ruchu obrotowego Ziemi, wahania prędkości kątowej i nutacji osi obrotu.

— **cyrkulacyjne** – związane z procesami wewnątrz atmosfery. Zjawisko El Niño i Oscylację Północnego Atlantyku (NAO) należy zaliczyć do czynników klimatotwórczych.

Niektórzy naukowcy, między innymi Boryczka (za Lorenc, 2004) udowadniają, że cyrkulacja atmosfery ulega podobnym zmianom cyklicznym, jak aktywność Słońca i parametry układu słonecznego.

Należy także uwzględnić fakt, że zasięg ingerencji człowieka zmieniał się wraz z postępem cywilizacyjnym i kulturowym, ponieważ wprowadzano stopniowo nowe źródła energii. Współcześnie człowiek powoduje wzrost emisji do atmosfery następujących gazów cieplarnianych: freonu, dwutlenku węgla, tlenu azotu, metanu. Poza tym wycinanie lasów tropikalnych zmniejsza powierzchnię naturalnego ekosystemu pochłaniającego dwutlenek węgla. Można więc postawić hipotezę, że czynnikiem współcześnie kształtującym klimat jest w dużej mierze zmiana składu chemicznego atmosfery, spowodowana działalnością człowieka, natomiast czynniki naturalne określają podstawowy kierunek i tło zmian klimatu.

17.3. Badania klimatu i ich wyniki

Współczesne badania klimatu biegną trzema torami. Pierwszy dotyczy badań klimatu i jego zmian przez konstruowanie matematyczno-fizycznych modeli klimatu dla różnych scenariuszy. Drugi to wykrywanie mechanizmów fizycznych rządzących kształtowaniem się zjawisk pogody i ewolucją klimatu. Trzeci kierunek to badania zmienności, wahań i ewentualnych zmian klimatu na podstawie wieloletnich, jednorodnych serii obserwacyjnych (zazwyczaj bada się temperaturę powietrza i opady).

Kolejne raporty Światowej Organizacji Meteorologicznej (wg Lorenc, 2004) stwierdzają, że jest coraz więcej dowodów na to, że za ocieplenie występujące w ostatnich latach jest odpowiedzialny człowiek i jego działalność. Świadczą o tym przede wszystkim następujące dane:

- stężenie dwutlenku węgla zwiększyło się z około 280 cząstek gazu na mln (ppm) w 1750 r. do 370 ppm przy końcu 2001 r., czyli o ponad 32%;
- stężenie metanu i podtlenu azotu w atmosferze w tym okresie wzrosło odpowiednio o 151% i 17%.

Powszechnie uważa się, że ten wzrost gazów cieplarnianych w atmosferze spowodował jej ocieplenie. Potwierdza to opracowany w 2001 r. III Raport IPCC (Międzyrządowy Zespół ds. Zmian Klimatu – Intergovernmental Panel on Climate Change). Przedstawiono w nim wyniki prac, dotyczących naukowych podstaw globalnych zmian klimatu. Wynika z nich, że:

- od 1860 r. nastąpił wzrost średniej globalnej temperatury powietrza o $0,4 \pm 0,8^{\circ}\text{C}$;
- dekada lat 90. XX w. była najcieplejsza, a rok 1998 najcieplejszy w okresie pomiarów instrumentalnych na półkuli północnej;
- od lat 50. globalna temperatura minimalna wzrasta dwukrotnie szybciej niż maksymalna;
- od lat 50. obserwuje się wzrost temperatury w troposferze (do 8 km) o $0,1^{\circ}\text{C}$ na dekadę;
- z rekonstrukcji danych historycznych ostatniego 1000-lecia wynika, że ocieplenie, które nastąpiło w XX w., jest największe w tym okresie.

Ocieplenie globalne atmosfery analizowano jako odchylenie od średniej temperatury powietrza z okresu 1961–1990. Zaznaczyło się ono dwukrotnym, gwałtownym wzrostem

temperatury w latach 1910–1912 i po roku 1975. Według III Raportu IPCC spowodowało to podniesienie się średniego poziomu oceanu o 10 do 20 cm. Również zasięg lodu morskiego w ostatnich 50 latach na półkuli północnej zmniejszył się około 10÷15%, a okres utrzymywania się pokrywy lodowej na jeziorach i rzekach uległ skróceniu o około 2 tygodnie. Ponadto o 40% zmniejszyła się grubość pokrywy lodowej występującej na Morzu Arktycznym od późnego lata do wczesnej jesieni. Zaobserwowano ponadto rozległe cofanie się lodowców górskich w ciągu ostatnich 100÷150 lat.

Hipotezy te są wysnuwane na podstawie wyników modeli ogólnej cyrkulacji atmosfery i oceanu oraz prognoz zużycia energii i emisji gazów cieplarnianych.

Uwzględniając scenariusze rozwoju społeczno-gospodarczego świata, od którego zależy wielkość emisji gazów cieplarnianych i aerozoli, konstruuje się scenariusze prognozy zmian klimatu. Najczęściej przyjmuje się w nich podwojenie koncentracji CO₂ w powietrzu.

Globalne modele klimatyczne coraz lepiej symulują obserwowane i przyszłe zmiany klimatu przez wprowadzanie do nich informacji o czynnikach naturalnych oraz antropogenicznych. Otrzymuje się dzięki nim symulowany przebieg zmian globalnych temperatury powietrza, zbliżony do obserwowanego w okresie ostatnich 150 lat.

Obliczono między innymi, że dla scenariusza zakładającego podwojenie dwutlenku węgla w atmosferze globalny przyrost temperatury do 2100 r. może zawierać się w granicach 1,4÷5,8°C, w zależności od części świata. Modele wykazują także, że spodziewany jest wzrost zawartości pary wodnej w atmosferze i opadów w XXI w., głównie w wysokich i średnich szerokościach geograficznych.

III Raport IPCC zwraca także uwagę na fakt, że czynniki antropogeniczne mogą oddziaływać na zmiany klimatu jeszcze przez kolejne stulecia, mimo współczesnych ograniczeń emisji gazów cieplarnianych, ponieważ czas ich przebywania w atmosferze jest bardzo długi. Nadal istnieje jednak wiele niepewności wynikających z niepełnej wiedzy na temat roli poszczególnych gazów w procesach radiacyjnych i ich cyklu w przyrodzie, nieliniowych procesów w systemie klimatycznym, roli chmur i innych.

17.3.1. Metody badań zmian klimatu

Obecnie na świecie są stosowane trzy podstawowe metody badań zmian klimatu w skali regionalnej: empiryczna, półempiryczna i modele mezoskalowe.

1. Metody empiryczne polegają przede wszystkim na utworzeniu i analizie wieloletnich ciągów danych obserwacyjnych.
2. Metody półempiryczne wykorzystują statystyczną interpretację wyników modeli globalnych w celu uzyskania lokalnych rozkładów zmiennych klimatycznych stanowiących tzw. wejście do modeli symulacyjnych. Wykrywane są tu związki empiryczne między wielkościami wielkoskalowymi i regionalnymi.
3. Modelowanie mezoskalowe klimatu jest najbardziej skomplikowaną metodą pozwalającą na symulację klimatu regionalnego. Wbudowanie modelu regionalnego o dużej rozdzielczości pozwala na bezpośredni opis procesów fizycznych zachodzących w mezoskali. Jest to jednak metoda najdroższa oraz najtrudniejsza, możliwa do stosowania tylko w nielicznych ośrodkach badawczych.

Badania symulacyjne klimatu prowadzi się za pomocą modeli ogólnej cyrkulacji atmosfery. Konieczna jest odpowiednia interpretacja wyników tych modeli dla określonych regionów, w tym dla Polski, by możliwa była ocena przyszłych zmian klimatu. Procesy

klimatyczne podlegają podstawowym prawom fizyki, można je zatem opisać matematycznie za pomocą nieliniowych równań różniczkowych. Tak skonstruowane modele ogólnej cyrkulacji atmosfery są stosowane przede wszystkim do badań czułości systemu klimatycznego na zmianę jednego z elementów. W ten sposób bada się na przykład wrażliwość klimatu na zwiększoną zawartość CO₂.

Badania symulacyjne zmian klimatu są prowadzone na świecie jedynie w dużych ośrodkach naukowych, dysponujących komputerami o wielkich możliwościach obliczeniowych oraz znacznymi środkami finansowymi, gdyż symulacja klimatu jest bardzo droga.

Dotychczasowe badania wykazują, że istnieje duża zbieżność wyników różnych modeli (ok. 30) w skali globalnej, natomiast w przypadku skali regionalnej modele mogą dawać zupełnie różne rozkłady zmiennych klimatycznych.

Modelowanie klimatu jest najbardziej współczesnym kierunkiem badań nad zmianami klimatu i niekorzystnymi skutkami tych zmian. Kierunek ten należy rozwijać i udoskonalać. W konsekwencji, jeżeli przyjąć na przykład scenariusz podwojonego stężenia dwutlenku węgla, w zależności od rodzajów predyktorów regionalnych stosowanych w modelach, nie ma dotąd podstaw do postawienia jednoznacznej prognozy klimatu w Polsce w tym stuleciu. Na podstawie uzyskanych wyników z modeli nie można mówić o prognozach klimatu na kolejne dziesięciolecie, lecz tylko o prawdopodobnych scenariuszach zmian parametrów meteorologicznych. Parametry te obarczone są błędami i dużym stopniem niepewności, stanowią jednak jedyny ilościowy obraz ewentualnych zmian klimatu w skali regionu.

W obecnych warunkach istotniejsze jest raczej badanie wrażliwości poszczególnych dziedzin środowiska na różne możliwe rozkłady elementów klimatu, niż opracowywanie ciągle jeszcze niedoskonałych prognoz.

17.3.2. Badania polskie

Różne globalne modele klimatu zostały wykorzystane do badań zmian klimatu w Europie Centralnej i w Polsce (Lorenc, 2004). Otrzymane wyniki, w zależności od wprowadzanych do modeli elementów fizycznych, różniły się zasadniczo, zarówno w stosunku do prognozy opadu jak i temperatury. Nadal więc najważniejsze jest badanie wpływu poszczególnych elementów klimatu na środowisko, analiza różnych możliwych scenariuszy ich zmian, a nie szczegółowa prognoza klimatu.

Ogromną wartość, nie do przecenienia, w badaniach klimatu mają dane empiryczne. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej jest jednym z niewielu w Europie, który dysponuje XVIII–XX-wieczną oryginalną serią instrumentalnych pomiarów temperatury powietrza dla Warszawy – Obserwatorium Astronomiczne (1779–2000). Dostępne są ponadto jeszcze dane dla Krakowa – Obserwatorium Astronomiczne (1792–2000), ponadstuletnie serie pomiarów temperatury dla Puław (od 1851 r.), Gdańska Wrzeszcza (od 1851 r.), Helu (od 1851 r.) i dla Śnieżki (od 1881 r.). Serie te, jako jednorodne, mogą być stosowane do prowadzenia badań nad wiekowymi tendencjami zmian temperatury powietrza.

Wiekowy trend zmian temperatury powietrza został wyznaczony na podstawie 220-letniego ciągu średnich temperatur dla Warszawy (Lorenc, 2004). Stwierdzono trend rosnący 0,6°C/100 lat (rys. 17.1).

W głównych porach roku trend ten przyjmuje następujące wartości: wiosna – 0,75°C/100 lat, lato – –0,06 °C/100 lat, jesień – 0,40°C/100 lat, zima – 1,12°C/100 lat. Największy przyrost temperatury wystąpił zimą, natomiast latem trend jest nawet ujemny,

choć zaobserwowano o tej porze roku najmniejszą zmienność temperatur. Średnia roczna temperatura powietrza z tego okresu wyniosła $7,7^{\circ}\text{C}$.

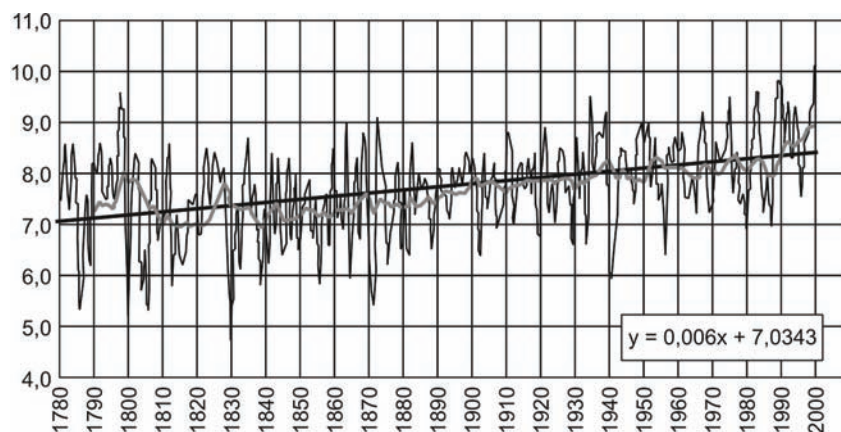
Na podstawie tych badań wyodrębniono także w okresie 1779–2000 wyraźne cztery epoki termiczne, charakteryzowane na podstawie średnich temperatur rocznych.

I okres termiczny. Od początku obserwacji instrumentalnych do około roku 1800 wystąpiło optimum termiczne. Początek tego okresu nie jest znany z powodu braku obserwacji. Dziesięciolecie 1791–1800 było wyraźnie najcieplejsze. Średnia roczna temperatura powietrza w Warszawie wyniosła wówczas $7,8^{\circ}\text{C}$.

II okres termiczny. Od około 1801 do 1889 r. trwał najchłodniejszy okres z historii obserwacji. Można jeszcze wyodrębnić w nim najchłodniejsze dziesięciolecie: 1811–1820, w którym średnia temperatura w wynosiła tylko $7,0^{\circ}\text{C}$. Również w tym okresie wystąpił najchłodniejszy rok z całych obserwacji – rok 1829, gdy temperatura średnia roczna wyniosła tylko $4,7^{\circ}\text{C}$. Ten okres chłodu wystąpił w całej Europie. Przypadł on na minimum absolutne aktywności słonecznej i jednocześnie na maksimum aktywności wulkanów. Pyły wulkaniczne pozostawały w stratosferze przez wiele lat, co powodowało osłabienie dopływu promieniowania słonecznego, a tym samym zmniejszenie stałej słonecznej.

III okres termiczny. Od około 1890 do 1980 r. obserwuje się systematyczny wzrost temperatury powietrza, zwłaszcza zimą, z „przyrostem” odchyleń od średniej 220-letniej od $+0,2^{\circ}\text{C}$ na początku okresu do $+0,4^{\circ}\text{C}$ na końcu lat 70. XX w.

IV okres termiczny. Od początku lat 80. XX w. do 2000 r. okres ten charakteryzuje się w stosunku do poprzedzającego gwałtownym przyrostem temperatury powietrza o $+0,9^{\circ}\text{C}$ w stosunku do średniej 220-letniej.



Rys. 17.1. Zmienność średniej rocznej temperatury powietrza w okresie 1780–2000, Warszawa Obserwatorium (Lorenc, 2004)

Dwa ostatnie 10-lecia XX w. są najcieplejszymi w badanym 220-leciu (1779–2000) w Warszawie, ze średnimi rocznymi wartościami temperatury $+8,5$ i $+8,6^{\circ}\text{C}$ i najcieplejszymi latami 1989 z temperaturą średnią roczną powietrza $+9,8^{\circ}\text{C}$ i rokiem 2000 ze średnią roczną temperaturą powietrza w Warszawie $+10,1^{\circ}\text{C}$ (najwyższa w okresie 220 lat) w porównaniu do średniej 220-letniej $+7,8^{\circ}\text{C}$.

