

Podstawy biometeorologii

Wpływ zmiennych czynników pogodowych i klimatycznych na organizmy ludzi i zwierząt

Adam Roman

Podstawy biometeorologii

Wpływ zmiennych czynników pogodowych i klimatycznych na organizmy ludzi i zwierząt

WROCŁAW 2011



Autor
dr hab. Adam Roman

Opiniodawca
prof. dr hab. Leszek Tymczyna

Redaktor merytoryczny
dr hab. inż. Krystyn Chudoba, prof. nadzw.

Opracowanie redakcyjne
Elżbieta Winiarska-Grabosz
Roksana Rapacz

Korekta
Magdalena Kozińska

Łamanie
Adam Broda

Projekt okładki
Bartosz Mateńko

Monografie CXXXV

Publikacja finansowana z funduszu studiów podyplomowych
„Zarządzanie Bezpieczeństwem i Higieną Pracy”

© Copyright by Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu, Wrocław 2011

ISSN 2083-5531
ISBN 978-83-7717-059-5

WYDAWNICTWO UNIWERSYTETU PRZYRODNICZEGO WE WROCŁAWIU
Redaktor Naczelny – prof. dr hab. Andrzej Kotecki
ul. Sopocka 23, 50-344 Wrocław, tel. 71 328 12 77
e-mail: wyd@up.wroc.pl

Nakład 100 + 16 egz. Ark. wyd. 8,5 Ark. druk. 7,25
Druk i oprawa: F.P.H. „ELMA”

SPIS TREŚCI

Spis treści	5
1. Wprowadzenie	7
2. Zarys wiadomości z meteorologii.....	9
2.1. Charakterystyka atmosfery ziemskiej	9
2.2. Powietrze atmosferyczne.....	12
2.3. Promieniowanie słoneczne	15
2.4. Temperatura powietrza	23
2.5. Parowanie i wilgotność powietrza	28
2.6. Zachmurzenie i opady atmosferyczne	34
2.7. Ciśnienie atmosferyczne	39
2.8. Ruchy powietrza – wiatry	39
2.9. Masy powietrzne	41
2.10. Fronty atmosferyczne	43
2.11. Elektryczność atmosferyczna	47
3. Zarys wiadomości o klimacie Ziemi.....	54
3.1. Efekt cieplarniany.....	56
3.2. Charakterystyka klimatu Europy	58
3.3. Charakterystyka klimatu Polski	59
3.4. Wybrane bioklimaty Polski.....	60
4. Podstawy biometeorologii ludzi i zwierząt	68
4.1. Zespoły czynników meteorologicznych.....	72
5. Wpływ wybranych czynników meteorologicznych na organizmy ludzi i zwierząt.....	76
5.1. Temperatura powietrza	76
5.2. Promieniowanie słoneczne jako źródło bodźców fotochemicznych.....	82
6. Wpływ zmian ciśnienia atmosferycznego na organizm ludzki.....	86
7. Ruch powietrza a organizm człowieka	89
8. Naturalne składniki i zanieczyszczenia środowiska atmosferycznego a organizm żywy	91
8.1. Wpływ zanieczyszczeń powietrza na zdrowie człowieka.....	92
9. Hałas jako czynnik środowiska życia	94

10. Biometeorologiczna klasyfikacja pogody.....	96
11. Bodźce neurotropowe.....	99
12. Wpływ temperatury powietrza na dynamikę działania leków.....	100
13. Charakterystyka wybranych chorób meteorotropowych.....	101
14. Aklimatyzacja, aklimacja i adaptacja.....	104
15. Piśmiennictwo.....	111

1. WPROWADZENIE

Od momentu pojawienia się na Ziemi organizmy żywe podlegają ciągłym wpływom środowiska, w którym funkcjonują. Związek między nimi a otoczeniem jest nierozzerwalny i podlega nieustannym modyfikacjom. Jedną z najważniejszych części tego środowiska jest atmosfera ziemiska wraz z całokształtem warunków meteorologicznych. Klimat danego regionu i zmienne czynniki pogodowe w ciągu ewolucji kształtowały rozwój gatunków roślin i zwierząt, a także człowieka. Różnorodność warunków środowiska powietrznego, w tym również natężenia promieniowania słonecznego, spowodowała wykształcenie się odmiennych barw skóry u ludzi. Czynniki meteorologiczne wpływały ponadto na zróżnicowany rozwój cech psychicznych oraz mentalność poszczególnych populacji ludzkich. Zmiany czynników klimatycznych i pogodowych wymuszają na organizmach żywych, także na ludzkim, fizyczne, fizjologiczne oraz behawioralne dostosowywanie się.

O funkcjonowaniu człowieka i efektywności jego pracy decyduje wiele różnorodnych czynników – psychika, fizjologia, kondycja, czas i miejsce życia, wykonywania zajęć oraz warunki życia i pracy. Wśród tych czynników mieści się szeroko pojęte środowisko funkcjonowania, w którym najważniejsze są aktualne warunki pogodowe i klimat danego regionu. Niezależnie od stopnia rozwoju cywilizacyjnego oraz poziomu technicznego „uzbrojenia” życia człowiek zawsze był, jest i będzie uzależniony od czynników pogodowych i klimatycznych panujących na danym obszarze. Do rozstrzygnięcia pozostaje tylko kwestia, czy dany klimat sprzyja rozwojowi życia, czy też nie oraz jak konkretne czynniki wpływają na organizm ludzki.

Podstawą normalnego funkcjonowania każdego organizmu żywego, w tym także człowieka, jest zachowanie równowagi między nim a środowiskiem, w którym żyje. Prawidłowe działanie, wykonywanie określonych prac oraz wypadki, jakim podlega, w znacznym stopniu uzależnione są od jego stanu fizycznego, fizjologicznego i zdrowotnego. Jeżeli funkcje organizmu są zaburzone, to wykonywane przez niego czynności obciążone są większym ryzykiem popełniania błędów. Nie od dzisiaj wiadomo, że równowaga organizmu uzależniona jest od warunków zewnętrznych, czyli środowiskowych. Bardzo istotnym czynnikiem otoczenia jest panujący klimat oraz pogoda w danym regionie. Niestety, czynniki pogodotwórcze nie są stabilne, ulegają nieustannym zmianom okresowym (dobowym i sezonowym), które w znacznym stopniu są przewidywalne, oraz nieokresowym – nieprzewidywalnym. Zmiany okresowe w mniejszym stopniu obciążają żywy organizm, gdyż najczęściej zachodzą powoli i może się on do nich przystosować. Natomiast te nieokresowe, będące wynikiem zaburzeń czynników pogodotwórczych, przebiegają zazwyczaj szybko, czasem gwałtownie i dlatego bardziej niekorzystnie wpływają na funkcje organizmu. Nie ma on czasu na przygotowanie się na te zmiany, dlatego mogą one zaburzać jego równowagę. Wahania poziomu natężenia poszczególnych czynników meteorologicznych wpływają na organizm człowieka [Jankowiak i wsp. 1976, Bogucki i wsp. 1999].