Tablica 17.1

Średnie sezonowe i roczne wartości temperatury powietrza [°C] w kolejnych dziesięcioleciach okresu 1781–2000 oraz wartości odchyleń od średnich sezonowych 220-letnich w Warszawie (Observatorium) (Lorenc, 2004)

Lata	Średnia dla wiosny	Odchylenie od śr. 7,5	Średnia dla lata	Odchylenie od śr. 17,9	Średnia dla jesieni	Odchylenie od śr. 8,0	Średnia dla zimy	Odchylenie od śr. -2,5	Średnia roczna	Odchylenie od śr. 7,7
1781–1790	6,4	-1,1	18,6	0,7	7,7	-0,3	-3,2	-0,7	7,4	-0,4
1791–1800	7,6	0,1	18,3	0,4	7,9	-0,1	-3,0	-0,5	7,8	0,1
1801–1810	6,5	-1,0	17,7	-0,2	7,7	-0,3	-3,2	-0,7	7,1	-0,6
1811–1820	7,0	-0,5	18,0	0,1	7,3	-0,7	-4,1	-1,6	7,0	-0,7
1821–1830	7,2	-0,3	17,9	0,0	8,3	0,3	-3,8	-1,3	7,4	-0,3
1831–1840	6,8	-0,7	17,3	-0,6	7,6	-0,4	-3,4	-0,9	7,1	-0,6
1841–1850	7,1	-0,4	18,0	0,1	7,6	-0,4	-3,2	-0,7	7,3	-0,4
1851–1860	6,4	-1,1	18,2	0,3	7,5	-0,5	-3,1	-0,6	7,3	-0,4
1861–1870	7,1	-0,4	17,8	-0,1	7,8	-0,2	-3,2	-0,7	7,4	-0,3
1871–1880	6,7	-0,8	18,2	0,3	7,6	-0,4	-2,9	-0,4	7,3	-0,4
1881–1890	7,4	-0,1	17,5	-0,4	7,9	-0,1	-2,5	0,0	7,5	-0,2
1891–1900	7,8	0,3	17,4	-0,5	8,5	0,5	-2,3	0,2	7,9	0,2
1901–1910	7,5	0,0	17,1	-0,8	7,7	-0,3	-1,5	1,0	7,6	-0,1
1911–1920	8,1	0,6	17,2	-0,7	7,5	-0,5	-1,1	1,4	7,9	0,2
1921–1930	7,9	0,4	17,4	-0,5	8,4	0,4	-2,4	-0,1	7,8	0,1
1931–1940	8,1	0,6	18,5	0,6	8,6	0,6	-2,7	-0,2	8,1	0,4
1941–1950	8,0	0,5	18,1	0,2	8,2	0,2	-2,0	0,5	8,0	0,3
1951–1960	7,2	-0,3	18,3	0,4	8,3	0,3	-1,6	0,9	8,0	0,3
1961–1970	7,9	0,4	17,9	0,0	9,1	1,1	-3,1	-0,6	8,0	0,3
1971–1980	8,0	0,5	17,6	-0,3	8,0	0,0	-1,2	1,3	8,1	0,4
1981–1990	8,7	1,2	17,7	-0,2	8,6	0,6	-1,0	1,5	8,5	0,8
1991–1999	8,7	1,2	18,8	0,9	8,0	0,0	-0,6	1,9	8,7	1,0
1991–2000	8,9	1,4	18,7	0,8	8,3	0,3	-0,2	2,3	8,9	1,2

Jako przyczyny tendencji wzrostowej temperatury powietrza w okresach termicznych III i IV należy wymienić przede wszystkim przyczyny naturalne (pomijając bardzo powolne zmiany, spowodowane długimi okresami wahań parametrów orbity Ziemi):

- wzrost aktywności Słońca;
- zmienność stałej słonecznej w ciągu roku o $\pm 3,3\%$ w wyniku różnej odległości Ziemi od Słońca. Tendencja stałej słonecznej w okresie 1800–1993 jest rosnąca i być może jest to jedna z przyczyn postępującego ocieplenia;
- malejąca tendencja zapylenia atmosfery, spowodowanego pyłami wulkanicznymi po 1880 r. i większe odstępy czasu między kolejnymi wybuchami wulkanów; oba te zjawiska wywierają bardzo duży wpływ na stałą słoneczną;
- nałożenie się, być może, bardzo długiego, holocenińskiego cyklu klimatu, jego fazy ciepłej na deformacje antropogeniczne.

W tablicy 17.1 zamieszczono dwie charakterystyki statystyczne: średnie 10-letnie wartości temperatury powietrza i wartości odchyłeń (w $^{\circ}\text{C}$) od średniej 220-letniej dla pór roku i roku w kolejnych 10-leciach analizowanej serii. Z wyjątkiem okresu 1791–1800 w prawie całym XIX w. odchylenia średniej rocznej temperatury w kolejnych 10-leciach od średniej 220-letniej były ujemne i kształtowały się od $-0,1^{\circ}$ do $-0,7^{\circ}\text{C}$. Natomiast już od końca XIX w. (1890 r.) odchylenia te są dodatnie. Można tu zauważyć radykalny wzrost temperatury w Warszawie w dwóch ostatnich 10-leciach ubiegłego wieku, przy czym największy wzrost obserwuje się w zimie o $+1,5 \div +1,9^{\circ}\text{C}$. Podobnie dużym, dodatnim odchyleniem od średniej 220-letniej charakteryzuje się w dwóch ostatnich 10-leciach wiosna: 1,2 i $1,1^{\circ}\text{C}$. Najmniejsze wartości odchyłeń, w tym nawet ujemne w drugim stuleciu serii, obserwuje się natomiast w sezonie letnim, przy czym w ostatnim 10-leciu odchylenie to też już jest dodatnie i wynosi $+0,8^{\circ}\text{C}$.

W świetle danych pomiarowych można stwierdzić, że ocieplenie klimatu Polski i Europy w XX w., niezależnie od przyczyn, jest faktem.

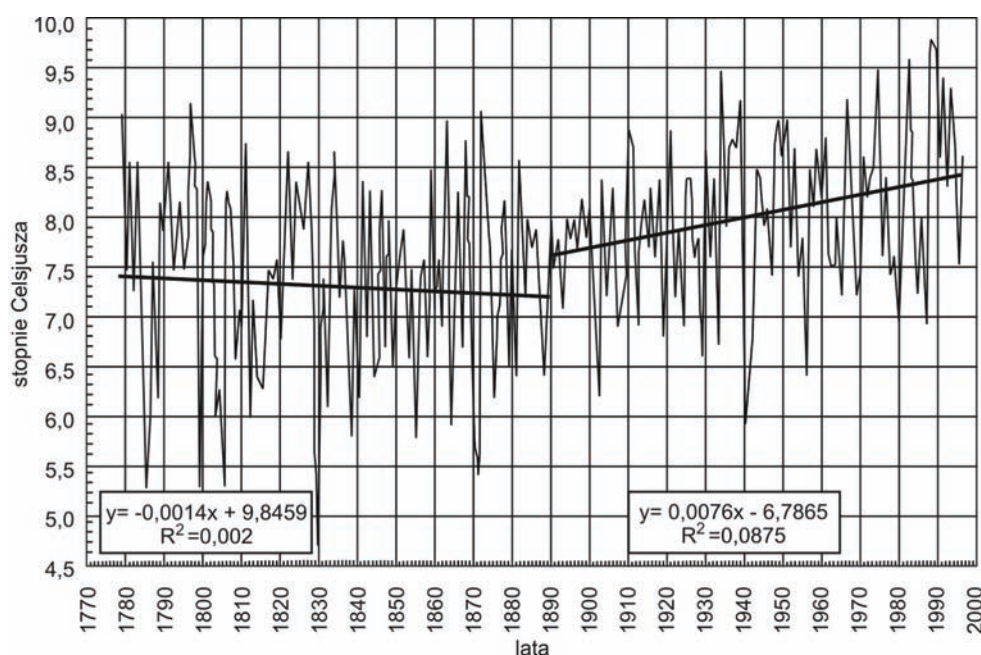
Z przeprowadzonych badań wynika jednak, że nie cały 220-letni okres wykazywał tendencję zwykłą temperatury. W Warszawie i kilku innych stacjach w Europie, temperatury wykazują ujemną wartość trendu w prawie całym XIX w. Trend dodatni zaczyna się dopiero od ostatniej dekady XIX w. i trwa cały XX w. Dla Warszawy przebieg trendu w 100-leciach przedstawiono na rys. 17.2 (Lorenc, 2004).

Na podstawie 220-letniego ciągu danych dokonano również oceny termicznej każdego roku, przyjmując jako miarę wielokrotność odchylenia standardowego od średniej wieloletniej. Przeanalizowano także średnie roczne, miesięczne i sezonowe temperatury powietrza.

Z analizy tej wynika, że od 1779 r. do 1933 wystąpiło jedynie 7 lat ciepłych, natomiast po roku 1989 wszystkie lata były ciepłe lub ekstremalnie ciepłe (1989, 1990, 2000). Po roku 1933 obserwowano jedynie 3 lata chłodne. Ostatnim chłodnym rokiem dla Warszawy był rok 1956. W okresie lata, zaobserwowano występowanie sezonów letnich chłodnych, normalnych lub ciepłych w 3–4-letnich seriach. W ostatnim okresie, od 1987 r., z wyjątkiem sezonu 1995/96 wystąpiła najdłuższa seria zim ciepłych, dopiero mroźna zima 2002/2003 przerwała tę serię (lata poza danymi analizowanymi w pracy H. Lorenc, 2004)).

Ostateczna charakterystyka termiczna pór roku i całego roku w okresie 1779–2000 wykazała, że tzw. normalne warunki spełnia jedynie 43,2% lat, 38,6% sezonów wiosennych, 43,2% sezonów letnich, 45,4% sezonów jesiennych i 38,2% zimowych. Lata ciepłe stanowiły 32%, a lata chłodne 25% obserwacji. Ciepłych wiosen było prawie tyle samo co

chłodnych, lata częściej były cieplejsze niż chłodne, również zimy i jesień częściej były ciepłe niż chłodne.



Rys. 17.2. Wieloletni przebieg średniej rocznej temperatury powietrza oraz jej tendencje w XIX i XX w., Warszawa Obserwatorium (Lorenc, 2004)

W toku badań nad tendencją temperatury powietrza w Polsce przeanalizowano także jednorodne ciągi pomiarowe średnich maksymalnych i minimalnych rocznych temperatur powietrza dla wybranych 14 stacji meteorologicznych charakteryzujących większe regiony geograficzne Polski z okresu 50 lat (1951–2000). Wyniki analizy za Lorenc, 2004, przedstawiono w tablicy 17.2.

Analiza tej 50-letniej serii pomiarowej wykazała, że:

- zarówno temperatura średnia maksymalna, jak i minimalna roczna przybiera tendencję wzrostową w tym okresie, przy czym obserwuje się prawie 2-krotnie szybsze tempo przyrostu temperatury średniej minimalnej rocznej w stosunku do średniej maksymalnej temperatury powietrza;
- zaznacza się malejąca amplituda ekstremalnej temperatury powietrza w Polsce w ciągu ostatnich pięćdziesięciu lat;
- największy przyrost temperatury średniej rocznej minimalnej występuje w rejonie Wybrzeża – ponad $3,0^{\circ}\text{C}$ i w rejonie Podhala – ponad $3,5^{\circ}\text{C}/100$ lat;
- zaznacza się około 8-letnia okresowość temperatury ekstremalnej, głównie minimalnej.

Wynika stąd, że tak dyskutowane ocieplenie klimatu Polski niezależnie od przyczyn jest faktem. Stwierdzono to na podstawie analizy danych zarówno z okresu 220 lat dla Warszawy, jak i zostało potwierdzone badaniami zmian temperatury z okresu 50-lecia dla innych regionów.

Tablica 17.2

Wielkość trendu średniej rocznej maksymalnej, minimalnej i amplitudy temperatury powietrza dla wybranych stacji meteorologicznych za okres 1951–2000 (Lorenc, 2004)

Stacja	Trend temperatury [°C]		Amplituda temperatury [°C]
	maksymalnej	minimalnej	
Bielsko-Biała	1,93	1,21	0,72
Chojnice	1,89	1,90	0,0
Gdynia	1,21	2,97	–1,76
Kielce	0,75	1,22	–0,47
Lublin	–0,95	1,89	–2,84
Mława	0,80	2,76	–1,96
Poznań	2,01	2,12	–0,11
Przemyśl	0,57	2,28	–1,73
Suwałki	2,04	1,92	0,12
Szczecin	1,73	2,55	–0,82
Warszawa	2,73	2,59	0,15
Wieluń	1,59	2,25	–0,66
Wrocław	1,69	2,22	–0,54
Zakopane	1,58	3,52	–1,94

17.4. Ochrona klimatu

17.4.1. Wprowadzenie

Problem wpływu gazów cieplarnianych na klimat stał się tematem międzynarodowych działań dopiero w latach 80. XX w., a więc po blisko 100 latach badań. Powstał wówczas Światowy Program Klimatyczny (1979 r.), którego celem było stworzenie naukowych podstaw umożliwiających ocenę zmian warunków klimatycznych, ich przyczyny oraz wpływ na życie i działalność człowieka.

Międzyrządowy Zespół do Spraw Zmian Klimatu (IPCC), w ramach którego pracuje ponad 10 000 naukowców, inżynierów, ekonomistów i polityków z całego świata, opublikował raporty podsumowujące aktualny stan wiedzy na temat zmian klimatu, ich wpływu na działalność społeczno-gospodarczą, na przyrodę, a także metody zapobiegania zmianom oraz metody adaptacji do zmienionych warunków klimatycznych.

Z raportów IPCC wynika, że antropogeniczna emisja gazów cieplarnianych ma wpływ na ocieplenie klimatu, a konsekwencje tego procesu będą negatywnie oddziaływać na działalność człowieka w przyszłości. We wszystkich raportach podkreśla się także ciągle wysoką niepewność uzyskanych wyników. Jest to rezultatem bardzo dużej złożoności naszego systemu klimatycznego oraz ciągle jeszcze niedostateczną wiedzą o procesach klimatologicznych.

Teoria dotycząca globalnego ocieplenia ma swoich zwolenników, jak i przeciwników, i to zarówno w kręgach naukowych, jak i politycznych. Przeciwnicy kwestionują jakość danych ze stacji meteorologicznych, metody analizy rdzeni lodowcowych, jakość modeli klimatycznych itp.

Silną grupę przeciwników stanowią też przedstawiciele lobby energetycznego, którzy obawiają się utraty zysków w związku z postulowanymi ograniczeniami wykorzystania surowców energetycznych.

Sektorem gospodarczym, który jest zainteresowany przeciwdziałaniem zmianom klimatycznym, jest natomiast sektor ubezpieczeniowy. Ocenia się, że gwałtowniejsze i częściej występujące klęski żywiołowe są właśnie następstwem zmian klimatu. Straty nimi spowodowane pociągają ogromne koszty z tytułu odszkodowań, wypłacane przez firmy ubezpieczeniowe.

Naukowcy przewidują, że w konsekwencji dalszego wzrostu koncentracji dwutlenku węgla i innych gazów cieplarnianych w atmosferze możemy spodziewać się następujących skutków:

- wzrost globalnej średniej rocznej temperatury powietrza od 1,4 do 5,8°C w okresie 1990–2100 (w sytuacji podwojenia się koncentracji dwutlenku węgla i innych gazów cieplarnianych w atmosferze);
- wzrost poziomu morza wskutek termicznej ekspansji oceanów oraz topienia lodów od 9 do 88 cm w okresie 1990–2100 (w zależności od zastosowanego scenariusza emisji gazów cieplarnianych) powodującego erozję i zalanie terenów przybrzeżnych oraz infiltrację słonych wód w głąb lądu;
- zmian w globalnej cyrkulacji atmosferycznej wpływającej na warunki klimatyczne w różnych regionach świata oraz zmian w cyrkulacji oceanicznej zaburzającej przebieg prądów morskich;
- zmian w reżimie opadów, co wpłynie na częstość i zasięg występowania susz i powodzi oraz związanego z tym ograniczenia w dostępie do zasobów wodnych w niektórych regionach świata;
- dalszego zanikania lodowców górskich, zmniejszenia pokrywy śnieżnej, zmniejszenia zasięgu i skrócenia czasu występowania lodów morskich, kurczenia się wiecznej zmarzliny;
- spadku produkcji rolnej w regionach międzyzwrotnikowych i związanego z tym rozszerzenia strefy głodu oraz potencjalnego wzrostu produktywności systemów rolniczych w strefie umiarkowanej;
- zmiany w składzie gatunkowym wielu ekosystemów (lasy, rafy koralowe) oraz utraty niektórych gatunków niemogących przystosować się do nowych warunków klimatycznych;
- zwiększenia zagrożenia dla zdrowia społeczeństw przez możliwe rozszerzenie zasięgu występowania takich chorób, jak cholera, salmonelloza, malaria czy inne mniej znane, jak np. denga i schistosomoza.

Zmiany klimatu i związany z nim wzrost poziomu morza mogą mieć także negatywny wpływ na infrastrukturę energetyczną, przemysłową i transportową, siedliska ludzkie, system ubezpieczeń majątkowych oraz turystykę. Ponieważ większość konsekwencji zmian klimatu będzie niekorzystna, konieczne jest zatem podjęcie działań nie tylko adaptacyjnych, ale także przeciwdziałających ich występowaniu.