Bezsprzecznie, człowiek jest częścią przyrody i podlega jej prawom. Pomiędzy nim a środowiskiem zewnętrznym zachodzi nieustanna wymiana energii, która w końcowej fazie przyjmuje postać energii cieplnej. Człowiek czerpie energię ze środowiska, np. w postaci pożywienia, którą odda najczęściej w formie energii cieplnej. Nieustannie odbywa się także wymiana gazowa (pobierany jest tlen i oddawany dwutlenek węgla) między środowiskiem i organizmem.

Do tej pory, mimo wysoko zaawansowanego rozwoju cywilizacji, nie opracowano sposobu uniezależnienia się od wpływu czynników klimatycznych i pogodowych. Niezależnie od miejsca na Ziemi, w którym człowiek się znajduje, zawsze podlega on działaniu tych czynników. Co gorsza, wraz z rozwojem cywilizacyjnym organizm człowieka coraz bardziej ulega wydelikaceni, a to uwidacznia się w większej wrażliwości na zmiany klimatyczne i pogodowe. Wpływ ten dotyczy przemian fizjologicznych zachodzących w organizmie oraz sfery psychicznej. Wraz z postępem cywilizacji przybywa coraz więcej meteoropatów, czyli osób wrażliwych na zmiany czynników pogodotwórczych. Meteoropatami są przede wszystkim mieszkańcy miast, ich organizmy są mniej odporne, co jest wynikiem przebywania w sztucznym mikroklimacie mieszkań i biur, a także brakiem ruchu. To wszystko powoduje osłabienie mechanizmów przystosowawczych człowieka. W latach sześćdziesiątych dwudziestego wieku meteoropaci stanowili około 30–40% populacji ludzi zdrowych. Na początku XXI wieku wrażliwość organizmu ludzkiego na bodźce meteorologiczne znacznie się obniżyła, dlatego też udział meteoropatów w społeczeństwach europejskich zwiększył się do 50–70% [Kozłowska-Szczęsna i wsp. 2004].

Podatność organizmu na zmiany pogodowe może być nabyta lub uwarunkowana genetycznie. Istnieje wiele czynników, które mają wpływ na uwrażliwienie się organizmu na zmiany czynników pogodowych. Mogą to być przebyte choroby, starzenie się organizmu albo niehigieniczny tryb życia, czyli nadużywanie używek lub brak aktywności fizycznej. Obecnie meteoropatię określa się mianem choroby cywilizacyjnej, co sprawiło, że znacznie wzrosło zainteresowanie naukami wchodzącymi w skład meteorologii oraz samą biometeorologią. Obecnie obserwuje się ponowny rozkwit biometeorologii i bioklimatologii jako nauk wspomagających medycynę.

Znajomość procesów pogodotwórczych i uwarunkowań klimatu pozwala wyjaśnić wiele reakcji zachodzących w organizmach oraz interakcji między nimi a otoczeniem. Żywy organizm w znacznym stopniu kształtowany jest przez warunki środowiskowe, w tym atmosferyczne, wymuszające na nim przystosowanie się. W przeciwnym razie giną albo zmuszone są opuścić otoczenie. Jednak środowisko życia nie jest stabilne, ulega ciągłym zmianom, do których muszą przystosowywać się zamieszkujące je organizmy. Zdrowy, silny organizm przechodzi bez większych problemów procesy przystosowawcze, ale ten osłabiony lub posiadający pewne defekty (np. chory) ma problemy z utrzymaniem równowagi ze środowiskiem. Biometeorologia ma za zadanie wykazać, które z czynników środowiska atmosferycznego wywierają najsilniejszy wpływ na funkcjonowanie organizmów żywych, a także jak organizm reaguje na zmiany tych czynników i jak zapobiegać ich negatywnemu wpływowi.

Bez wątplenia, meteorologiczne czynniki środowiska życia i pracy człowieka mają istotny wpływ na wydolność organizmu, jego fizjologię i sprawne funkcjonowanie [Bogucki i wsp. 1999].

2. ZARYS WIADOMOŚCI Z METEOROLOGII

Meteorologia jest to nauka zajmująca się badaniem zjawisk fizycznych i procesów zachodzących w atmosferze, szczególnie w jej niższej warstwie, czyli troposferze. Analizuje ona ich wpływ na przebieg procesów atmosferycznych i stan pogody na danym obszarze.

Pogodę definiuje się jako fizyczny stan całokształtu warunków atmosferycznych występujących w danej chwili, w określonym miejscu i przestrzeni. Przez całokształt warunków atmosferycznych rozumie się aktualną temperaturę powietrza, jego wilgotność, ciśnienie atmosferyczne, zachmurzenie (ewentualnie opady atmosferyczne), prędkość i kierunek wiatru czy natężenie promieniowania słonecznego. Termin ten odnosi się do krótkich okresów mierzonych w minutach, godzinach czy też pojedynczych dniach. W praktyce, odniesienie pojęcia pogody do danej chwili jest nieco mylące, gdyż samo określenie jej długości jest nieprecyzyjne. Wszelkie pomiary czynników meteorologicznych – pogodotwórczych przebiegają zazwyczaj dłużej niż chwilę, dlatego też fizyczny stan atmosfery, czyli pogoda, odnosi się do okresu trwającego co najmniej 10–15 minut. Panujące warunki meteorologiczne mogą zmieniać się z sekundy na sekundę. Wystarczy obecność chmur – inna pogoda będzie, gdy chmura przysłoni Słońce, a inna, gdy Słońce wyjdzie zza chmur. Tak szybkie i częste zmiany pogody sprawiają, że organizm człowieka ciągle musi się do nich przystosowywać [Bard i Frank 2006].

Do prawidłowego funkcjonowania organizmu bardzo istotne są warunki środowiska, w którym człowiek żyje i pracuje. Ich badania, prowadzone dla celów biometeorologii i bioklimatologii, obejmują najczęściej [Bogucki i wsp.1999]:

- 1) budowę i skład atmosfery ziemskiej, przezroczystość powietrza, zanieczyszczenia atmosferyczne;
- 2) natężenie i skład promieniowania Słońca, Ziemi i atmosfery ziemskiej, nasłonecznienie;
- 3) temperaturę powietrza, wody i gleby;
- 4) wilgotność powietrza;
- 5) ciśnienie atmosferyczne;
- 6) kierunek, prędkość i strukturę wiatru;
- 7) zachmurzenie – rodzaje chmur, ich grubość, wysokość występowania, wodnistość;
- 8) opady atmosferyczne – rodzaje, charakter i ich natężenie.