17.4.2. Charakterystyka gazów cieplarnianych

Większość gazów cieplarnianych, takich jak dwutlenek węgla, metan czy podtlenek azotu występuje w przyrodzie w sposób naturalny, lecz ich emisja ze źródeł antropogenicznych dodatkowo wzbogaca atmosferę (tabl. 17.3). Do grupy gazów cieplarnianych zaliczamy także gazy przemysłowe z grupy HFC, PFC.

Tablica 17.3

Źródła emisji podstawowych gazów cieplarnianych (Olecka, 2004)

Gaz	Źródło naturalne	Źródło antropogeniczne
CO ₂	aktywność wulkaniczna, rozkład biomasy	spalanie paliw kopalnych, produkcja cementu, wylesianie
CH ₄	beztlenowy rozkład materii organicznej zachodzący w obszarach podmokłych (bagna, tereny zalewowe, tundra), w oceanach i wodach śródlądowych	wydobycie, przetwarzanie i transport surowców energetycznego (węgiel kamienny, ropa naftowa),
N ₂ O	procesy biologiczne zachodzące w wodzie i glebie, szczególnie glebie strefy tropikalnej i umiarkowanej, pokrytej lasami i trawami	użyźnianie gleby nawozami mineralnymi i organicznymi, spalanie biomasy i surowców energetycznych, procesy przemysłowe (produkcja kwasu azotowego), transport samochodowy

Tablica 17.4

Koncentracja, czas życia oraz wskaźnik globalnego ocieplenia wybranych gazów cieplarnianych GWP (Olecka, 2004)

Charakterystyka	CO ₂	CH ₄	N ₂ O	CFC-11	HFC-23	CF ₄
koncentracja z okresu przedindustrialnego	~280 ppm	~700 ppb	~270 ppb	0	0	40 ppt
koncentracja w 1998 r.	365 ppm	1745 ppb	314 ppb	268 ppt	14 ppt	80 ppt
roczne zmiany koncentracji ^{c)}	1,5 ppm ^{d)}	7 pb ^{d)}	0,8 ppb	-1,4 ppt	0,55 ppt	1 ppt
czas życia w atmosferze (w latach)	(50–200) ^{a)}	12 ^{b)}	114 ^{b)}	45	260	>50 000
GWP (100-letni wskaźnik globalnego ocieplenia)	1	23	269	4600	12000	5700

ppm – cząstek gazu na milion(10⁶) cząstek powietrza,

ppb – cząstek na miliard (10⁹) cząstek powietrza,

ppt – cząstek gazu na bilion(10¹²) cząstek powietrza;

^{a)} nie można jednoznacznie zdefiniować czasu życia CO₂ z powodu zróżnicowanego stopnia absorpcji tego gazu w różnych procesach wychwytu.

^{b)} czas ten został zdefiniowany jako przybliżony, biorąc pod uwagę pośredni wpływ metanu na jego własny czas życia.

^{c)} zmiany obliczone dla okresu 1990–1999.

^{d)} zakres zmian: 0,9÷2,8 tpm/rok dla CO₂ i O – 13 ppb/rok dla CH₄ w okresie 1990–1999.

W tablicy 17.4 przedstawiono podstawowe charakterystyki wybranych gazów cieplarnianych. Wyraźnie widać wzrost koncentracji wszystkich gazów przez ostatnie 200 lat, poza freonem CFC-11. Międzynarodowe działania na rzecz redukcji emisji gazów zubażających warstwę ozonową w stratosferze, w tym właśnie CFC-11, przyczyniły się skutecznie do spadku koncentracji tego gazu w ostatnich latach, stąd ujemna wartość zmiany koncentracji.

Poszczególne gazy charakteryzują się różną zdolnością absorpcji i oddawania ciepła, czasem życia w atmosferze, a także emisją w danym przedziale czasu. Przedstawiony w tablicy wskaźnik GWP – wskaźnik globalnego ocieplenia (Global Warning Potential) został wprowadzony w celu umożliwienia porównywania oddziaływania różnych gazów na klimat. Wskaźnik ten wyraża sumaryczne wymuszanie radiacyjne, w pewnym horyzoncie czasowym (tu przyjęto 100 lat), spowodowane przez jednostkę obecnie wyemitowanego gazu w odniesieniu do gazu podstawowego, którym jest dwutlenek węgla. Im dłuższy jest czas życia gazu w atmosferze i im silniejsze jego właściwości radiacyjne, tym wyższy wskaźnik GWP.

Jak wynika z tablicy 17.4, nadzwyczaj wysoki wpływ na atmosferę i klimat mają gazy przemysłowe freony i ich substytuty.

17.4.3. Konwencje klimatyczne

Problem zmian klimatu jest problemem globalnym i tylko wspólne działania wszystkich krajów mogą przynieść zadowalające rezultaty. W grudniu 1990 roku na 45. sesji Zgromadzenia Ogólnego ONZ przyjęto rezolucję „Ochrona klimatu globalnego dla obecnych i przyszłych pokoleń ludzkości”. W wyniku dwuletnich negocjacji została następnie opracowana Ramowa konwencja Narodów Zjednoczonych w sprawie zmian klimatu, która została podpisana na konferencji w Rio de Janeiro w 1992 r.

Celem konwencji jest (art. 2): „zachowanie stabilizacji koncentracji gazów cieplarnianych w atmosferze na poziomie, który zapobiegałby niebezpiecznemu oddziaływaniu człowieka na system klimatyczny”.

Konwencja ta zobowiązywała kraje wysoko uprzemysłowione oraz kraje z gospodarką w okresie przejściowym do stabilizacji emisji gazów cieplarnianych na poziomie roku 1990 do roku 2000 (dla Polski rokiem odniesienia był rok 1988). Ponadto, kraje wysoko rozwinięte zostały zobowiązane do udzielenia pomocy finansowej krajom rozwijającym się w celu umożliwienia im podejmowania odpowiednich działań. Kraje rozwijające się nie zgodziły się na przyjęcie żadnych zobowiązań.

Nie wszystkie kraje uprzemysłowione wywiązały się do roku 2000 z podjętych zobowiązań. Sumarycznie, emisja gazów cieplarnianych w stosunku do roku 1990 zmniejszyła się o 7,6%. Nastąpiło to jednak głównie dzięki restrukturyzacji gospodarki po roku 1990 w takich krajach, jak Słowenia, Czechy, Litwa itp., oraz dzięki Danii i Wielkiej Brytanii, które przestawiły się z węgla na gaz i zwiększyły udział energii odnawialnej. Niektóre kraje nie zredukowały jednak emisji, a konwencja nie przewiduje za to żadnych kar.

Mimo tych mankamentów ramowa konwencja NZ ma ogromne znaczenie i jest pierwszym dokumentem określającym podstawowe zasady zrównoważonego rozwoju.

17.4.4. Protokół z KIOTO

Protokół ten został podpisany podczas III Konferencji Stron Konwencji w roku 1997 w Kioto. Powstał w wyniku bardzo trudnych dwuletnich negocjacji. Protestowały głównie kraje OPEC, a zwłaszcza Arabia Saudyjska i Kuwejt oraz rozwijające się kraje azjatyckie – Chiny i Indie, oraz kraje arabskie.

W rezultacie, państwa uprzemysłowione zobowiązały się do redukcji sześciu gazów cieplarnianych w latach 2008–2012, średnio o 5,2%, przy czym redukcję można osiągać wspólnie. Wprowadzono także elastyczne mechanizmy ułatwiające krajom uprzemysłowionym redukcję emisji, jak np. handel zredukowanymi jednostkami emisji. Protokół z Kioto przewiduje także wprowadzanie sankcji dla krajów, które nie wypełniają jego postanowień. W ramach protokołu kraje uprzemysłowione zobowiązują się do wdrażania następujących działań:

- poprawa efektywności energetycznej gospodarki,
- ochrona pochłaniania i retencjonowania gazów cieplarnianych, promowanie zrównoważonej gospodarki leśnej,
- promowanie zrównoważonych form rolnictwa,
- promowanie i wdrażanie technologii wykorzystujących odnawialne źródła energii, pochłaniających dwutlenek węgla itp.,
- stopniowa redukcja barier rynkowych utrudniających zmniejszenie emisji w sektorach gospodarczych, w tym usuwanie dotacji, wprowadzanie ulg podatkowych,
- tworzenie zachęt do wdrażania reform sprzyjających redukcji i pochłanianiu gazów cieplarnianych,
- podejmowanie działań zmierzających do ograniczenia emisji w transporcie,
- ograniczenie emisji metanu z wysypisk odpadów i z procesów produkcji, transportu i przetwarzania energii.

Redukcja emisji będzie uwzględniać także działania dotyczące gospodarki leśnej.

Kraje uczestniczące są zobowiązane do corocznego opracowywania inwentaryzacji emisji i pochłaniania gazów cieplarnianych według odpowiedniej metodologii i publikowania tych danych w specjalnych raportach. Pierwotny limit emisji wyznaczony dla Polski za okres 2008–2012 wynosił 531 mln ekwiwalentu CO₂. Dawało to Polsce znaczną rezerwę emisji gazów cieplarnianych. Po doświadczeniach z lat 2005–2007, gdy okazało się, że zbyt wiele krajów ma uprawnienia do obniżenia limitów, Komisja Europejska w 2007 roku zastrzyła limity emisji dwutlenku węgla wielu krajom. Dopuszczalny limit emisji w latach 2008–2012 został zmniejszony dla Polski o 26,7% w stosunku do pierwotnego. Jest to ograniczenie, które nie odpowiada rzeczywistym potrzebom rozwijającej się polskiej gospodarki. Polski rząd wystosował odwołanie od tej decyzji do Komisji Europejskiej. Rokowania są w toku. Komisja zastosowała zaostrzone wymagania do wszystkich krajów, aby skłonić firmy do handlowania otrzymanymi limitami i aby cel wyznaczony przez protokół z Kioto był możliwy do osiągnięcia.

Tablice

Tablica Z1

Deklinacja Słońca na każdy dzień roku [°] (Woś, 1996)

Lp.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	-23,0°	-17,2°	-7,7°	4,4°	14,9°	22,0°	23,1°	18,1°	8,4°	-3,0°	-14,3°	-21,7°
2	-23,0	-16,9	-7,4	4,8	15,2	22,1	23,1	17,9	8,1	-3,4	-14,6	-21,9
3	-22,9	-16,6	-7,0	5,1	15,5	22,3	23,0	17,6	7,7	-3,8	-14,9	-22,0
4	-22,8	-16,3	-6,6	5,5	15,8	22,4	22,9	17,4	7,3	-4,2	-15,2	-22,2
5	-22,7	-16,0	-6,2	5,9	16,1	22,5	22,8	17,1	7,0	-4,6	-15,5	-22,3
6	-22,5	-15,7	-5,8	6,3	16,4	22,6	22,7	16,8	6,6	-4,9	-15,9	-22,4
7	-22,4	-15,4	-5,4	6,7	16,7	22,7	22,6	16,5	6,2	-5,3	-16,2	-22,6
8	-22,3	-15,1	-5,1	7,0	17,0	22,8	22,5	16,3	5,9	-5,7	-16,4	-22,7
9	-22,2	-14,8	-4,7	7,4	17,2	22,9	22,4	16,0	5,5	-6,1	-16,7	-22,8
10	-22,0	-14,5	-4,3	7,8	17,5	23,0	22,3	15,7	5,1	-6,5	-17,0	-22,9
11	-21,9	-14,2	-3,9	8,2	17,8	23,1	22,2	15,4	4,7	-6,9	-17,3	-23,0
12	-21,7	-13,8	-3,5	8,5	18,0	23,1	22,0	15,1	4,3	-7,2	-17,6	-23,0
13	-21,6	-13,5	-3,1	8,9	18,3	23,2	21,9	14,8	4,0	-7,6	-17,8	-23,1
14	-21,4	-13,2	-2,7	9,3	18,5	23,2	21,7	14,5	3,6	-8,0	-18,1	-23,2
15	-21,2	-12,8	-2,3	9,6	18,8	23,3	21,6	14,2	3,2	-8,4	-18,4	-23,2
16	-21,0	-12,5	-1,9	10,0	19,0	23,3	21,4	13,9	2,8	-8,7	-18,6	-23,3
17	-20,8	-12,1	-1,5	10,3	19,2	23,4	21,3	13,6	2,4	-9,1	-18,9	-23,3
18	-20,6	-11,8	-1,1	10,7	19,5	23,4	21,1	13,2	2,0	-9,5	-19,1	-23,4
19	-20,4	-11,4	-0,7	11,0	19,7	23,4	20,9	12,9	1,7	-9,8	-19,4	-23,4
20	-20,2	-11,1	-0,3	11,4	19,9	23,4	20,8	12,6	1,3	10,7	-19,6	-23,4
21	-20,0	-10,7	0,1	11,7	20,1	23,4	20,6	12,3	0,9	-10,5	-19,8	-23,4
22	-19,8	-10,3	0,5	12,0	20,3	23,4	20,4	11,9	0,5	-10,9	-20,0	-23,4
23	-19,5	-10,0	0,9	12,4	20,5	23,4	20,2	11,6	0,1	-11,2	-20,3	-23,4
24	-19,3	-9,6	1,2	12,7	20,7	23,4	20,0	11,3	-0,3	-11,6	-20,5	-23,4
25	-19,1	-9,2	1,6	13,0	20,9	23,4	19,8	10,9	-0,7	-11,9	-20,7	-23,4
26	-18,8	-8,9	2,0	13,4	21,1	23,4	19,5	10,6	-1,1	-12,3	-20,9	-23,4
27	-18,6	-8,5	2,4	13,7	21,2	23,3	19,3	10,2	-1,5	-12,6	-21,0	-23,4
28	-18,3	-8,1	2,8	14,0	21,4	23,3	19,1	9,9	-1,8	-13,0	-21,2	-23,3
29	-18,0	-7,9	3,2	14,3	21,6	23,3	18,9	9,5	-2,2	-13,3	-21,4	-23,3
30	-17,8		3,6	14,6	21,7	23,2	18,6	9,2	-2,6	-13,6	-21,6	-23,2
31	-17,5		4,0		21,9		18,4	8,8		-14,0		-23,1

Tablica Z2

Średnie wartości ciśnienia p , gęstości ρ i temperatury powietrza atmosferycznego na różnych wysokościach nad poziomem morza (oprac. własne)

Lp.	Wysokość [km]	Ciśnienie p mb [hPa]	Temperatura		Gęstość ρ [kg · m ⁻³]
			[°C]	[K]	
1	0	1013,3	15,0	288,0	1,292
2	1	898,7	8,5	281,5	1,113
3	2	794,9	2,0	275,0	1,007
4	3	700,9	-4,5	268,5	0,91
5	4	616,3	-11,0	262,0	0,84
6	5	540,1	-17,5	255,5	0,74
7	6	471,7	-24,0	249,0	0,66
8	7	410,5	-30,5	242,5	0,59
9	8	355,8	-37,0	236,0	0,53
10	9	307,3	-43,5	229,5	0,47
11	10	264,2	-50,0	223,0	0,41
12	11	226,2	-56,5	216,5	0,37
13	12	193,2	-56,5	216,5	0,31
14	13	164,9	-56,5	216,5	0,27
15	14	140,9	-56,5	216,5	0,23
16	15	120,3	-56,5	216,5	0,19
17	16	102,8	-56,5	216,5	0,17
18	17	87,7	-56,5	216,5	0,14
19	18	74,9	-56,5	216,5	0,12
20	19	64,0	-56,5	216,5	0,10
21	20	54,7	-56,5	216,5	0,09

Tablica Z2a

Spadek ciśnienia p i gęstości ρ powietrza atmosferycznego z wysokością nad poziomem morza (oprac. własne)

Wysokość [km]	Ciśnienie [hPa]	Gęstość [kg · m ⁻³]	Warstwa
0	1013,3	1,29	Troposfera
10	200,0	0,40	
20	55,0	0,09	Stratosfera
30	12,0	0,015	
50	1,3	$1,7 \cdot 10^{-3}$	
80	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$4,0 \cdot 10^{-5}$	Mezosfera
100	$4,1 \cdot 10^{-3}$	$5,1 \cdot 10^{-6}$	Termosfera
200	$9,1 \cdot 10^{-7}$	$1,6 \cdot 10^{-10}$	
300	$3,0 \cdot 10^{-10}$	$6,7 \cdot 10^{-24}$	