2.1. Charakterystyka atmosfery ziemskiej

Atmosfera ziemska jest powłoką gazową otaczającą powierzchnię Ziemi. Spełnia ona szereg funkcji ochronnych, dzięki którym Ziemia jest względnie bezpieczna. Z jednej strony,

jej właściwości osłaniają przed zagrożeniami z zewnątrz, a z drugiej – przed stratami wewnętrznymi. Stanowi ona filtr zatrzymujący znaczną część promieniowania kosmicznego i słonecznego (zabójczych w zakresach dla żywych komórek), pyły kosmiczne oraz meteory (meteoroidy) i drobniejsze meteoryty. Równie istotna jest ochrona wewnętrzna Ziemi, np. atmosfera zapobiega utracie wody i bierze udział w bilansie cieplnym Ziemi. Zapewnia ona odpowiedni zasób tlenu dla oddychających nim organizmów żywych i dwutlenku węgla dla roślin fotosyntezujących.

Atmosfera ziemską nie jest tworem jednorodnym, gdyż na poszczególnych wysokościach charakteryzuje się odmiennymi warunkami termicznymi oraz właściwościami fizykochemicznymi. Atmosferę ziemską dzieli się na dwie zasadnicze warstwy: **homosferę** (0–100 km), na przestrzeni której skład jakościowy powietrza nie ulega zmianie i **heterosferę** (powyżej 100 km), w której skład jakościowy powietrza zależy od wysokości – w miarę jej wzrostu staje się coraz uboższy.

Rozpatrując dokładniej całą miąższość atmosfery ziemskiej, można wyodrębnić kilka zasadniczych warstw rozdzielonych strefami przejściowymi (pauzami) o cechach wspólnych dla warstwy niższej i wyższej [Bogucki i wsp. 1999].

Troposfera stanowi warstwę najniższą, bezpośrednio przylegającą do powierzchni Ziemi. Pionowy zasięg tej warstwy uzależniony jest od szerokości geograficznej, a ściślej – od temperatury podłoża, w znacznym stopniu wpływa na niego bowiem siła prądów konwekcyjnych. W strefie okołorównikowej górna jej granica przebiega, na wysokości 16–18 km, w szerokościach umiarkowanych sięga 10–12 km, natomiast nad biegunami 5–7 km. W troposferze wraz ze wzrostem wysokości następuje spadek temperatury powietrza, średnio o 0,65°C na każde 100 metrów wzniesienia. Na tę cechę duży wpływ wywiera jednak wilgotność powietrza – jej wzrost zmniejsza spadek temperatury o około 0,5°C na 100 m, z kolei w powietrzu suchym spadek dochodzi do 1,0°C na 100 m. Podobnie, wraz ze wzrostem wysokości spada ciśnienie atmosferyczne. W troposferze zgromadzone jest 99% wody atmosferycznej (w różnej postaci). Dzięki niej w tej warstwie tworzą się chmury, mgły, osady i opady atmosferyczne oraz inne zjawiska atmosferyczne. W troposferze mają miejsce ciągłe ruchy powietrza – poziome (wiatry) i pionowe (konwekcje), powietrze nieustannie miesza się i obraca (stąd nazwa warstwy – *tropos* z greckiego znaczy obrót). Cechy dolnej części tej warstwy uzależnione są od rodzaju podłoża, dlatego troposfera jest najbardziej zagęszczona i zawiera najwięcej zanieczyszczeń gazowych i pyłkowych, pochodzących także z działalności człowieka, czyli antropogennych [Kaczorowska 1986].

Ponad troposferą rozciąga się warstwa przejściowa zwana **tropopauzą**, której grubość wynosi 1–2 km. Nad biegunami jest ona cieńsza, a nad równikiem grubsza. Cechuje ją wyrównana temperatura powietrza, wynosząca ok. –55°C.

Stratosfera jest drugą, występującą ponad tropopauzą, zasadniczą warstwą atmosfery. Rozciąga się ona do wysokości około 55 km. Powietrze w niej jest czyste, przezroczyste, prawie pozbawione zanieczyszczeń. Śladowe ilości wody występujące w tej warstwie przybierają postać kryształków lodu tworzących skupiska zwane obłokami iryzującymi. Występują one najczęściej w rejonach okołobiegunowych na wysokości około 30 km. W dolnej części stratosfery, do wysokości około 25 km, temperatura jest stabilna i utrzymuje się na poziomie około –55°C, natomiast w części wyższej bardzo szybko rośnie do około +60°C. Na wysokości około 25–30 km zgromadzone są znaczne ilości ozonu górnego (O₃), tworzącego warstwę określaną mianem ozonosfery. Ozon ten pochłania znaczne ilości promieniowania słonecz-

nego, zwłaszcza ultrafioletowego, dzięki czemu chroni życie na lądzie, oraz długofalowego – biorąc udział w bilansie cieplnym Ziemi. Występują w niej nieznaczne pionowe ruchy powietrza [Kaczorowska 1986].

Ponad stratosferą rozciąga się warstwa przejściowa, zwana **stratopauzą** o grubości około 5 km.

Mezosfera dawniej nazywana była warstwą zimną stratosfery. Rozciąga się ona od stratopauzy do wysokości około 80 km. Charakteryzuje ją bardzo rozrzedzone powietrze i gwałtownie obniżająca się wraz ze wzrostem wysokości temperatura, która w górnej części tej warstwy (menopauza) wynosi około -90°C .

Termosfera zaliczana jest do heterosfery, gdyż wraz ze wzrostem wysokości zmienia się w niej skład jakościowy powietrza i staje się on coraz uboższy. Warstwa ta składa się z dwóch podwarstw: jonosfery sięgającej od 80 do około 800 km i graniczącej z przestrzenią kosmiczną egzosfery rozciągającej się od około 800 km wzwyż. W jonosferze cząsteczki mocno rozrzedzonego powietrza pochłaniają ogromne ilości krótkofalowego promieniowania słonecznego. Skutkiem tego jest silna jonizacja cząsteczek gazów w tej warstwie (stąd nazwa *jonosfera*) oraz znaczny wzrost ich temperatury (stąd nazwa *termosfera*). Temperatura w jonosferze gwałtownie wzrasta wraz z wysokością. Już na wysokości 110 km przyjmuje wartość dodatnią, powyżej 150 km wynosi około 230°C , a na wysokości 450–500 kilometrów może dochodzić nawet do 1000°C . W egzosferze powietrze jest tak rozrzedzone, że droga swobodnego ruchu cząsteczki gazu może wynosić setki, a nawet tysiące kilometrów. Głównymi gazami w tej warstwie są: hel, wodór i atomy tlenu. Warstwa ta płynnie przechodzi w przestrzeń kosmiczną, a temperatura w niej dąży do zera bezwzględnego. Atomy i cząsteczki gazów z egzosfery ciągle są wybijane do przestrzeni kosmicznej, dlatego jej górna granica nie istnieje [Kaczorowska 1986].

Wiele zjawisk atmosferycznych dowodzi istnienia atmosfery na określonych, znacznych wysokościach [Molga 1983]:

- 1) Zorze polarne – zjawiska natury elektrycznej, wywołane świeceniem rozrzedzonych gazów w wyższych partiach atmosfery. Gazy pobudzone są do świecenia przez potoki elektronów lub przez dodatnie cząsteczki elektryczne wysyłane przez Słońce ku Ziemi. Dolna granica występowania zórz przebiega na wysokości około 100 km (w gęściejszej atmosferze cząsteczki elektryczne są pochłaniane), a górna to 500–1000 km. Pojawianie się zórz polarnych dowodzi małej gęstości atmosfery, przez którą cząsteczki elektryczne mogą się jeszcze przedzierać, lecz także obecności powietrza, ponieważ to jego cząsteczki świecą.
- 2) Obłoki iryzujące – są to jasne obłoki składające się z kryształków lodu i kropelek wody przechłodzonej (ma temp. poniżej 0°C , ale nie zamarza), w których zachodzą zjawiska świetlne i barwne. Obłoki iryzujące występują na wysokości około 30 km.
- 3) Obłoki świecące – zbudowane podobnie jak obłoki iryzujące. Są bardzo cienkie, lśniące i przezroczyste osadzone na wysokości 80–85 km. W lecie widoczne na ciemnym tle nocnego nieba, tuż nad północnym horyzontem i poruszają się z prędkością do 100 km/s. Ich występowanie na tak dużej wysokości potwierdza znajdujące się tam powietrze.
- 4) Meteory – są to drobne ciała (pyły kosmiczne) o masie nieprzekraczającej 1 grama, przedostające się z przestrzeni międzyplanetarnej do atmosfery ziemskiej z prędkością dochodzącą do 70 km/s. Dzięki tej prędkości osiągają temperaturę ponad 2300°C , zmieniają się z ciał stałych w gaz i żarzą się wraz z otaczającymi je cząsteczkami powietrza. Zaczynają

się żarzyć na wysokości 130–80 km, a gasną na wysokości 60–40 km. Z powierzchni Ziemi widoczne są jako spadające gwiazdy z ognistym ogonem.

- 5) Zapadanie zmroku jest zjawiskiem atmosferycznym powstającym w wyniku osłabienia natężenia światła dziennego, kiedy Słońce skryte jest za horyzontem przed wschodem lub po zachodzie. Zjawisko to jest efektem odbicia promieni świetlnych od warstw powietrza znajdujących się powyżej horyzontu obserwatora. Zmrok wieczorny kończy się, a ranny zaczyna wówczas, gdy ostatni promień Słońca styczny do Ziemi trafia w punkt, w którym przecina się linia horyzontu punktu obserwacyjnego i granica warstwy atmosfery zdolnej do rozpraszania promieni słonecznych.

Według obliczeń masa atmosfery ziemskiej wynosi około $5,1 \times 10^{15}$ ton [Bogucki i wsp. 1999].

Dla biometeorologii najważniejszą warstwą jest bezpośrednio przylegająca do powierzchni Ziemi troposfera, na dnie której odbywają się wszelkie procesy biologiczne.

2.2. Powietrze atmosferyczne

Powietrze atmosferyczne jest fizyczną mieszaniną gazów, które nie wchodzą ze sobą w reakcje chemiczne (tab. 1). W odpowiednich warunkach laboratoryjnych możliwe jest rozdzielanie poszczególnych gazów. Nerozłącznymi składnikami powietrza są także wszelkiego rodzaju pyły – ziarna stałe oraz kropelki cieczy. Pyły są to zawieszone w atmosferze drobiny ciał stałych i cieczy, a ich średnica nie przekracza 1 mm.

Tabela 1

Skład powietrza atmosferycznego (w % objętości powietrza czystego i suchego)

Lp.	Składnik powietrza		Udział (%)
I-rzędne			
1.	azot	N	78,09
2.	tlen	O ₂	20,95
3.	argon	Ar	0,93
4.	dwutlenek węgla	CO ₂	0,03
II-rzędne			
5.	wodór	H	$5,0 \times 10^{-5}$
6.	ozon	O ₃	$1,0 \times 10^{-6}$
7.	hel	He	$5,24 \times 10^{-4}$
8.	neon	Ne	$1,8 \times 10^{-3}$
9.	ksenon	Xe	$8,0 \times 10^{-6}$
10.	krypton	Kr	$1,0 \times 10^{-4}$

Tlen – gaz niezbędny do przebiegu wszelkich procesów utleniania zachodzących w organizmach żywych (przemiany metaboliczne) oraz spalania materii organicznej. Zużycie tlenu w procesach metabolicznych jest ogromne, np. dorosły człowiek pracujący fizycznie

zużywa od 200 do 800 litrów tego gazu w ciągu 1 godziny. Wraz ze wzrostem wysokości nad poziomem morza stężenie tlenu znacznie się obniża. Na poziomie morza ciśnienie cząsteczkowe tlenu wynosi 212 hPa (około 21 procent objętości powietrza), na wysokości 1000 m n.p.m. – 188 hPa, a na wysokości 4000 m n.p.m. już tylko około 130 hPa. Przy ciśnieniu cząsteczkowym tlenu wynoszącym 188 hPa (1000 m n.p.m.) w organizmie człowieka zaczyna się głód tlenowy, czyli niedobór tlenu kompensowany przez zwiększony przepływ krwi oraz wzrost częstotliwości oddechów. Na wysokości powyżej 5000 m n.p.m., przy ciśnieniu cząsteczkowym tlenu poniżej 115 hPa, żadne procesy kompensacyjne w organizmie człowieka nie mogą uzupełnić braku tlenu i dochodzi do uszkodzenia centralnego układu nerwowego. Do wysokości 4000 m n.p.m. organizm może przystosować się do niedoborów tlenu, procesy fizjologiczne normują się i w takich warunkach człowiek może jeszcze żyć [Bogucki i wsp. 1999].