Tablica Z3

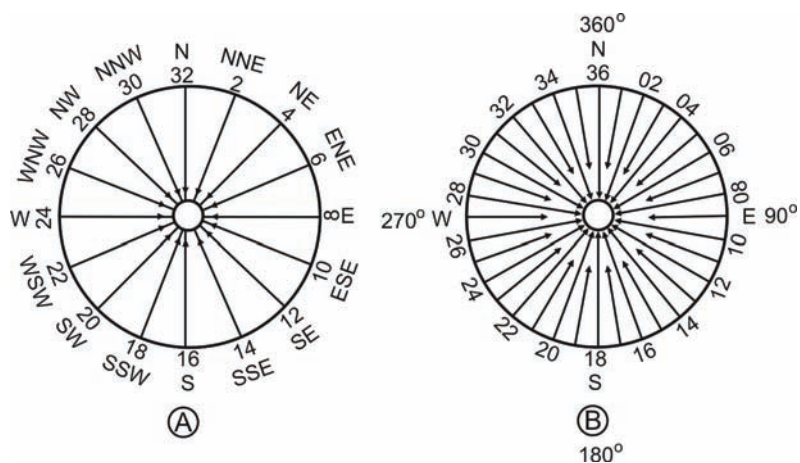
Zawartość ważniejszych składników atmosfery na różnych wysokościach
(w procentach objętości) (Dębski, 1959)

Nazwa składników	Wysokość w kilometrach									
	0	20	40	60	80	100	110	120	130	150
Hel	–	–	–	0,0	0,1	1,7	6,1	18,4	44,2	90,5
Azot	78,1	78,1	82,9	88,3	92,0	93,0	89,8	78,7	54,2	9,3
Tlen	20,9	20,9	16,7	11,6	7,9	5,3	4,1	2,9	1,6	0,2
Argon	0,9	0,9	0,4	0,1	0,0	–	–	–	–	–
Inne	0,1	0,1	–	–	–	–	–	–	–	–
Razem	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tablica Z4

Znaczenie symboli róży wiatrów

Symbol róży wiatrów	Nazwa kierunku wiatru	Symbol róży wiatrów	Nazwa kierunku wiatru
N	północny	S	południowy
NNE	północno-wschodni	SSW	południowo-południowo-zachodni
NE	północno-wschodni	SW	południowo-zachodni
ENE	wschodnio-północno-wschodni	WSW	zachodnio-południowo-zachodni
E	wschodni	W	zachodni
ESE	wschodnio-południowo-wschodni	WNW	zachodnio-północno-zachodni
SE	południowo-wschodni	NW	północno-zachodni
SSE	południowo-południowo-wschodni	NNW	północno-północno-zachodni



Rys. Z4a. Skala do oznaczania kierunku wiatru: A – kierunki kompasowe, B – dziesiątki stopni

Tablica Z5

Oznaczenie siły wiatru według skali Beauforta (Czajewski, 1988)

Stopnie [°B]	Nazwa wiatru	Prędkość wiatru		Objawy	
		[m · s ⁻¹]	[km · h ⁻¹]	na morzu	na lądzie
0	Cisza	0...0,2	<1	Lustrzana gładź	Zupełna cisza
1	Bardzo słaby powiew	0,3 ... 1,5	1 ... 5	Powierzchnia morza marszczy się w małe muszelki.	Dym unosi się prostopadłe w górę.
2	Słaby wiatr	1,6 ... 3,3	6 ... 11	Pasma drobnych fal	Odczuwa się istnienie powiewu. Liście chwilami drżą.
3	Łagodny wiatr	3,4 ... 5,4	12 ... 19	Fala dłuższa. Można rozróżnić wyraźnie grzebień fali.	Liście drzew poruszają się.
4	Umiarkowany wiatr	5,5 ... 7,9	20 ... 28	Słychać słaby plusk fali. Występuje biała piana.	Gałęzie drzew zaczynają się ruszać. Wiatr unosi z ziemi kurz i suche liście.
5	Żywszy wiatr	8,0 ... 10,7	29 ... 38	Szum morza przypomina pomruk, fale dłuższe, więcej białej piany.	Wyprostowują się duże flagi. Poruszają się gałęzie drzew. Wiatr gwiżdże w uszach.
6	Silny wiatr	10,8 ... 13,8	39 ... 49	Niski szum morza przypomina turkot. Coraz więcej białej piany. Tworzy się wyższa fala.	Poruszają się grube gałęzie drzew. Słychać świst wiatru na przedmiotach stałych.
7	Bardzo silny wiatr	13,9 ... 17,1	50 ... 61	Fala piętrzy się. Całe morze pokryte pianą. Głośny szum morza.	Poruszają się największe gałęzie drzew. Idąc pod wiatr odczuwa się znaczny opór.
8	Sztorm	17,2 ... 20,7	62 ... 74	Tworzą się pasma piany wzdłuż kierunku wiatru.	Kołyszą się pnie dużych drzew. Łamią się gałęzie.
9	Silny sztorm	20,8 ... 24,4	75 ... 88	Fale spiętrzają się. Pasma piany układają się głęboko wzdłuż kierunku wiatru. Ryk morza urywany.	Wiatr łamie duże gałęzie drzew, zrywa i uszkadza dachy, przewraca kominy.
10	Bardzo silny sztorm	24,5 ... 28,4	89 ... 102	Cała powierzchnia morza robi się biała od piany. Ryk morza staje się coraz potężniejszy.	Wiatr wyrывa drzewa.
11	Gwałtowny sztorm	28,5 ... 32,6	103 ... 117	Wiatr zrywa grzebień fali, tworząc zamieć wodną. Ryk morza zmienia się w nieartykułowany hałas.	Duże spustoszenia
12	Huragan	32,7 ... 36,9	>117	Ciągły, wszystko zagłuszający ryk morza. Zamieć wodna, prawie wykluczona widoczność.	Bardzo wielkie spustoszenia.

Tablica Z6

Oznaczenia stanu morza (Czajewski, 1988)

Stan morza	Siła wiatru [°B]	Nazwa stanu morza	Przeciętna (i maksym.) wysokość fali [m]	Długość fali [m]	Objawy
1	2	3	4	5	6
0	0	gładź	0	0	Lustrzana gładź
1	1	morze pomarszczone	0,10 ... 0,25 (0,5)	10	Powierzchnia morza marszczy się w małe muszelki. Brak piany.
2	2 ... 3	drobne fale	0,25 ... 0,75 (1,0)	10 ... 12,5	Kształtowanie się krótkich fal. Tworzy się przezroczysta piana. Słychać słaby plusk.
3	4	małe fale	0,75 ... 1,25 (1,5)	12,5 ... 22,5	Gdzieś na grzbietach fal pojawiają się baranki. Słychać stały szum.
4	5	umiarkowane fale	1,25 ... 2,00 (2,5)	22,5 ... 37,5	Fale stają się dłuższe. Tworzy się dużo baranków. Można jeszcze rozróżnić rozkołys od wiatru. Szum morza przypomina pomruk.
5	6	średnie fale	2,0 ... 3,5 (4,0)	37,5 ... 60	Morze lekko wzburzone. Początek tworzenia się dużej fali. Rozkołys od wiatru rozróżnia się z trudem. Wśród pomruku słychać porykiwanie fal.
6	7	duże fale	3,5 ... 6(8)	60 ... 105	Morze wzburzone. Fale piętrzą się, kołysząc duże jednostki. Wyciu fal towarzyszy głuchy ryk morza.
7	8	wielkie fale	6,0 ... 8,5 (11)	105	Morze bardzo wzburzone. Długość fal znacznie zwiększa się. Silne kołysanie się dużych okrętów. Słychać ciągły ryk morza.
8	9	bardzo wielkie fale	8,5 ... 11 (20)	600	Morze rozszalałe. Wysokie fale w kształcie gór z długimi, łamiącymi się grzbietami. Ryk morza zmienia się w nieartykułowany hałas.
9	11 ... 12	niezwykle wysokie fale	> 11 (23)	> 600	Morze nadzwyczaj rozszalałe. Ciągły, wszystko zagłuszający ryk. Fale przesłaniają widnokrąg. Potężne kołysanie.

Tablica Z7

Strumień energii promieniowania słonecznego na górnej granicy atmosfery
(stała słoneczna W_{BO} [$\text{kW} \cdot \text{m}^{-2}$]) (Guralczik i in., 1983)

Data	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	1,429	1,423	1,407	1,384	1,362	1,344	1,337	1,341	1,357	1,379	1,403	1,420
6	1,429	1,420	1,404	1,381	1,357	1,342	1,337	1,342	1,360	1,383	1,407	1,423
11	1,429	1,418	1,399	1,376	1,353	1,341	1,337	1,346	1,363	1,387	1,409	1,425
16	1,428	1,415	1,396	1,371	1,351	1,339	1,338	1,347	1,367	1,392	1,411	1,426
21	1,426	1,412	1,392	1,368	1,349	1,338	1,339	1,349	1,371	1,395	1,414	1,428
26	1,425	1,409	1,388	1,364	1,347	1,337	1,339	1,355	1,374	1,398	1,417	1,429
31	1,423	—	1,385	—	1,345	—	1,341	1,356	—	1,402	—	1,429

Tablica Z8

Sumy dzienne, miesięczne i roczne promieniowania słonecznego na granicy atmosfery
dla szerokości geograficznej 54° [MJ · m⁻²] (oprac. własne)

Dz.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	5,485	9,295	16,287	26,126	34,876	40,947	41,742	37,304	29,098	19,720	11,137	6,196
2	5,527	9,504	16,580	26,461	35,127	41,031	41,659	37,095	28,805	19,427	10,928	6,113
3	5,568	9,713	16,873	26,796	35,378	41,114	41,575	36,886	28,512	19,134	10,718	6,029
4	5,610	9,923	17,166	27,130	35,629	41,198	41,491	36,676	28,219	18,841	10,509	5,945
5	5,652	10,132	17,459	27,465	35,881	41,282	41,407	36,467	27,884	18,547	10,299	5,862
6	5,573	10,341	17,752	27,800	36,132	41,366	41,324	36,216	27,549	18,254	10,090	5,778
7	5,819	10,551	18,045	28,135	36,383	41,449	41,240	35,965	27,214	17,961	9,881	5,694
8	5,903	10,760	18,338	28,428	36,635	41,533	41,156	35,713	26,879	17,668	9,672	5,610
9	5,987	10,969	18,673	28,721	36,886	41,617	41,073	35,462	26,586	17,333	9,462	5,568
10	6,071	11,221	19,008	29,014	37,137	41,701	40,989	35,211	26,293	17,040	9,211	5,527
11	6,154	11,472	19,343	29,308	37,346	41,742	40,863	34,960	26,000	16,747	9,043	5,485
12	6,238	11,723	19,678	29,601	37,556	41,784	40,738	34,709	25,707	16,454	8,876	5,443
13	6,364	11,974	19,971	29,894	37,765	41,826	40,612	34,457	25,414	16,161	8,709	5,401
14	6,490	12,225	20,264	30,187	37,974	41,868	40,486	34,206	25,121	15,868	8,541	5,359
15	6,615	12,477	20,557	30,480	38,184	41,910	40,361	33,955	24,828	15,575	8,374	5,317
16	6,741	12,728	20,892	30,773	38,393	41,952	40,235	33,704	24,493	15,282	8,206	5,275
17	6,866	12,979	21,227	31,066	38,602	41,994	40,109	33,411	24,158	14,989	8,039	5,234
18	6,992	13,230	21,562	31,359	38,812	41,994	39,984	33,118	23,823	14,696	7,871	5,234
19	7,118	13,481	21,897	31,652	38,979	42,035	39,816	32,825	23,530	14,403	7,704	5,234
20	7,243	13,732	22,232	31,945	39,147	42,035	39,649	32,573	23,195	14,151	7,536	5,234

cd. tabl. Z8

Dz.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
21	7,369	13,984	22,567	32,238	39,314	42,035	39,482	32,322	22,860	13,900	7,369	5,234
22	7,536	14,235	22,902	32,531	39,482	42,035	39,314	32,029	22,525	13,649	7,243	5,234
23	7,704	14,528	23,237	32,825	39,649	42,035	39,147	31,736	22,190	13,398	7,118	5,234
24	7,871	14,821	23,572	33,118	39,816	42,035	38,979	31,443	21,897	13,147	6,992	5,234
25	8,039	15,114	23,865	33,369	39,984	41,035	38,769	31,150	21,604	12,895	6,866	5,234
26	8,206	15,407	24,199	33,620	40,151	41,994	38,560	30,857	21,311	12,644	6,741	5,234
27	8,374	15,701	24,535	33,871	40,319	41,952	38,351	30,564	21,018	12,393	6,615	5,234
28	8,541	15,994	24,869	34,122	40,445	41,910	38,142	30,271	20,725	12,142	6,489	5,275
29	8,709	16,161	25,204	34,374	40,570	41,868	37,932	29,977	20,389	11,891	6,364	5,317
30	8,876		25,498	34,625	40,696	41,826	37,723	29,684	20,055	11,639	6,280	5,359
31	9,085		25,791		40,821		37,514	29,391		11,388		5,443
Σm	214,5	348,7 364,4	650,0	917,0	1184,1	1252,1	1240,4	1040,3	739,7	477,3	253,0	169,6

 Σm = suma miesięczna

Sumy roczne:

 $\Sigma_a = 8484 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ lub $8500 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ (rok przestępny)

Tablica Z9

Wartość promieniowania całkowitego $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ na dobę (Schmuck, 1969 – zmodyfikowany)

Miejscowość	Wysokość [m nrm]	Szerokość geograficzna PN	Miesiąc			
			III	VI	IX	XII
Akra	65	5°36′	20,306	14,738	16,454	17,166
Czad (Fort)	297	12°08′	25,288	24,283	22,860	21,436
Agadir	20	30°23′	16,580	21,269	18,171	10,090
Kasprowy	2007	49°14′	12,519	14,277	12,225	3,182
Reykjavik	56	64°08′	6,364	15,742	5,820	0,210
Resolutebay	64	74°43′	5,150	25,958	4,689	0

Tablica Z10

Promieniowanie rozproszone bezchmurnego nieba w zależności od wysokości Słońca h_s oraz przezroczystości atmosfery p_s $I_r [\text{W} \cdot \text{m}^{-2}]$ (Jewniewicz i in., 1981 – zmodyfikowany)

Wysokość Słońca	Współczynniki przezroczystości p_s			
$h_s [^\circ]$	0,650	0,700	0,750	0,800
5	43,3	35,6	27,9	20,9
10	72,6	57,9	47,5	37,7
15	93,5	76,1	62,8	50,2
20	110,9	90,7	74,7	58,6
25	125,6	103,3	84,4	66,3
30	137,5	113,7	92,8	73,3
35	147,9	122,8	100,5	79,5
40	156,3	129,8	106,1	84,4

Tablica Z11

Suma promieniowania bezpośredniego, rozproszonego i całkowitego w $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$, na różnych szerokościach geograficznych φ (Kaczorowska, 1986 – zmodyfikowany)

Promieniowanie	φ (szerokość geograficzna)					
	80°	70°	60°	50°	40°	35°
bezpośrednie	419	1130	1758	2512	3475	4061
rozproszone	1968	1675	1549	1633	2052	2177
całkowite	2386	2805	3307	4145	5527	6238
$\frac{\text{rozproszone}}{\text{całkowite}} \cdot 100 [\%]$	82	60	47	39	37	35

Tablica Z12

Albedo powierzchni naturalnych
(oprac. własne)

Powierzchnia	Albedo
Woda (patrz tabl. Z14)	0,03 ÷ 0,40
Ciemna, sucha gleba	0,14
Ciemna wilgotna gleba	0,08
Szara, sucha gleba	0,25 ÷ 0,30
Szara wilgotna gleba	0,10 ÷ 0,12
Niebieski, suchy łą	0,23
Niebieski, wilgotny łą	0,16
Łą pustylny	0,29 ÷ 0,31
Żółty piasek	0,35
Biały piasek	0,34 ÷ 0,40
Piasek rzeczny	0,43
Błyszczący, drobny piasek	0,37
Skala	0,12 ÷ 0,15
Silnie zurbanizowany obszar	0,15 ÷ 0,25
Śnieg	0,40 ÷ 0,85
Lody morskie	0,36 ÷ 0,50
Pszenica jara	0,10 ÷ 0,25
Pszenica ozima	0,16 ÷ 0,23
Żyto ozime	0,18 ÷ 0,23
Wysoka, gęsta trawa	0,18 ÷ 0,20
Zielona trawa	0,26
Trawa wysuszona	0,19
Wierzchołki dębów	0,18
Wierzchołki sosen	0,14
Wierzchołki jodeł	0,10
Bawełna	0,20 ÷ 0,22
Pole ryżowe	0,12
Salata	0,22
Buraki	0,18
Ziemniaki	0,19
Wrzosowisko	0,10