Azot jest rozcieńczalnikiem zmniejszającym aktywność tlenu (4:1), gdyż oddychanie czystym tlenem gwałtownie przyspiesza procesy spalania, zwiększa zużycie materii organicznej i znacznie skraca życie organizmu. Wykorzystany zostaje przez glony i bakterie (np. *Rhizobium* lub *Nitrobacter*), które przerabiają go na związki przyswajalne przez rośliny wyższe. Wdychanie powietrza, w tym także azotu, pod zwiększonym ciśnieniem może wpływać narotycznie na organizm [Bogucki i wsp. 1999].

Zawarty w powietrzu atmosferycznym **argon** uważany jest za gaz neutralny.

Dwutlenek węgla wykorzystywany jest przez rośliny zielone do procesu fotosyntezy, której produktem ubocznym jest tlen. Roczne zużycie dwutlenku węgla w tym procesie wynosi około 200 miliardów ton. Stężenie tego gazu w powietrzu atmosferycznym w warunkach naturalnych zmienia się w trakcie roku (zwłaszcza w umiarkowanych szerokościach geograficznych). Wiosną i latem jest ono mniejsze (więcej roślin zielonych prowadzi procesy fotosyntezy), a jesienią i zimą wzrasta, gdyż brakuje liści prowadzących proces fotosyntezy. Ponadto, postępuje rozkład opadłych liści, w wyniku którego dodatkowe ilości dwutlenku węgla dostają się do atmosfery. Kolejną przyczyną systematycznego wzrostu stężenia tego gazu w atmosferze jest rozwój działalności gospodarczej człowieka, a zwłaszcza przemysłu. Przed erą przemysłową stężenie dwutlenku węgla wynosiło około 280 ppm, na początku lat 80. XX wieku już 345 ppm, a obecnie około 360 ppm. Do tego zjawiska przyczynia się wzrost zużycia paliw kopalnych płynnych, stałych i gazowych, zmniejszanie powierzchni zalesionych na Ziemi, głównie w Ameryce Południowej, oraz giniecie glonów w wyniku ocieplania się mórz i oceanów. Para wodna i CO₂ w atmosferze przyczyniają się do istnienia efektu cieplarnianego, którego skutkiem jest wzrost średniej temperatury na Ziemi do około +15°C [Bogucki i wsp. 1999, Jaworowski 1998, Neftel i wsp. 1985, Pearson, Palmer 2000, Wagner i wsp. 1999].

Ozon atmosferyczny jest trójatomową alotropową odmianą tlenu o specyficznych właściwościach. Warstwa ozonowa w powietrzu atmosferycznym zwana ozonosferą (leżąca w stratosferze) spełnia funkcję filtra promieniowania słonecznego, zwłaszcza jego części krótkofalowej. Absorbuje ona promienie ultrafioletowe o długości fal od 0,29 do 0,17 μm, czyli zabójcze dla komórek żywych organizmów. Ozon bierze udział w bilansie cieplnym Ziemi, pochłaniając promieniowanie cieplne o długości fali około 0,96 μm.

Ważnym składnikiem atmosfery jest **para wodna**, która może stanowić do 4 procent objętości powietrza. Na skutek kondensacji przechodzi ona w stan ciekły jako kropelki wody lub – po zamrożeniu – kryształki lodu i unosi się w powietrzu w postaci chmur. Parę wodną cechują silne właściwości absorbowania energii cieplnej (100 razy większe niż suche

powietrze), powstrzymuje ona ponadto utratę energii cieplnej przez powierzchnię Ziemi. Dzięki jej występowaniu istnieją chmury, mgły, opady atmosferyczne, osady atmosferyczne, tęcza itp.

W skład powietrza atmosferycznego wchodzi również gazy uważane za zanieczyszczenia atmosfery. Obecność większości z nich jest naturalna, ale działalność człowieka (zwłaszcza przemysł i intensywne rolnictwo) doprowadziła do nadmiernego ich stężenia i wprowadzenia nowych gazów, które są obce dla atmosfery. Zjawisko to staje się coraz większym zagrożeniem dla atmosfery (powstanie dziury ozonowej), jak i dla życia biologicznego na Ziemi [Jankowiak i wsp. 1976].

Do gazów uważanych za zanieczyszczenia atmosfery zalicza się m.in.: tlenek węgla, dwutlenek azotu, dwutlenek siarki, tlenek azotu, podtlenek azotu, formaldehyd, amoniak, siarkowodór, metan.

Gazy te stają się bardzo poważnym zagrożeniem dla środowiska oraz dla zdrowia lub życia ludzi i zwierząt. W specyficznych warunkach środowiskowych mieszanina powietrza, pary wodnej, tlenku i dwutlenku węgla, dwutlenku siarki i tlenków azotu tworzy mgłę toksyczną, popularnie zwaną smogiem. Nazwa *smog* powstała z połączenia dwóch słów angielskich: *smoke*, czyli dym, i *fog*, czyli mgła. Właściwości smogu i jego wpływ na środowisko uzależnione są od składu gazowego. Zazwyczaj wyodrębnia się dwa rodzaje tego zjawiska:

- 1) Smog londyński – składa się głównie z tlenku węgla, tlenku siarki, tlenków azotu, sadzy oraz trudno opadających pyłów. Najczęściej formuje się w miesiącach jesiennych i zimowych (listopad–styczeń), gdy występuje inwersja temperatur; sprzyjają temu warunki klimatyczne strefy umiarkowanej.
- 2) Smog fotochemiczny, często nazywany smogiem Los Angeles – składa się z tlenku węgla, tlenków azotu i węglowodorów, które ulegają późniejszym reakcjom fotochemicznym, w wyniku czego powstają nowe związki chemiczne: azotan nadtlenoacetylu, aldehydy i ozon. Powstaje głównie w miesiącach letnich, a sprzyjają mu warunki strefy subtropikalnej.

Powietrze atmosferyczne ma w swoim składzie odsetek rozdrobnionych cząsteczek ciał stałych i płynnych stanowiących fazę rozproszoną, tzw. aerożel. Tworzą go drobiny pochodzenia naturalnego i antropogennego (tab. 2). Faza rozproszona wraz z fazą rozpraszającą (gazami powietrza) stanowi układ dwuskładnikowy zwany aerozolem (zapylnym powietrzem).

Największe zagęszczenie pyłów występuje w najniższych warstwach troposfery, bezpośrednio przylegających do powierzchni Ziemi. W tej części atmosfery mają miejsce wszystkie procesy życiowe, zachodzą procesy fizyczne, którym podlega skorupa ziemska, a także związane z działalnością człowieka. W zależności od nasilenia tych procesów zanieczyszczenie pyłowe powietrza będzie znacząco odmienne w różnych rejonach Ziemi. Zapylenie powietrza w środowisku nie jest jednolite, np. w 1 cm³ powietrza górskiego znajduje się kilka sztuk pyłów, wiejskiego – kilkaset, a wielkomiejskiego (ośrodków przemysłowych) – nawet kilkadziesiąt tysięcy pyłów.