Tablica Z15

Współczynniki emisyjności ε powierzchni naturalnych (Guralczik i in., 1983)

Powierzchnia	Współczynnik ε	Powierzchnia	Współczynnik ε
Czarnoziem	0,87	Rżysko	0,930
Suchy piasek	0,89	Świeży śnieg	0,995
Wilgotny piasek	0,96	Zleżały śnieg	0,980
Żwir	0,91	Woda	0,980
Rzadka sucha trawa	0,94		

Tablica Z16

Zależność gradientu wilgotno-adiabatycznego γ_w od temperatury i ciśnienia p [$^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$]
(Guralczik i in., 1983)

p [hPa]	$t^{\circ}\text{C}$								
	-20	-15	-10	-5	0	5	10	15	20
1000	0,87	0,82	0,77	0,71	0,65	0,59	0,53	0,48	0,44
900	0,86	0,80	0,75	0,69	0,64	0,58	0,52	0,47	0,42
800	0,85	0,79	0,73	0,68	0,62	0,56	0,50	0,45	0,40
700	0,83	0,78	0,72	0,64	0,59	0,53	0,47	0,42	0,38
500	0,77	0,70	0,64	0,58	0,52	0,46	0,41	0,37	0,33

Tablica Z17

Ciśnienie pary wodnej nasyconej E [hPa] wg Guralczik i in., 1983)

t [°C]	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
Nad lodem										
-30	0,38	0,38	0,37	0,37	0,37	0,36	0,36	0,35	0,34	0,35
-29	0,42	0,42	0,41	0,41	0,40	0,40	0,40	0,40	0,39	0,38
-28	0,47	0,46	0,46	0,45	0,45	0,44	0,44	0,43	0,43	0,42
-27	0,51	0,51	0,50	0,50	0,49	0,49	0,48	0,48	0,47	0,47
-26	0,57	0,57	0,56	0,55	0,55	0,54	0,54	0,55	0,53	0,52
-25	0,63	0,63	0,62	0,61	0,61	0,60	0,60	0,59	0,58	0,58
-24	0,70	0,69	0,68	0,67	0,66	0,66	0,66	0,65	0,64	0,64
-23	0,77	0,76	0,76	0,75	0,74	0,73	0,73	0,72	0,71	0,70
-22	0,85	0,84	0,83	0,82	0,82	0,81	0,80	0,79	0,79	0,78
-21	0,94	0,93	0,92	0,91	0,90	0,89	0,88	0,87	0,87	0,86
-20	1,03	1,02	1,01	1,00	1,00	0,98	0,97	0,96	0,95	0,94
-19	1,13	1,12	1,11	1,10	1,09	1,06	1,07	1,06	1,05	1,04
-18	1,25	1,23	1,22	1,21	1,20	1,19	1,18	1,17	1,16	1,15
-17	1,37	1,36	1,35	1,33	1,32	1,31	1,30	1,28	1,27	1,26
-16	1,51	1,49	1,48	1,46	1,45	1,44	1,42	1,41	1,40	1,38
-15	1,65	1,64	1,62	1,61	1,60	1,58	1,56	1,55	1,53	1,52
-14	1,81	1,79	1,78	1,76	1,75	1,73	1,71	1,70	1,68	1,67
-13	1,98	1,97	1,95	1,93	1,91	1,90	1,88	1,86	1,84	1,83
-12	2,17	2,15	2,13	2,11	2,09	2,07	2,06	2,04	2,02	2,00
-11	2,38	2,35	2,33	2,31	2,30	2,27	2,25	2,23	2,21	2,20
-10	2,60	2,57	2,55	2,53	2,51	2,47	2,46	2,44	2,42	2,40
-9	2,84	2,81	2,79	2,76	2,74	2,71	2,69	2,67	2,64	2,62
-8	3,10	3,07	3,04	3,02	3,00	2,96	2,94	2,91	2,89	3,86
-7	3,38	3,35	3,32	3,29	3,26	3,24	3,21	3,18	3,15	3,12
-6	3,68	3,65	3,62	3,59	3,56	3,53	3,50	3,47	3,44	3,41
-5	4,01	4,00	3,95	3,91	3,88	3,85	3,81	3,78	3,75	3,72
-4	4,37	4,33	4,30	4,26	4,22	4,19	4,15	4,12	4,08	4,05
-3	4,76	4,72	4,68	4,64	4,60	4,56	4,52	4,48	4,45	4,41
-2	5,17	5,13	5,09	5,04	5,00	4,96	4,92	4,88	4,84	4,80
-1	5,62	5,58	5,53	5,48	5,44	5,39	5,35	5,30	5,26	5,22
-0	6,11	6,06	6,01	5,96	5,91	5,86	5,81	5,76	5,72	5,67

cd. tabl. Z17

Nad wodą										
$t[^{\circ}\text{C}]$	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
-30	0,51	0,50	0,50	0,49	0,49	0,48	0,48	0,47	0,47	0,46
-29	0,56	0,55	0,55	0,54	0,54	0,53	0,53	0,52	0,52	0,51
-28	0,61	0,61	0,60	0,59	0,59	0,58	0,58	0,57	0,57	0,56
-27	0,67	0,66	0,66	0,65	0,65	0,64	0,63	0,62	0,62	0,62
-26	0,74	0,73	0,72	0,72	0,71	0,70	0,69	0,68	0,68	0,68
-25	0,80	0,80	0,79	0,78	0,78	0,77	0,76	0,76	0,75	0,74
-24	0,88	0,87	0,86	0,86	0,85	0,84	0,83	0,83	0,82	0,81
-23	0,96	0,95	0,94	0,94	0,93	0,92	0,91	0,90	0,90	0,89
-22	1,05	1,04	1,03	1,02	1,01	1,01	1,00	0,99	0,98	0,97
-21	1,15	1,14	1,13	1,12	1,11	1,10	1,09	1,08	1,07	1,06
-20	1,25	1,24	1,23	1,22	1,21	1,20	1,19	1,18	1,17	1,16
-19	1,36	1,35	1,34	1,33	1,32	1,31	1,29	1,28	1,27	1,26
-18	1,48	1,47	1,46	1,45	1,44	1,42	1,41	1,40	1,39	1,37
-17	1,61	1,60	1,59	1,58	1,56	1,55	1,54	1,52	1,51	1,50
-16	1,76	1,74	1,73	1,71	1,70	1,68	1,67	1,66	1,64	1,63
-15	1,91	1,89	1,88	1,86	1,85	1,83	1,82	1,80	1,79	1,77
-14	2,07	2,05	2,04	2,02	2,01	2,99	1,97	1,96	1,94	1,92
-13	2,25	2,23	2,21	2,19	2,18	2,16	2,14	2,12	2,11	2,09
-12	2,44	2,42	2,40	2,38	2,36	2,34	2,32	2,30	2,29	2,27
-11	2,64	2,62	2,60	2,58	2,56	2,54	2,52	2,50	2,48	2,46
-10	2,86	2,84	2,81	2,79	2,77	2,75	2,73	2,71	2,68	2,66
-9	3,09	3,07	3,05	3,02	3,00	2,98	2,95	2,93	2,91	2,88
-8	3,34	3,32	3,29	3,27	3,24	3,22	3,19	3,17	3,14	3,12
-7	3,61	3,59	3,56	3,53	3,51	3,48	3,45	3,43	3,40	3,37
-6	3,90	3,87	3,84	3,82	3,79	3,76	3,73	3,70	3,67	3,64
-5	4,21	4,18	4,15	4,12	4,10	4,06	4,03	4,00	3,96	3,93
-4	4,54	4,51	4,48	4,44	4,41	4,38	4,34	4,31	4,28	4,24
-3	4,90	4,86	4,82	4,79	4,75	4,72	4,68	4,65	4,61	4,58
-2	5,27	5,24	5,20	5,16	5,12	5,08	5,05	5,01	4,97	4,93
-1	5,68	5,64	5,60	5,56	5,51	5,47	5,43	5,39	5,35	5,31
-0	6,11	6,06	6,02	5,98	5,93	5,89	5,85	5,81	5,76	5,72
0	6,11	6,15	6,20	6,24	6,29	6,33	6,38	6,42	6,47	6,52
1	6,56	6,61	6,66	6,71	6,76	6,80	6,86	6,90	6,95	7,00
2	7,05	7,10	7,16	7,21	7,26	7,31	7,36	7,42	7,47	7,52
3	7,58	7,63	7,68	7,74	7,79	7,85	7,90	7,96	8,02	8,07
4	8,13	8,19	8,24	8,30	8,36	8,42	8,48	8,54	8,60	8,66

cd. tabl. Z17

Nad wodą										
$t[^{\circ}\text{C}]$	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
5	8,72	8,78	8,84	8,91	8,97	9,03	9,09	9,16	9,22	9,28
6	9,35	9,41	9,48	9,54	9,61	9,68	9,74	9,81	9,88	9,95
7	10,02	10,08	10,15	10,22	10,29	10,36	10,44	10,51	10,58	10,65
8	10,72	10,80	10,87	10,95	11,02	11,10	11,17	11,25	11,32	11,40
9	11,48	11,56	11,63	11,71	11,79	11,87	11,95	12,03	12,11	12,20
10	12,28	12,36	12,44	12,53	12,61	12,70	12,78	12,87	12,95	13,04
11	13,13	13,21	13,30	13,39	13,48	13,57	13,66	13,75	13,84	13,93
12	14,03	14,12	14,21	14,31	14,40	14,50	14,59	14,69	14,78	14,88
13	14,98	15,08	15,18	15,28	15,38	15,48	15,58	15,68	15,78	15,88
14	15,99	16,09	16,20	16,30	16,41	16,51	16,62	16,73	16,84	16,95
15	17,04	17,15	17,26	17,37	17,49	17,60	17,71	17,83	17,94	18,06
16	18,17	18,29	18,40	18,52	18,64	18,76	18,88	19,00	19,12	19,24
17	19,37	19,49	19,61	19,74	19,86	20,00	20,11	20,24	20,36	20,50
18	20,63	20,76	20,89	21,02	21,15	21,29	21,42	21,55	21,69	21,83
19	21,96	22,10	22,24	22,38	22,52	22,66	22,80	22,94	23,08	23,23
20	23,37	23,52	23,66	23,81	23,96	24,10	24,25	24,40	24,55	24,71
21	24,86	25,01	25,17	25,32	25,48	25,63	25,79	25,95	26,11	26,27
22	26,43	26,59	26,75	26,92	27,08	27,24	27,41	27,58	27,75	27,91
23	28,08	28,25	28,43	28,60	28,77	28,94	29,12	29,30	29,47	29,65
24	29,83	30,01	30,19	30,37	30,55	30,74	30,92	31,10	31,29	31,48
25	31,67	31,86	32,05	32,24	32,43	32,62	32,82	33,01	33,21	33,41
26	33,61	33,81	34,01	34,21	34,41	34,61	34,82	35,02	35,23	35,44
27	35,65	35,86	36,07	36,28	36,49	36,71	36,92	37,14	37,35	37,57
28	37,79	38,01	38,24	38,46	38,68	38,91	39,13	39,36	39,59	39,82
29	40,05	40,28	40,52	40,75	40,99	41,22	41,46	41,70	41,94	42,18
30	42,43	42,67	42,92	43,16	43,41	43,66	43,91	44,16	44,41	44,67
31	44,92	45,18	45,44	45,70	45,96	46,22	46,48	46,75	47,01	47,28
32	47,55	47,82	48,09	48,36	48,63	48,91	49,18	49,46	49,74	50,02
33	50,30	50,59	50,87	51,16	51,44	51,73	52,02	52,31	52,61	52,90
34	53,20	53,49	53,79	54,09	54,39	54,70	55,00	55,31	55,61	55,92
35	56,23	56,54	56,86	57,17	57,49	57,81	58,13	58,45	58,77	59,09
36	59,42	59,75	60,07	60,40	60,74	61,07	61,40	61,74	62,08	62,42
37	62,76	63,10	64,45	63,79	64,14	64,49	64,84	65,19	65,55	65,90
28	66,26	66,62	66,98	67,34	67,71	68,07	68,44	68,81	69,18	69,55
39	69,93	70,31	70,68	71,06	71,45	71,83	72,21	72,60	72,99	73,38

Tablica Z18

Średnie wartości prężności pary wodnej e [hPa] i wilgotności względnej f [%] w Polsce.
Okres 1951–1960, wg M. Stopy (Schmuck, 1969)

Miejscowość	Prężność e [hPa]					Wilgotność względna f [%]				
	I	IV	VII	X	Rok	I	IV	VII	X	Rok
Świnoujście	5,2	7,2	15,8	9,9	9,4	85	77	79	84	82
Hel	5,3	7,4	16,4	10,4	9,8	86	83	82	85	84
Szczecin	5,1	7,5	16,0	9,7	9,5	86	74	77	85	81
Chojnice	4,8	7,1	15,5	9,3	9,0	89	76	79	86	82
Olsztyn	4,6	7,0	15,1	9,0	8,8	88	74	76	84	80
Suwałki	4,3	6,9	16,1	8,7	8,6	89	75	74	86	81
Ślubice	5,0	7,4	15,7	9,4	9,4	85	72	76	84	79
Poznań	4,9	7,3	15,5	9,4	9,2	86	72	73	83	78
Koło	4,8	7,6	15,8	9,3	9,4	86	74	74	84	79
Warszawa	4,7	7,5	15,8	9,1	9,2	84	69	72	82	77
Biała Podlaska	4,5	7,5	16,1	9,0	9,2	88	74	74	84	80
Wieluń	4,7	7,6	15,9	9,4	9,4	84	74	76	82	80
Kielce	4,6	7,4	15,6	9,0	9,1	87	74	74	83	80
Zamość	4,4	6,8	16,6	9,1	9,4	86	74	76	82	80
Wrocław	4,8	7,6	15,7	9,3	9,8	83	72	74	80	78
Racibórz	4,5	7,6	16,2	9,3	9,5	82	72	77	81	79
Śnieżka	3,1	4,8	10,0	6,0	6,0	85	87	88	85	86
Kraków	4,8	8,0	16,8	9,7	9,9	84	76	75	83	80
Tarnów	4,6	7,8	16,6	9,9	9,6	82	74	76	80	78
Przemyśl	4,3	7,4	16,5	9,2	9,4	78	71	76	80	78
Rabka	4,3	7,1	15,1	8,7	8,8	81	74	77	80	79
Zakopane	3,7	6,1	13,1	7,5	7,7	81	74	78	80	79
Kasprowy Wierch	2,5	4,2	9,1	5,1	5,3	76	83	86	77	82

Tablica Z19

Definicje gatunków i odmian chmur
(Międzynarodowy Atlas chmur, 1959)

Nazwa (skrót)	Jakiego rodzaju chmur dotyczy	Definicja
1	2	3
Gatunek		
<i>Fibratus</i> (fib)	Ci, Cs	Cienka zasłona lub oddzielne chmury, składające się z prawie prostoliniowych albo mniej lub bardziej nieregularnie zakrzywionych włókien, które jednak nie są zakończone haczykami lub kłaczkami.
<i>Uncinus</i> (unc)	Ci	Chmury w kształcie przecinka zakończonego u wierzchołka haczykiem lub kłaczką, którego górna część nie ma wypukłości o zaokrąglonych kształtach.
<i>Spisatus</i> (spi)	Ci, Cc, Ac, Sc	Chmury, które w górnej części, przynajmniej miejscami, wykazują wypukłości w postaci wieżyczek nadających tym chmurom wygląd ząbkowany. Wieżyczki te, z których część ma większą wysokość niż szerokość, mają wspólną podstawę i wydają się ułożone wzdłuż pewnych linii.
<i>Floccus</i> (flo)	Ci, Cc, Ac	Chmury, w których każdy człon jest małym kłębiastym kłaczką; dolna część kłaczki jest mniej lub bardziej postrzępiona.
<i>Stratiformis</i> (str)	Ac, Sc, Cc	Chmury rozpostarte w postaci rozległego poziomego płata lub warstwy.
<i>Nebulosus</i>	Cs, St	Chmury w postaci mglistej zasłony lub warstwy niewykazującej wyraźnych szczegółów
<i>Lenticularis</i> (len)	Cc, Ac, Sc	Chmury w kształcie soczewek lub migdałów, często bardzo wydłużone i zwykle o wyraźnych zarysach; niekiedy iryzujące. Występują najczęściej w układach chmur pochodzenia orograficznego, ale mogą być również obserwowane nad obszarami bez wyraźnej orografii.
<i>Fractus</i> (fra)	St, Cu	Chmury o nieregularnych kształtach i wyraźnie postrzępionym wyglądzie.
<i>Humilis</i> (hum)	Cu	Chmury o małej rozciągłości poziomej, zwykle jak gdyby spłaszczone.
<i>Mediocris</i> (med)	Cu	Chmury o umiarkowanej rozciągłości pionowej, z wierzchołkami wykazującymi niewielkie wypukłości.
<i>Congestus</i> (con)	Cu	Chmury wyraźnie rosnące, przeważnie o dużej rozciągłości pionowej; ich górna pęczkująca część ma często wygląd kalfiora.
<i>Calvus</i>	Cb	Chmury, których przynajmniej pewne wypukłości w górnej części zaczynają tracić zarysy kłębiaste, lecz nigdzie nie wykazują jeszcze cech chmur pierzastych. Wypukłości i części pęczkujące wykazują tendencję do utworzenia białawego masywu o mniej lub bardziej pionowym prążkowaniu.
<i>Capillatus</i> (cap)	Cb	Chmury, których części szczytowe są wyraźnie pierzaste, o budowie włóknistej lub prążkowanej, często mają kształt kowadła, pióropusza lub zwichrzonej czupryny. Towarzyszy im zwykle opad przełotny lub burza, na ogół ze szkwałem i gradem.

cd. tabl. Z19

Nazwa (skrót)	Jakiego rodzaju chmur dotyczy	Definicja
1	2	3
Odmiana		
<i>Intortus</i> (in)	Ci	Chmury, których włókna są nieregularnie powyginane i sprawiają wrażenie poplątanych chaotycznie.
<i>Vertebratus</i> (ve)	Ci	Chmury, których części składowe ułożone są w sposób przypominający żebra, kręgosłup lub szkielet ryby.
<i>Undulatus</i> (un)	Cc, Cs, Ac, As, Sc, St	Chmury w postaci sfalowanych ławic, płatów lub warstw. Sfalowania te mogą być obserwowane w chmurach tworzących jednolitą warstwę lub zbudowanych z oddzielnych członów. Niekiedy widoczne są dwa kierunki sfalowania.
<i>Radiatus</i> (ra)	Ci, Ac, As, Sc, Cu	Chmury wykazujące szerokie równoległe pasma, które wskutek perspektywy pozornie zbiegają się do jednego punktu na widnokręgu lub do dwóch przeciwległych punktów – gdy pasma przecinają całe niebo.
<i>Lacunosus</i> (la)	Cc, Ac, Sc	Ławice, płaty lub warstwy chmur, zwykle dość cienkie, charakteryzujące się obecnością mniej lub bardziej regularnie rozłożonych zaokrąglonych otworów, z których wiele ma postrzępione brzegi. Układ członów chmur i otworów przypomina sieć lub plaster miodu.
<i>Duplicatus</i> (du)	Ci, Cs, Ac, As, Sc	Ławice, płaty lub warstwy chmur ułożone jedna nad drugą na nieco różnych poziomach, niekiedy częściowo połączone ze sobą.
<i>Translucidus</i> (tr)	Ac, As, Sc, St	Chmury w postaci ławicy, płata lub warstwy, których większa część jest na tyle przeświecająca, że pozwala stwierdzić położenie Słońca lub Księżyca.
<i>Perlucidus</i> (pe)	Ac, Sc	Rozległa ławica, płat lub warstwa chmur o wyraźnych, czasami bardzo małych przerwach między ich członami. Przez te przerwy są widoczne: Słońce, Księżyc, błękit nieba lub wyżej położone chmury.
<i>Opacus</i> (op)	Ac, As, Sc, St	Rozległa ławica, płat lub warstwa chmur, których większa część jest na tyle nieprzeświecająca, że całkowicie zasłania Księżyc lub Słońce.

Tablica Z20

Wyrównanie czasu wg Guralczik i in., 1983
(różnice między czasem średnim τ_m a słonecznym rzeczywistym τ_r w minutach)

DATA		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
rok nieprze- stępny	rok prze- stępny ¹⁾												
	1	3	13	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1	2	3	14	13	4	–3	–2	4	6	0	–10	–16	–11
2	3	4	14	12	4	–3	–2	4	6	0	–10	–16	–11
3	4	4	14	12	4	–3	–2	4	6	0	–11	–16	–10
4	5	5	14	12	3	–3	–2	4	6	–1	–11	–16	–10
5	6	5	14	12	3	–3	–2	4	6	–1	–11	–16	–10
6	7	6	14	12	3	–3	–2	4	6	–1	–12	–16	–9
7	8	6	14	11	2	–3	–2	5	6	–2	–12	–16	–9
8	9	6	14	11	2	–4	–1	5	6	–2	–12	–16	–8
9	10	7	14	11	2	–4	–1	5	6	–2	–12	–16	–8
10	11	7	14	11	2	–4	–1	5	6	–3	–13	–16	–8
11	12	8	14	10	1	–4	–1	5	5	–3	–13	–16	–7
12	13	8	14	10	1	–4	0	6	5	–3	–13	–16	–7
13	14	8	14	10	1	–4	0	6	5	–4	–14	–16	–6
14	15	9	14	10	1	–4	0	6	5	–4	–14	–16	–6
15	16	9	14	9	0	–4	0	6	5	–5	–14	–16	–5
16	17	10	14	9	0	–4	0	6	4	–5	–14	–15	–5
17	18	10	14	9	0	–4	0	6	4	–5	–14	–15	–4
18	19	10	14	8	0	–4	1	6	4	–6	–15	–15	–4
19	20	11	14	8	–1	–4	1	6	4	–6	–15	–15	–3
20	21	11	14	8	–1	–4	1	6	4	–6	–15	–14	–3
21	22	11	14	8	–1	–4	1	6	3	–7	–15	–14	–2
22	23	12	14	7	–1	–4	2	6	3	–7	–15	–14	–2
23	24	12	14	7	–2	–3	2	6	3	–7	–16	–14	–1
24	25	12	14	7	–2	–3	2	6	3	–8	–16	–14	–1
25	26	12	13	6	–2	–3	2	6	2	–8	–16	–13	0
26	27	12	13	6	–2	–3	2	6	2	–8	–16	–13	0
27	28	13	13	6	–2	–3	3	6	2	–9	–16	–13	1
28	29	13	13	5	–2	–3	3	6	1	–9	–16	–12	1
29	30	13		5	–3	–3	3	6	1	–9	–16	–12	2
30	31	13		5	–3	–3	3	6	1	–10	–16	–12	2
31		13		4		–3		6	1				3

Chmury



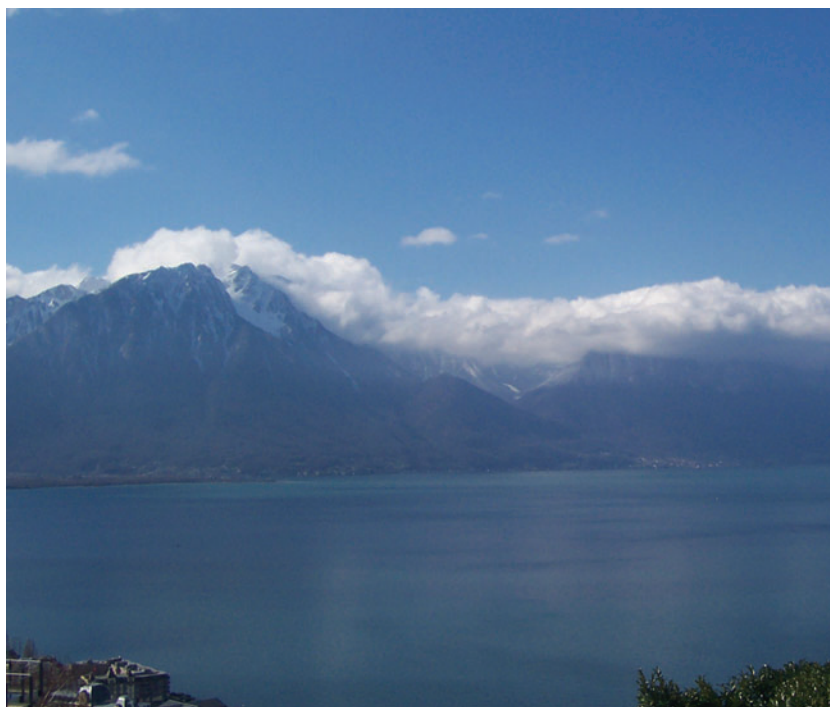
Cumulusy o małej rozciągłości pionowej, Cumulus humilis i cumulus fractus
(E. Wołoszyn)



Cirrus fibratus undulatus, Cumulus congestus i Stratocumulus, Wybrzeże Adriatyku
(E. Wołoszyn)



Stratocumulus i *Altocumulus lenticularis* pochodzenia orograficznego Alpy
(E. Wołoszyn)



Cumulus – orograficzny, Jezioro Genewskie
(E. Wołoszyn)



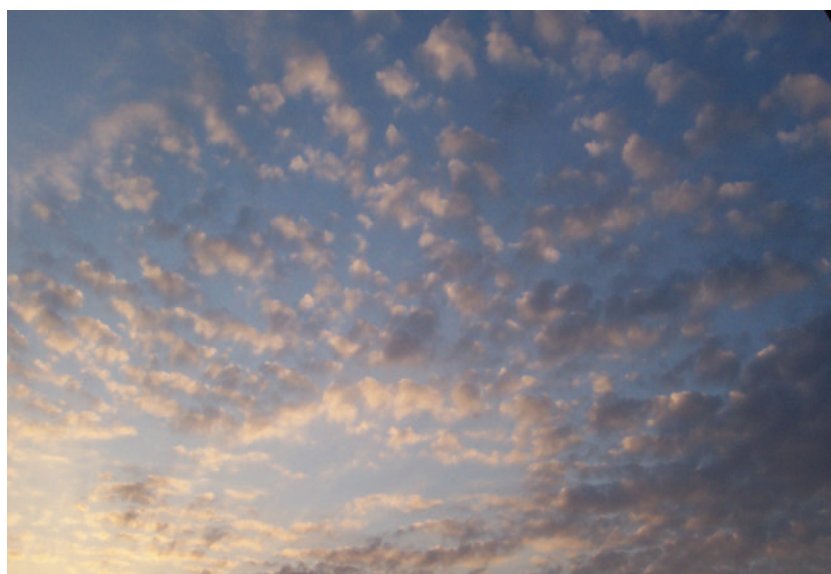
Cumulus, Altocumulus lenticularis, chmury orograficzne, Alpy francuskie
(E. Wołoszyn)



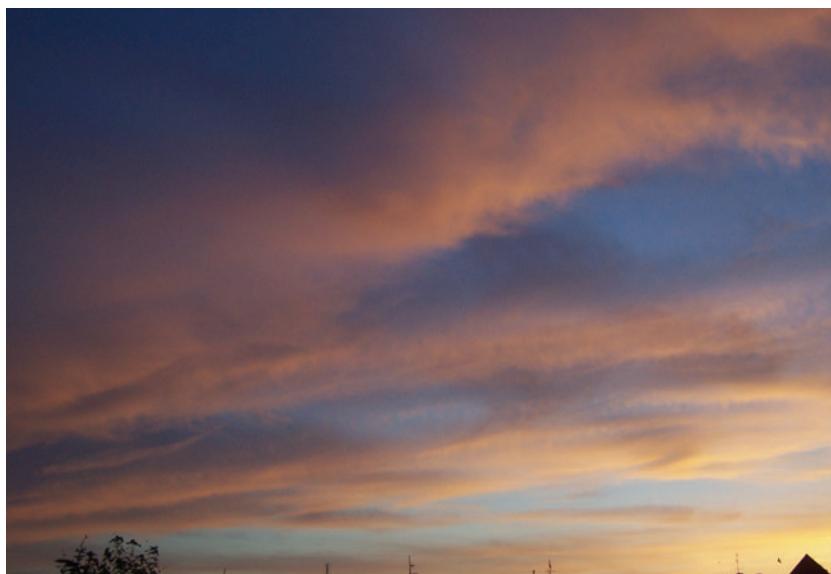
Cumulus wał fenowy, *Cirrostratus*, Alpy francuskie
(E. Wołoszyn)



Cirrus fibratus, Alpy francuskie
(E. Wołoszyn)



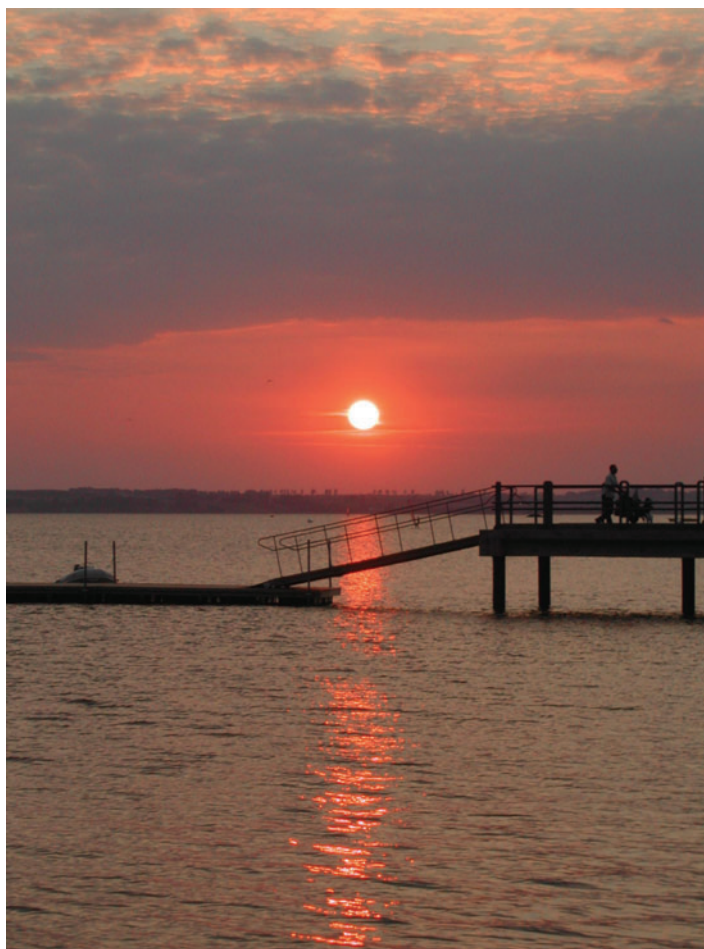
Cirrocumulus, Gdańsk
(E. Wołoszyn)



Altostratus, Gdańsk
(E. Wołoszyn)



Stratocumulus. Niebo pokryte warstwą chmur mocno zacienionych.
Bałtyk, Zatoka Gdańska (E. Wołoszyn)



Zachód Słońca, chmury *Stratocumulus* i *altostratus*
(E. Wołoszyn)

Grad



Przeciętne gradziny z opadu w dn. 27.05.2007, godz. 15⁰⁰,
Pojezierze (E. Wołoszyn)



Pojedyncze gradziny wielkości piłeczki pingpongowej
(E. Wołoszyn)



Zniszczona zieleń po 30-minutowym opadzie gradu
(E. Wołoszyn)



Chmury gradowe *Cumulonimbus* nad Bałtykiem
(www.panorama.com.photo)

Cyklony i tornada



Niezwykle silny cyklon u wybrzeży Brazylii – zdjęcie satelitarne (Internet: AstroForum)



Trąba powietrzna z wyładowaniem elektrycznym (Internet: AstroForum)



Tornado w USA (Internet: AstroForum)