Od pochodzenia, składu chemicznego i granulacji pyłów (wielkości, średnicy) uzależniony jest ich wpływ na organizmy żywe. Ogólnie można stwierdzić, że drobniejsze pyły dalej wnikają do dróg oddechowych, a najdrobniejsze przenikają z pęcherzyków płucnych do krwiobiegu (tab. 3). Pyły, które dostają się do krwiobiegu, w miarę wzrostu ich stężenia zaczynają osadzać się w różnych narządach wewnętrznych, co prowadzi do upośledzenia ich działania. W efekcie może dojść do całkowitej dysfunkcji narządów wewnętrznych,

a w konsekwencji nawet do śmierci. Skład chemiczny pyłów warunkuje szkodliwość ich działania na organizm, mogą się one przyczyniać do powstawania nowotworów płuc lub innych narządów, np. pyły azbestowe. Negatywne skutki działania takich pyłów uwidaczniają się znacznie szybciej. Zbyt duża koncentracja pyłów w środowisku może także prowadzić do uszkodzenia narządu wzroku.

Tabela 2

Podział pyłów wg pochodzenia [Simoni, Rojkowski 1986]

AEROZOL				
NATURALNY				ANTROPO- -GENNY
MINERALNY		ORGANICZNY		
DYSPERSYJNY	KONDENSA- CYJNY	OŻYWIONY	NIEOŻYWIONY	
silnie rozdrobnione cząsteczki stałe i płynne: cząstki podłoża, pyły wulkaniczne, pyły kosmiczne, dymy z pożarów lasów, stepów	zestalone pary różnych soli, np. soli morskich	aeroplankton: bakterie, wirusy, grzyby, pleśnie, pasożyty i ich jaja, drobne nasiona roślin, pyłki kwiatowe	zbutwiałe, przegniłe, silnie rozdrobnione cząstki roślin i zwierząt, obumarłe pasożyty i drobnoustroje	dymy i sadze komunalne i przemysłowe, pyły cementowe, wapienne, azbestowe, cząstki rud i surowców przemysłowych, nawozy sztuczne, środki ochrony roślin

Tabela 3

Systematyka pyłów wg granulacji ziaren [Simoni, Rojkowski 1986]

PYŁ (wymiary ziaren) 1000 – 0,001 mm											
PYŁ O ROZDROBNIENIU MECHANICZNYM 1000 – 1,00 mm				PYŁ O ROZDROBNIENIU KOLOIDALNYM 1,00 – 0,001 mm							
GRUBY 1000–500	NORMALNY DROBNY 500–60	DROBNY 60–5,0	BARDZO DROBNY 5,0–1,0	GRUBY 1,0–0,2	DROBNY 0,2–0,02	BARDZO DROBNY 0,02–0,002	SUBKOLOID 0,002–0,001				
K – kondensacyjny D – dyspersyjny				D	K	D	K	D	K	D	K

2.3. Promieniowanie słoneczne

Jedynym naturalnym zewnętrznym źródłem energii dla Ziemi jest Słońce. Należy ono do klasy żółtych gwiazd-karłów, a jego średnica wynosi około 1,4 mln km. W związku z nie-

wielką odległością tej gwiazdy od Ziemi jej oddalenie wynosi średnio 149,5 miliona km, jej promieniowanie dociera do powierzchni Ziemi. Nasza planeta krąży wokół Słońca po orbicie eliptycznej, w związku z tym jej odległość od Słońca zmienia się w ciągu roku, a wraz z nią zmianom ulega intensywność promieniowania słonecznego docierającego do górnej granicy atmosfery ziemskiej. Najmniejsza odległość jest w styczniu – 147 milionów km, a największa na początku lipca – 152 milionów km. Różnica w ilości energii docierającej do atmosfery w związku ze zmianami tego dystansu wynosi około 3,5% [Szejnkowski 1999, 2001].

Dystans dzielący naszą planetę od innego źródła energii (drugiego pod względem odległości), gwiazdy zwanej Proxima Centauri, jest ponad 282 tysiące razy większy i wynosi około 4,3 roku świetlnego, tj. prawie 40,5 biliona km. W związku z tym nie ma ona żadnego wpływu na warunki panujące na Ziemi [Wood i wsp. 2001, Wertheimer i Laughlin 2006].

Energia na Słońcu produkowana jest w wyniku reakcji termonuklearnej, w której w ciągu 1 sekundy 564 mln ton wodoru przekształcanych jest w 560 mln ton helu, ze zużyciem 4 milionów ton materii na promieniowanie słoneczne. Temperatura powierzchni Słońca wynosi około 6000°C, w związku z tym we wszystkich kierunkach wypromieniowuje ono ogromne ilości energii [Tennyson, Polyanski 1998].

Przestrzeń między Słońcem a Ziemią jest próżna, nie występują w niej żadne elementy, mogące pełnić funkcję nośników energii. Z kolei grubość atmosfery ziemskiej, w porównaniu z odległością Ziemi od Słońca, jest znikoma. Wymiana energii między Słońcem a Ziemią zachodzi jedynie przez promieniowanie – przestrzeń próżna, jak i atmosfera ziemska są złymi przewodnikami (brak przewodnictwa), ponadto w przestrzeni międzyplanetarnej nie istnieją żadne przemieszania mas (stąd wynika brak konwekcji). Promieniowanie jest sposobem przenoszenia energii na odległość bez udziału ośrodka wypełniającego przestrzeń między ciałem emitującym promieniowanie a absorbującym je ciałem.

Fizyczne cechy promieniowania:

- 1) długość fali (λ) – im większa długość fali, tym mniejsza niesiona przez nią energia kwantu; im wyższa temperatura ciała emitującego promieniowanie, tym mniejsza długość fali tego promieniowania i większa niesiona przez nie energia kwantu;
- 2) natężenie promieniowania (I) – ilość energii promienistej wysyłanej przez ciało emitujące w jednostce czasu.

Słońce, promieniując, wysyła na wszystkie strony ogromne ilości energii, do Ziemi dociera zaledwie jej niewielka część. Wystarcza ona jednak do ogrzania Ziemi i utrzymania jej średniej temperatury na poziomie kilkunastu stopni Celsjusza powyżej zera, mimo że przestrzeń kosmiczna ma temperaturę bliską zeru bezwzględnemu, tj. około -273°C.