Spis rysunków

Rys. 2.1.	Zmiany kąta padania i drogi promieni Słońca w atmosferze w zależności od: a) szerokości geograficznej, b) wysokości Słońca (Holec, Tymański, 1973)	18
Rys. 2.2.	Ruch roczny Ziemi wokół Słońca. Zmiany pór roku: B _N , B _S – bieguny północny i południowy, KP – koło polarne, RR – równik, ZR – zwrotnik Raka, ZK – zwrotnik Koziorożca (Holec, Tymański, 1973)	20
Rys. 3.1.	Główne cechy atmosfery ziemskiej wg Iribarne’a, Cho, 1988 (rysunek poglądowy) .	24
Rys. 4.1.	Zakresy i charakterystyka widma promieniowania elektromagnetycznego (Ozga-Zielińska, Brzeziński, 1994)	46
Rys. 4.2.	Rozkład energii w widmie promieniowania Słońca i Ziemi (a) oraz skala powiększona, pasmo widzialne (b) (wg Iribarne’a, Cho 1988). Zakresowane pasy wskazują zakresy fal pochłanianych przez atmosferę na różnych wysokościach	50
Rys. 4.3.	Porównanie widma promieniowania słonecznego z widmem ciała doskonale czarnego. Skala energii e_λ logarytmiczna (Haman, 1965)	51
Rys. 4.4.	Procentowa wartość odbicia, pochłaniania i przepuszczania promieniowania słonecznego w zależności od grubości chmur (Barry i in., 1990)	54
Rys. 4.5.	Powierzchnia oświetlona przez wiązkę promieni	55
Rys. 4.6.	Uproszczony schemat bilansu cieplnego (dane Fröhlich, 1985)	59
Rys. 4.7.	Średni roczny bilans promieniowania [$W \cdot m^{-2}$] na poziomej powierzchni na górnej granicy atmosfery (Barry i in., 1990)	60
Rys. 4.8.	Schemat dobowego biegu wysokości Słońca i temperatury powierzchni Ziemi w dniach zrównania dnia z nocą (Haman, 1965)	61
Rys. 4.9.	Średni dobowy przebieg temperatury powietrza latem, dzień pochmurny i pogodny w Gdańsku (oprac. własne)	62
Rys. 4.10.	Średni dobowy przebieg temperatury powietrza zimą i latem w Gdańsku (oprac. własne)	62
Rys. 5.1.	Adiabatyczny przebieg zmian temperatury powietrza przemieszczającego się przez łańcuch górski (oprac. własne)	66
Rys. 5.2.	Graficzne przedstawienie warunków równowagi atmosfery: γ_s – gradient suchoadiabatyczny (adiabata sucha), γ_w – gradient wilgotnoadiabatyczny (adiabata wilgotna), γ – gradient w otaczającym powietrzu (oprac. własne)	68
Rys. 5.3.	Typy pionowego rozkładu temperatury: 1) przygruntowa (dolna) inwersja temperatury, 2) dolna izotermia, 3) inwersja górna w swobodnej atmosferze (oprac. własne).	70
Rys. 5.4.	Uproszczony diagram aerologiczny: 1) równowaga chwiejna powietrza suchego, 2) równowaga stała dla dowolnego powietrza, 3) równowaga chwiejna dla powietrza nasyconego (Holec, Tymański, 1973)	72
Rys. 5.5.	Stany równowagi na podstawie zmian temperatury potencjalnej: a) – równowaga chwiejna – θ maleje z wysokością, b) – równowaga stała – θ rośnie z wysokością (Holec, Tymański 1973)	73
Rys. 6.1.	Prężność pary nasyconej nad lodem i wodą: E – ciśnienie pary wodnej, t – temperatura (Iribarne, Cho, 1988)	76
Rys. 6.2.	Zależność prężności pary nasyconej od kształtu powierzchni (Kaczorowska, 1986)...	78

Rys. 6.3.	Rozmieszczenie pary wodnej w zależności od szerokości geograficznej: a) prężność pary, b) wilgotność względna (Chromow, 1969)	83
Rys. 6.4.	Schematyczny rozkład temperatury t , prężności pary wodnej e i wilgotności względnej f w ciągu doby (oprac. własne)	84
Rys. 6.5.	Średnie roczne zmiany wilgotności powietrza: prężność pary wodnej e oraz wilgotność względna f w Gdańsku, w okresie 1951–1960 (oprac. własne)	84
Rys. 6.6.	Efekt mieszania się mas powietrza. Poziome mieszanie dwóch nienasyconych mas A i B tworzy przesyconą masę C (linia ciągła – prężność pary nasyconej) (oprac. własne)	87
Rys. 6.7.	Schemat podziału chmur na rodzaje według wysokości i postaci (na podstawie Barry i in., 1990)	89
Rys. 6.8.	Procesy tworzenia się chmur kłębiastych (a) i (b), kłębiasto-warstwowych (c) i warstwowych (d) i (e): P_c – powietrze cieplejsze, P_z – powietrze zimne (Szczeciński, 1962)	90
Rys. 6.9.	Inwersja „gasi” prądy wstępujące. Chmura <i>Cumulonimbus</i> rozplywa się pod inwersją (Schmidt, 1972)	91
Rys. 6.10.	Prądy konwekcyjne przebijają inwersję (Schmidt, 1972)	92
Rys. 6.11.	Schemat powstawania fali górskiej (Schmidt, 1972)	93
Rys. 6.12.	Różnorodne formy kryształków lodowych w 12÷18-krotnym powiększeniu (S. Kostin, 1956)	95
Rys. 6.13.	Łączna szybkość wzrostu kropli. Cienkie linie przedstawiają szybkość wzrostu w wyniku tylko kondensacji lub tylko koagulacji, gruba linia – szybkość łączną (Iribarne, Cho, 1988)	105
Rys. 6.14.	Rozmieszczenie opadów rocznych w mm na kuli ziemskiej. Zależność opadów od szerokości geograficznej (Dębski, 1959)	112
Rys. 6.15.	Mapa izohiet wysokości opadu rocznego: 1) do 250 mm, 2) 250÷500 mm, 3) 500÷1000 mm, 4) 1000÷2000 mm, 5) ponad 5000 mm (Schmidt, 1972)	113
Rys. 7.1.	Siły działające na jednostkę masy w atmosferze	115
Rys. 7.2.	Typowe układy baryczne: W – wyż, N – niż (Holec, Tymański, 1973)	119
Rys. 7.3.	Mapa topografii bezwzględnej powierzchni izobarycznej 700 mbar, dn. 6.IX.1967: – — izohipsy, – – – izotermy (Holec, Tymański 1973)	121
Rys. 7.4.	Schemat rozkładu powierzchni izobarycznych i ruchów powietrza w obszarach: a) ciepła, b) chłodu (Holec, Tymański, 1973)	121
Rys. 7.5.	Gradient ciśnienia G i jego składowe: G_v – składowa pionowa, G_h – składowa pozioma, p_i , p_{i-1} – przekroje powierzchni izobarycznych (oprac. własne)	122
Rys. 7.6.	Dobowe wahania ciśnienia w strefie międzyzwrotnikowej (oprac. własne)	123
Rys. 7.7.	Profile rozkładu ciśnienia w styczniu i lipcu wzdłuż równoleżnika 30°N (Schmidt, 1972)	124
Rys. 8.1.	Wyjaśnienie działania siły Coriolisa (oprac. własne)	128
Rys. 8.2.	Powstawanie wiatru geostroficznego na półkuli północnej (Holec, Tymański, 1973)	129
Rys. 8.3.	Powstawanie wiatru gradientowego na półkuli północnej: a) niż, b) wyż (oprac. własne)	130
Rys. 8.4.	Wpływ siły tarcia na kierunek wiatru – izobary prostoliniowe b (oprac. własne)	132
Rys. 8.5.	Spirala Ekmana. Prędkości i kierunki wiatru na różnych wysokościach od powierzchni Ziemi do granicy warstwy tarcia (oprac. własne)	133
Rys. 8.6.	Linie oraz punkty zbieżności i rozbieżności: a) linia zbieżności, b) linia jednostronnej zbieżności, c) linia rozbieżności, d) punkt zbieżności (konwergencji), e) punkt rozbieżności (dywergencji) (Kaczorowska, 1986)	134
Rys. 8.7.	Efekt zbieżności linii prądów poziomych w przekroju pionowym (Kaczorowska, 1986)	135
Rys. 8.8.	Linie prądów w niżu i wyżu: A – półkula północna, B – półkula południowa; a) niż, b) wyż (Kaczorowska, 1986)	135

Rys. 8.9. Wpływ podłoża na wiatr – zawirowania powietrza przepływającego: a) nad odosobnionymi skupiskami drzew, b) nad większym obszarem leśnym o różnym zagęszczeniu i wysokości (oprac. własne)	137
Rys. 8.10. Wpływ różnego rodzaju przeszkód terenowych na pole wiatru (oprac. własne)	137
Rys. 8.11. Wpływ podłoża na wiatr: a) prędkość powietrza < 8 m/s, b) prędkość powietrza > 8 m/s (Szczeciński, 1962)	137
Rys. 8.12. Termiczny wpływ powierzchni ziemi na ruch powietrza (Szczeciński, 1962)	138
Rys. 8.13. Termiczno-dynamiczny wpływ powierzchni ziemi na poziomy ruch powietrza (Szczeciński, 1962)	138
Rys. 8.14. Rodzaje smug dymów przemysłowych (Parczewski, 1977)	139
Rys. 9.1. Schemat stref ciśnienia atmosferycznego na jednorodnej powierzchni Ziemi obracającej się wokół własnej osi (Kaczorowska, 1986)	141
Rys. 9.2. Zbliżony do rzeczywistego schemat ogólnej cyrkulacji atmosfery (przy założeniu jednorodności powierzchni kuli ziemskiej) (oprac. własne).....	142
Rys. 9.3. Rozkład średniego ciśnienia atmosferycznego i przeważających wiatrów na poziomie morza. Izobary stycznia (Kaczorowska 1986)	143
Rys. 9.4. Rozkład średniego ciśnienia atmosferycznego i przeważających wiatrów na poziomie morza. Izobary lipca (Kaczorowska 1986)	143
Rys. 9.5. Mapa topografii bezwzględnej powierzchni izobarycznej 500 mbar, grudzień-luty (Holec, Tymański 1973)	146
Rys. 9.6. Mapa topografii bezwzględnej powierzchni izobarycznej 500 mbar, czerwiec-sierpień (Holec, Tymański 1973)	146
Rys. 9.7. Schematyczny przekrój pionowy przez jet-stream (Schmidt, 1972)	147
Rys. 9.8. Schemat jet-streamu na półkuli północnej (Schmidt, 1972)	148
Rys. 9.9. Powstawanie jet-streamu (Schmidt, 1972)	149
Rys. 9.10. Schemat cyrkulacji w międzyzwrotnikowej strefie zbieżności – MSZ (Holec, Tymański, 1973)	150
Rys. 9.11. System stałych wiatrów na kuli ziemskiej w styczniu i lipcu (Crowe, 1987). Szrafem zaznaczono obszary o względnie stałych kierunkach wiatrów, stopień zagęszczenia szrafu pokazuje obszary, gdzie ponad 50% wiatrów wieje z prędkością $\geq 3,25$ m/s ...	151
Rys. 9.12. Przekrój pionowy przez monsun letni (Schmidt, 1973)	155
Rys. 9.13. Przekrój pionowy przez monsun zimowy (Schmidt, 1973)	155
Rys. 9.14. Rejony występowania cyrkulacji monsunowej na kuli ziemskiej (Woś, 1996)	156
Rys. 9.15. Schemat powstawania wiatru fenowego (halnego) (oprac. własne)	158
Rys. 9.16. Schemat powstawania bory (Schmidt, 1972)	159
Rys. 9.17. Bryza morska (oprac. własne)	161
Rys. 9.18. Bryza lądowa (oprac. własne)	162
Rys. 9.19. Średnie trasy cyklonów tropikalnych (Holec, Tymański, 1973)	165
Rys. 9.20. Rozkład ciśnienia w cyklonie (Holec, Tymański, 1973)	166
Rys. 10.1. Schematy kształtowania się pogody w masie powietrza: a) ciepłej, b) chłodnej (Holec, Tymański, 1973)	173
Rys. 10.2. Obszary źródłowe i kierunki napływu mas powietrza na półkuli północnej w styczniu (Woś, 1996)	177
Rys. 10.3. Obszary źródłowe i kierunki napływu mas powietrza na półkuli północnej w lipcu (Woś, 1996)	177
Rys. 10.4. Rozmieszczenie mas powietrza i położenie głównych frontów na półkuli północnej (Woś, 1996)	180
Rys. 10.5. Średnie położenie głównych frontów klimatologicznych na całym globie ziemskim: a) w lipcu, b) w styczniu (Chromow, 1969); 1 – front arktyczny, 2 – front polarny, 3 – front pasatowy będący przedłużeniem FP w strefie zwrotnikowej, 4 – front równikowy	180
Rys. 10.6. Front ciepły: przekrój pionowy i przedstawienie frontu na mapie synoptycznej (na podstawie Schmidt, 1972)	181

Rys. 10.7.	Front chłodny I rodzaju – przekrój pionowy i mapa synoptyczna (Schmidt, 1972)	183
Rys. 10.8.	Front chłodny II rodzaju – przekrój pionowy i mapa synoptyczna (Schmidt, 1972)	183
Rys. 10.9.	Schemat powstawania zjawiska okluzji (a), o charakterze frontu ciepłego (b), o charakterze frontu chłodnego (c) (Woś, 1996)	185
Rys. 10.10.	Przekrój pionowy przez okluzję o charakterze frontu ciepłego (Woś, 1996)	186
Rys. 10.11.	Przekrój pionowy przez okluzję o charakterze frontu chłodnego (Woś, 1996)	186
Rys. 10.12.	Schemat cyrkulacji powietrza w chmurze w trakcie powstawania szkwału (Holec, Tymański, 1973)	188
Rys. 11.1.	Model niżu wg J. Bjerknesa i G. Solberga (Czajewski, 1988)	190
Rys. 11.2.	Fazy rozwoju układu cyklonalnego w umiarkowanych szerokościach geograficznych (przy powierzchni Ziemi): 1 – front chłodny, 2 – front ciepły, 3 – front zokludowany, 4 – front główny (stacjonarny), 5 – prądy powietrza w masie powietrza chłodnego, 6 – prądy powietrza ciepłego, 7 – izobary [mbar], 8 – strefa dużego zachmurzenia (Woś, 1996)	191
Rys. 11.3.	Główne szlaki przemieszczania się niżów barycznych nad Europą w poszczególnych porach roku (Rumney, 1968)	193
Rys. 11.4.	Seria (rodzina niżów) Kaczorowska, 1986: a) schemat, – – – – powierzchnia frontalna, A, B, C, D – stadia rozwoju niżów od najstarszego do najmłodszego; b) wycinek mapy synoptycznej z rodziną niżów z frontami	194
Rys. 12.1.	Automatyczna stacja meteorologiczna MAWS 301 (Skąpski, 2006)	204
Rys. 12.2.	Schemat rozmieszczenia elementów meteorologicznych wokół stacji na mapie synoptycznej (a), naniesione za pomocą symboli i cyfr wartości elementów pogody (b) (oprac. własne)	209
Rys. 12.3.	Rozkład izobar podczas niektórych typów cyrkulacji atmosfery występujących w Polsce. Oznaczenia: E_0 – niżowa północno-wschodnia i wschodnia, E – wyżowa północno-wschodnia, D – niżowa południowo-zachodnia, E_1 – wyżowa południowo-wschodnia i wschodnia (wg T. Niedźwiedzia, w: Geografia Polski..., 1991, za Bac, Rojek, 1999)	214
Rys. 13.1.	Zmiany pozorne rozmiarów Słońca: 0 – obserwator, środek niebosłonu rzeczywistego (Holec, Tymański, 1973)	222
Rys. 13.2.	Refrakcja astronomiczna powoduje pozorne zwiększenie wysokości Słońca: h – wysokość rzeczywista Słońca nad horyzontem, h' – pozorna wysokość Słońca $h' = r + h$, r – kąt refrakcji, H – horyzont, S – położenie rzeczywiste Słońca, S' – położenie pozorne Słońca (Schmidt, 1972)	224
Rys. 13.3.	Powstawanie mirażu dolnego (fatamorgana) (Schmidt, 1972)	226
Rys. 13.4.	Powstawanie mirażu górnego (Schmidt, 1972)	226
Rys. 13.5.	Wysokości katowe tarczy głównej i tarczy wtórnej (Schmidt, 1972)	227
Rys. 13.6.	Wzajemne położenie tarczy głównej i wtórnej (Schmidt, 1972)	228
Rys. 13.7.	Bieg promieni światła w kropli wody podczas tworzenia się tarczy głównej (a) i rozczepienie promienia w kropli wody (b) (Schmidt, 1972)	229
Rys. 13.8.	Bieg promieni światła w kropli wody podczas tworzenia się tarczy wtórnej (a) i rozczepienie światła w kropli wody (Schmidt, 1972)	230
Rys. 13.9.	Różne postacie zjawiska halo, które powstają osobno lub zespołowo dookoła Słońca (S) (Szczeciński, 1962)	231
Rys. 14.1.	Stadia rozwoju chmury burzowej. Strzałki wskazują kierunek i wielkość prądów powietrza; A – faza wzrostu – prądy wstępujące, B – faza dojrzala – prądy wstępujące i zstępujące, C – faza rozpadu – prądy zstępujące, wyładowania elektryczne (Barry i in., 1990)	235
Rys. 14.2.	Schemat rozkładu ładunków elektrycznych, prądy pionowe i struktura chmury burzowej (Schmidt, 1972, zmod.)	237
Rys. 14.3.	Powstawanie pioruna kulistego wg Meissnera: 1, 2 – spotkanie się bardzo silnych przeciwnie skierowanych prądów powietrza; P – siły ciśnienia zewnętrznego,	