Promieniowanie słoneczne na Ziemi wpływa na: ogólną cyrkulację atmosferyczną; zmiany temperatury i ciśnienia atmosferycznego; parowanie i kondensację pary wodnej (bilans wodny Ziemi); wszelkie zjawiska atmosferyczne – opady, ruchy powietrza (poziome – wiatry i pionowe), osady atmosferyczne itd.

Promieniowanie słoneczne docierające do górnej granicy atmosfery ziemskiej zawarte jest w granicach obszaru widma o długości fal od 0,04 do 30,00 μm . Jednak do powierzchni Ziemi dociera widmo o znacznie węższym zakresie, leżące w granicach długości fal od 0,15 do 4,00 μm . Długofalowa część widma słonecznego od 4,01 do 30,00 μm jest absorbowana przez znajdujące się w atmosferze gazy, przede wszystkim parę wodną, ozon i dwutlenek węgla. Dzięki temu średnie warunki termiczne na Ziemi są stabilne i sprzyjają rozwojowi życia [Molga 1983].

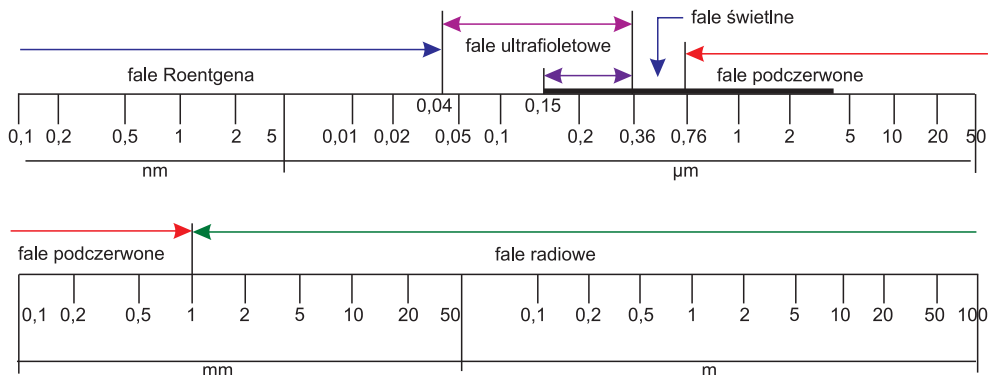
Podział widma słonecznego według długości fal (ryc. 1):

- 1) Promieniowanie długofalowe (podczerwone – IR) zawarte jest w zakresie fal długości 15,00–0,76 μm (IR-A zakres 0,76–1,50 μm , IR-B zakres 1,50–4,00 μm , IR-C zakres 4,00–15,00 μm – zatrzymywana w atmosferze), w całym widmie docierającym do powierzchni Ziemi jest go około 60%; działa na zakończenia nerwowe (u zwierząt wyższych), wywołując uczucie ciepła (promieniowanie cieplne), jest niewidoczne dla wzroku ludzkiego; emitują je również wszystkie ciała, których temperatura jest wyższa od zera bezwzględnego [Markowicz i wsp. 2003].
- 2) Promieniowanie średniofalowe (światło białe) zawarte jest w zakresie fal długości 0,76–0,36 μm , w widmie promieniowania słonecznego jest go około 39%; widoczne dla wzroku ludzkiego, wywiera działanie optyczne, psychiczne i neurowegetatywne, w znacznej mierze decyduje o funkcjach rozrodczych zwierząt; wywołuje wrażenie widzenia barw. Światło białe rozszczepia się na 7 barw podstawowych, widocznych dla wzroku ludzkiego, a zależnych od długości fal:
 - czerwoną w zakresie 0,760–0,647 μm ;
 - pomarańczową w zakresie 0,646–0,586 μm ;
 - żółtą w zakresie 0,585–0,535 μm ;
 - zieloną w zakresie 0,534–0,492 μm ;
 - niebieską w zakresie 0,491–0,456 μm ;
 - błękitną w zakresie 0,455–0,424 μm ;
 - fioletową w zakresie 0,423–0,360 μm .

Maksymalne natężenie promieniowania słonecznego przypada na część widzialną widma o długości fali około 0,50 μm , znajdującej się w barwie zielono-niebieskiej [Roth 2000].

- 3) Promieniowanie krótkofalowe (ultrafioletowe – UV) zawarte w zakresie długości fal 0,36–0,15 μm , w całym widmie promieniowania słonecznego jest go około 1 procenta, jest niewidzialne dla oka ludzkiego; wywiera skutki chemiczne, biochemiczne i biologiczne. Promieniowanie ultrafioletowe dzieli się na 3 frakcje [Bogucki i wsp. 1999]:
 - UV-A – o długości fal od 0,36 do 0,32 μm , ma słabe działanie biologiczne. Przenika przez zwykłe szkło, przez naskórek (do głębokości 2 mm), powoduje pigmentację skóry bez oparzeń.
 - UV-B – o długości fal od 0,32 do 0,29 μm , cechuje je silne działanie biologiczne i biochemiczne. Jest to promieniowanie korzystne dla organizmów żywych: pod jego wpływem w skórze zwierząt wyższych i ludzi syntetyzowana jest witamina D₃, regulująca przemiany wapniowo-fosforowe w organizmie, natomiast w roślinach syntetyzowana jest witamina D₂, wykorzystywana również przez zwierzęta roślinożerne. Promieniowanie przenika przez szkło kwarcowe. U ludzi w skórze wzmacnia syntezę melaniny (barwnika), dzięki czemu powoduje opaleniznę i prawie w całości pochłaniane jest przez naskórek. Wpływa na procesy odpornościowe i produkcję gammaglobulin.
 - UV-C – o długości fal od 0,29 do 0,15 μm , ma bardzo silne działanie biologiczne, biochemiczne i chemiczne, jest niezwykle niebezpieczne dla organizmów – powoduje destrukcję białek komórek żywych, rozpad jądra komórkowego, zniszczenie nośnika informacji genetycznej DNA, nowotwory skóry (głównie czerniaki). Cechują go właściwości bakteriobójcze, niszczy jaja pasożytów – wykorzystywane jest do dezynfekcji [Bogucki i wsp. 1999].

Stosunek ilościowy poszczególnych frakcji ultrafioletu (UV-A:UV-B:UV-C) w widmie słonecznym wynosi 1500:1:0,00001. Im bliżej równika, tym więcej frakcji UV-C w zakresie promieniowania ultrafioletowego.