	<i>R</i> – siły odśrodkowe wywołane silnym ruchem wirowym podczas wylądowania liniowego (za Schmidt, 1972)	241
Rys. 14.4.	Napięcie krokowe (Schmidt, 1972)	243
Rys. 15.1.	Schemat pięter roślinnych w górach (Kaczorowska, 1986)	249
Rys. 15.2.	Klasyfikacja Okołowicza (schemat uproszczony Kaczorowska, 1986)	259
Rys. 16.1.	Główne kierunki napływu mas powietrza nad obszar Polski – styczeń (Atlas geograficzny – Polska, 1967, Woś 1996)	279
Rys. 16.2.	Główne kierunki napływu mas powietrza nad obszar Polski – lipiec (Atlas geograficzny – Polska, 1967, Woś 1996)	279
Rys. 16.3.	Sytuacja synoptyczna charakterystyczna dla „zgniłego wyżu” w Polsce (Kaczorowska, 1986)	283
Rys. 16.4.	Regionalizacja klimatu Polski E. Romera (za Kaczorowską, 1986)	286
Rys. 16.5.	Procentowy rozkład kierunków wiatru z okresu 1971–2000 na wybranych stacjach meteorologicznych (Atlas klimatu Polski, 2005)	291
Rys. 16.6.	Zachmurzenie średnie roczne z okresu 1971–2000 w skali 0 – 8 (0 – pogodnie, 8 – pochmurno) Atlas klimatu Polski, 2005	293
Rys. 16.7.	Średnia roczna temperatura powietrza z okresu 1971–2000 (Atlas klimatu Polski, 2005)	296
Rys. 16.8.	Normalny opad roczny na obszarze Polski (Lambor, 1971)	301
Rys. 17.1.	Zmienność średniej rocznej temperatury powietrza w okresie 1780–2000, Warszawa Obserwatorium (Lorenc, 2004)	312
Rys. 17.2.	Wieloletni przebieg średniej rocznej temperatury powietrza oraz jej tendencje w XIX i XX w., Warszawa Obserwatorium (Lorenc, 2004)	315

Spis tablic

Tablica 2.1.	Wysokość Słońca nad horyzontem w południe dla półkuli północnej (Kaczorowska, 1986)	20
Tablica 2.2.	Czas trwania najdłuższego i najkrótszego dnia na różnych szerokościach geograficznych (Holec, Tymański, 1973)	21
Tablica 3.1.	Pionowa budowa atmosfery	27
Tablica 3.2.	Składniki powietrza suchego (na podstawie Iribarne'a, Cho 1988)	32
Tablica 3.3.	Zestawienie cząsteczek aerozolu przenoszonych do atmosfery średnio w ciągu roku (oprac. własne)	35
Tablica 3.4a.	Typowe koncentracje cząstek przy powierzchni Ziemi $1/\text{cm}^{-3}$ (Iribarne, Cho, 1988)	35
Tablica 3.4b.	Rozkład ilości zawiesin stałych w powietrzu przy stałych prądach pionowych (Dębski, 1959)	36
Tablica 3.5.	Klasyfikacja cząstek aerozolowych wg wielkości (Iribarne, Cho, 1988)	36
Tablica 3.6.	Związki o dużym znaczeniu dla chemii atmosfery	37
Tablica 3.7.	Źródła i obszar zaniku poszczególnych związków (Iribarne, Cho, 1988)	38
Tablica 3.8.	Skale termometryczne (dla $p = 1013 \text{ hPa}$)	42
Tablica 4.1.	Klasyfikacja widma słonecznego (Molga, 1983)	49
Tablica 4.2.	Rozkład energii w promieniowaniu słonecznym emitowanym i dochodzącym do powierzchni Ziemi (Holec, Tymański, 1973)	52
Tablica 4.3.	Zależność optycznej masy atmosfery (m) od wysokości Słońca (h) (Holec, Tymański, 1973)	54
Tablica 5.1.	Warunki równowagi atmosfery (Holec, Tymański, 1973)	68
Tablica 6.1.	Para wodna w powietrzu (oprac. własne)	77
Tablica 6.2.	Gęstość powietrza suchego i wilgotnego przy ciśnieniu normalnym na 45° szerokości geograficznej [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$] (oprac. własne)	80
Tablica 6.3.	Rozkład geograficzny temperatury i pary wodnej na półkuli północnej (Schmuck, 1969)	82
Tablica 6.4.	Rozmieszczenie pary wodnej w atmosferze na różnych wysokościach (oprac. własne)	85
Tablica 6.5.	Ciepło przemian fazowych wody (oprac. własne)	85
Tablica 6.6.	Podstawowa, międzynarodowa klasyfikacja chmur (Międzynarodowy atlas chmur, 1959)	88
Tablica 6.7.	Rozkład średniego rocznego zachmurzenia na Ziemi w skali 0÷10 (Kaczorowska, 1986)	99
Tablica 6.8.	Prędkości opadania kropli deszczu, $p = 1013 \text{ hPa}$, $t = 20^\circ\text{C}$ (oprac. własne)	103
Tablica 6.9.	Czas wyparowania kropli deszczu w spokojnym powietrzu, przy wilgotności względnej 90% i temperaturze $t = 5^\circ\text{C}$ (Schmidt, 1972)	103
Tablica 6.10.	Postacie opadów powstających z różnych rodzajów chmur (Holec, Tymański, 1973)	107
Tablica 6.11.	Średnie rozmiary gradzin według Masona (Schmidt, 1972)	108
Tablica 8.1.	Skale ruchów atmosferycznych (Iribarne, Cho 1988)	125
Tablica 9.1.	Wybrane wiatry regionalne i lokalne (Woś, 1996)	160

Tablica 9.2.	Skala sztormów tropikalnych, huraganów i tajfunów Saffira-Simpsona. Pięć kategorii uszeregowanych według rosnącej siły wiatru (Internet: encyklopedia PWN)	168
Tablica 9.3.	Skala Fujity do określania siły tornad (Internet: pl.wikipedia)	168
Tablica 10.1.	Charakterystyka mas powietrza według ich pochodzenia geograficznego na półkuli północnej (Holec, Tymański, 1973)	174
Tablica 10.2.	Wielkość obszarów zajmowanych przez główne masy powietrza na kuli ziemskiej (zmodyfikowano, P.R. Crowe, 1987)	176
Tablica 10.3.	Zmiany elementów meteorologicznych podczas przechodzenia frontu ciepłego (zmodyfikowane, Woś, 1996)	184
Tablica 10.4.	Zmiany elementów meteorologicznych podczas przemieszczania się frontu chłodnego (zmodyfikowane, Woś, 1996)	184
Tablica 12.1.	Stan sieci pomiarowo-obszernościowej IMGW na dzień 1 grudnia 2006 (Skąpski, 2006 IMGW)	205
Tablica 12.2.	Sieć radarów meteorologicznych POLRAD (Skąpski, 2006)	206
Tablica 12.3.	Sieć wykrywania wyładowań atmosferycznych PERUN (Skąpski, 2006)	207
Tablica 12.4.	Ważniejsze oznaczenia i symbole stosowane na mapach synoptycznych (Czajewski, 1988)	211
Tablica 15.1.	Temperatury średnie miesiąca najcieplejszego i najchłodniejszego, amplituda roczna i dobową w różnych szerokościach geograficznych oraz zachmurzenie i opady w klimacie morskim i lądowym (Kaczorowska, 1986)	251
Tablica 15.2.	Czas trwania dnia polarnego dla wybranych szerokości półkuli północnej (Kaczorowska, 1986)	274
Tablica 16.1.	Średnia częstość zalegania różnych mas powietrza w rejonie Warszawy za lata 1946–1956 w procentach (J. Bołaszewska, F. Reutt, 1962)	278
Tablica 16.2.	Średnia częstość występowania różnych mas powietrza w Polsce środkowej w różnych porach roku w latach 1946–1956 w [%] wg Bołaszewskiej, 1962	278
Tablica 16.3.	Średnia liczba dni z poszczególnymi rodzajami frontów atmosferycznych nad Polską w latach 1948–1957 (W. Parczewski, 1962)	281
Tablica 16.4.	Tablica klimatyczna regionów E. Romera (Kaczorowska, 1986)	287
Tablica 16.5.	Zestawienie maksymalnych i minimalnych wartości ciśnienia w okresie 1971–2000 w wybranych stacjach (oprac. własne)	289
Tablica 16.6.	Kąt padania promieni słonecznych w południe na powierzchnię poziomą w dniach przesilen i równonocy w różnych szerokościach Polski (Kaczorowska, 1986)	292
Tablica 16.7.	Średni czas trwania dnia w dniach przesilen i równonocy w różnych szerokościach Polski (Kaczorowska, 1986)	292
Tablica 16.8.	Średnie miesięczne i roczne temperatury powietrza [°C] w Polsce (1961–1990) (Kossowska-Cezak i inni, 2000)	295
Tablica 16.9.	Porównanie temperatur średnich rocznych z okresu 1951–1960 i 1961–1990 w wybranych stacjach (oprac. własne)	297
Tablica 16.10.	Ekstremalne temperatury powietrza z okresu 1971–2000 (oprac. własne)	298
Tablica 16.11.	Średnie sumy miesięczne i roczne opadów atmosferycznych [mm] w Polsce (1961–1990) (Kossowska-Cezak i inni, 2000)	300
Tablica 17.1.	Średnie sezonowe i roczne wartości temperatury powietrza [°C] w kolejnych dziesięcioleciach okresu 1781–2000 oraz wartości odchyleń od średnich sezonowych 220-letnich w Warszawie (Obserwatorium) (Lorenc, 2004)	313
Tablica 17.2.	Wielkość trendu średniej rocznej maksymalnej, minimalnej i amplitudy temperatury powietrza dla wybranych stacji meteorologicznych za okres 1951–2000 (Lorenc, 2004)	316
Tablica 17.3.	Źródła emisji podstawowych gazów cieplarnianych (Olecka, 2004)	318
Tablica 17.4.	Koncentracja, czas życia oraz wskaźnik globalnego ocieplenia wybranych gazów cieplarnianych GWP (Olecka, 2004)	318

Bibliografia

- [1] Atlas klimatu Polski. Warszawa: IMGW 2005.
- [2] Bac S., Rojek M.: Meteorologia i klimatologia. Warszawa: PWN 1981.
- [3] Bac S., Koźmiński C., Rojek M.: Agrometeorologia. Warszawa: PWN 1993.
- [4] Bołaszewska J., Reutt F.: Częstość występowania poszczególnych mas powietrza w Polsce w okresie 10 lat 1946–1956. Warszawa: Prace PIHM, z. 66, 1962.
- [5] Barry R. G., Chorley R. J.: Atmosphere, Weather and Climate. London New York: Routledge 1990.
- [6] Chromow S. P.: Meteorologia i klimatologia. Warszawa: PWN 1969.
- [7] Ciołkosz A., Kęsik A.: Teledetekcja satelitarna. Warszawa: PWN 1989.
- [8] Crowe P. R.: Problemy klimatologii ogólnej. Warszawa: PWN 1987.
- [9] Czajewski J.: Meteorologia żeglarska. Warszawa: WKiŁ 1988.
- [10] Dębski K.: Hydrologia kontynentalna. Część II. Fizyka wody, opady atmosferyczne i parowanie. Warszawa: Wydawnictwa Komunikacyjne 1959.
- [11] Dziewulska-Łosiowa A.: Ozon w atmosferze. Warszawa: PWN 1991.
- [12] Eagleson P. S.: Hydrologia dynamiczna. Warszawa: PWN 1978.
- [13] Frohlich C., London J.: Radiation Manual. Genewa: Word Meteorological Organization. 1985.
- [14] Guide to the Preparation of Synoptic Weather Charts and Diagrams. Genewa: Word Meteorological Organization 1964.
- [15] Guralczik J. J., Łagrin W. W., Mamikonowa S. W.: Sbornik zadacz i uprazhnenij po meteorologii. Leningrad: Gidromietieozdat 1983.
- [16] Haman K.: Wstęp do fizyki atmosfery. Meteorologia. Warszawa–Łódź: PWN 1965.
- [17] Holec M., Tymański P.: Podstawy meteorologii i nawigacji meteorologicznej. Gdańsk: Wydawnictwo Morskie 1973.
- [18] Houghton D. D.: Handbook of Applied Meteorology. New York: John Wiley & Sons 1985.
- [19] Instrukcja dla stacji meteorologicznych (PIHM) (IMGW). Warszawa: Wydawnictwa Komunikacji i Łączności 1962.
- [20] Iribarne J. V., Cho. H. R.: Fizyka atmosfery. Warszawa: PWN 1988.
- [21] Kaczorowska Z.: Pogoda i klimat. Warszawa: WSiP 1986.
- [22] Klucze FM 12 – VII Synop do szyfrowania wyników obserwacji meteorologicznych ze stacji lądowych. Warszawa: Wydawnictwa Komunikacji i Łączności 1981.
- [23] Klucze FM 13 – VII SHIP do szyfrowania wyników obserwacji meteorologicznych i hydrologicznych na polskich statkach. Warszawa: IMGW, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności 1982.
- [24] Kossowska-Cezak U., Martyn D., Olszewski K., Kopacz-Lembowicz M.: Meteorologia i klimatologia. Pomiary, obserwacje, opracowania. Warszawa–Łódź: PWN 2000.
- [25] Kostin S.: Podstawy meteorologii. Warszawa: PWN 1956.
- [26] Kostyrko K., Szumowski J., Szerszeń A.: Tablice psychrometryczne i higrometryczne. Warszawa: PWN 1986.
- [27] Lambor J.: Hydrologia Inżynierska. Warszawa: Arkady 1971.
- [28] Lorenc H.: Klimat. Wybrane zagadnienia. Warszawa: IMGW 2004.
- [29] Lorenc H.: Wiatr w Polsce, jako element zagrożenia. Warszawa: IMGW 2005.
- [30] Martyn D.: Klimaty kuli ziemskiej. Warszawa: PWN 1995.
- [31] Międzynarodowy atlas chmur. Warszawa: PIHM 1959.

-
- [32] Międzynarodowy atlas chmur. Atlas skrócony. Warszawa: WMO, PIHM, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności 1959.
 - [33] Molga M.: Meteorologia rolnicza. Warszawa: Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne 1980.
 - [34] Obled C., Rosse B.: Modele mathématique de la fusion nival en un point. Cah. ORSTOM: ser. Hydrol. Vol. XII, no. 4, 1975.
 - [35] Okołowicz W.: Klimatologia ogólna. Warszawa: PWN 1969.
 - [36] Olecka A.: Ochrona klimatu w działaniach międzynarodowych. Warszawa: IMGW 2004.
 - [37] Ozga-Zielińska M., Brzeziński J.: Hydrologia stosowana. Warszawa: Wydawnictwo Naukowe PWN 1994.
 - [38] Parczewski W.: Materiały do wykładów z meteorologii i klimatologii. Warszawa: Wydawnictwo Politechniki Warszawskiej 1977.
 - [39] Pettersen S.: Zarys meteorologii. Warszawa: PWN 1964.
 - [40] Schmidt M.: Meteorologia dla każdego. Warszawa: WKiŁ 1972.
 - [41] Schmuck A.: Meteorologia i klimatologia dla WSR. Warszawa: 1969.
 - [42] Skąpski R.: Hydrologiczno-meteorologiczna służba pomiarowo-obserwacyjna. Warszawa IMGW 2005.
 - [43] Szczeciński Cz.: Meteorologia dla wszystkich. Warszawa: Wydawnictwo Komunikacji i Łączności 1962.
 - [44] Szymkiewicz R.: Hydrologia. Gdańsk: Wydawnictwo Politechniki Gdańskiej 1990.
 - [45] Woś A.: ABC meteorologii. Poznań: Wydawnictwo Naukowe UAM 1995.
 - [46] Woś A.: Meteorologia dla geografów. Warszawa: Wydawnictwo Naukowe PWN 1996.
 - [47] Woś A.: Klimat Polski. Warszawa: PWN 1999.

WYDAWNICTWO POLITECHNIKI GDAŃSKIEJ

Wydanie I. Ark. wyd. 22,3, ark. druku 22,5, 924/528