Ryc. 1. Schemat widma promieniowania słonecznego (grubszą kreską zaznaczono zakres promieniowania docierającego do powierzchni Ziemi)

Natężenie promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni Ziemi zależy od: kąta padania promieni słonecznych (mają na niego wpływ szerokość geograficzna oraz pory roku i dnia); stopnia zachmurzenia; czystości atmosfery itp.

Absorpcja i rozpraszanie promieni słonecznych

Absorpcja i rozpraszanie są zjawiskami fizycznymi zachodzącymi w atmosferze, w następstwie których następuje osłabienie promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni Ziemi. Absorpcja polega na pochłanianiu promieni słonecznych przez elementy składowe atmosfery, przy czym zachodzi zamiana energii promienistej w energię cieplną. Natomiast rozpraszanie jest zmianą pierwotnego kierunku biegu promieni słonecznych w wyniku ich odbijania się od pyłów znajdujących się w atmosferze. Przy tym zjawisku nie zachodzi zamiana energii promienistej na inny rodzaj energii.

W atmosferze ziemskiej występują dwa rodzaje absorpcji promieni słonecznych: absorpcja selektywna i nieselektywna. Absorpcja nieselektywna polega na częściowym pochłanianiu przez aerozole promieni słonecznych na wszystkich długościach fal równomiernie, a jej średnia wartość wynosi około 4% strat promieniowania słonecznego. Z kolei, absorpcja selektywna opiera się na pochłanianiu przez cząsteczki składników powietrza tylko określonych długości fal promieniowania słonecznego. Absorpcji tej ulegają głównie fale długie, leżące w głębokiej podczerwieni widma słonecznego. Pochłaniane są przede wszystkim przez parę wodną, dwutlenek węgla i ozon (w mniejszym stopniu). Tlen ma bardzo małe zdolności absorpcyjne, a azot w ogóle pozbawiony jest ich. Straty, jakie zachodzą w wyniku absorpcji selektywnej, wynoszą średnio około 11% ogólnych strat promieniowania słonecznego. Absorpcja promieniowania słonecznego nie wywołuje większych zmian w dopływie energii słonecznej do powierzchni Ziemi, gdyż atmosfera pochłania zaledwie około 15% tego promieniowania, i to o najmniejszym jego natężeniu. Zjawisko to sprawia, że nagrzewanie się atmosfery ziemskiej bezpośrednio od promienio-

wania słonecznego jest znikome, a wynosi około $0,5^{\circ}\text{C}$ w ciągu dnia [Molga 1983, Roth 2000].

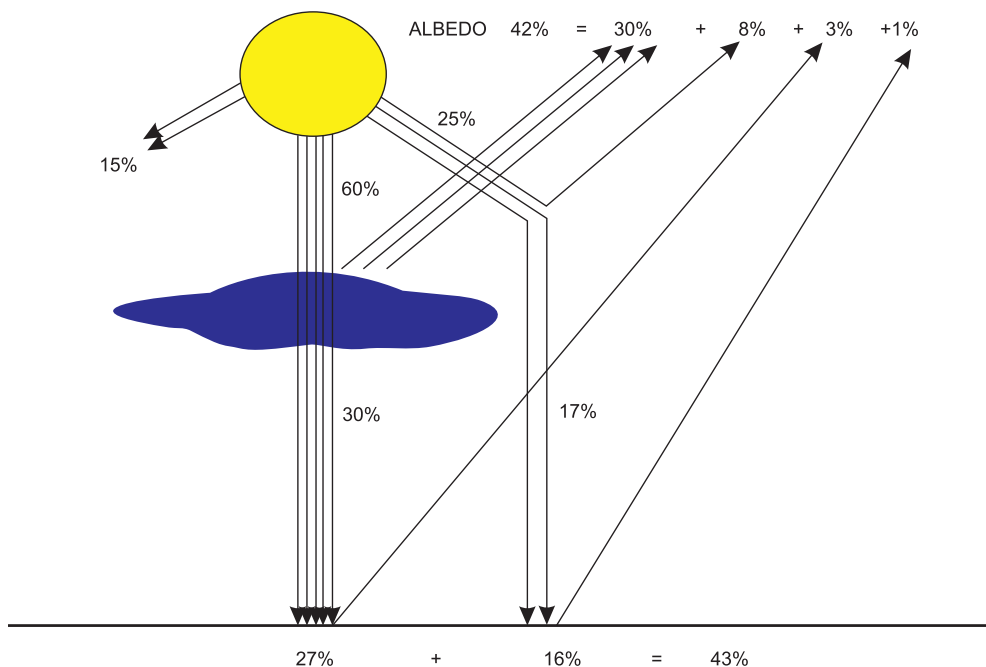
Większe straty w natężeniu promieniowania słonecznego w atmosferze wywołuje proces rozpraszania przez aerozole, któremu bardziej ulegają promienie o krótkich falach. Wielkość strat promieniowania zachodzących w wyniku rozpraszania zależy od ilości i granulacji cząsteczek rozpraszających. Jeżeli średnica cząsteczek rozpraszających jest mniejsza od długości fali, rozproszenie jest odwrotnie proporcjonalne do 4. potęgi długości fali. Natomiast przy średnicy tych cząsteczek większej od długości fali rozproszenie jest odwrotnie proporcjonalne do 2. potęgi długości fali. Przy dużych cząsteczkach rozpraszających – takich jak kropelki wody czy kryształki lodu – rozproszenie jest równomierne dla całego zakresu widma słonecznego (w pogodny, słoneczny dzień niebo ma kolor bladobłękitny lub biały) (fot. 1).



Fot. 1. Chmury warstwowe, przykrywając całą powierzchnię nieba, znacznie ograniczają dostęp promieni słonecznych do powierzchni Ziemi, jej podłoże oświetlają tylko promienie rozproszone [fot. E. Popiela]

Straty energii słonecznej na skutek absorpcji i rozpraszania nazywa się stratami ekstynkcyjnymi (ekstynkcja – osłabienie promieniowania słonecznego w atmosferze) (ryc. 2).

Promieniowanie bezpośrednie stanowi część energii promienistej, która pod postacią promieni równoległych bezpośrednio od Słońca dociera poprzez atmosferę do powierzchni Ziemi. Jego natężenie zależy od wysokości Słońca nad horyzontem, związek ten sprawia, że wykazuje ono przebieg (zmiany) dobowy i roczny. W ciągu dnia natężenie promieniowania bezpośredniego: początkowo szybko narasta od wschodu, następnie dąży powoli do południowego maksimum, żeby maleć najpierw wolno, a potem szybko ku zachodowi. W przebiegu rocznym najintensywniejsze promieniowanie bezpośrednie obserwuje się na wiosnę (wbrew pozorom nie latem) ze względu na najwyższą przezroczystość powietrza.



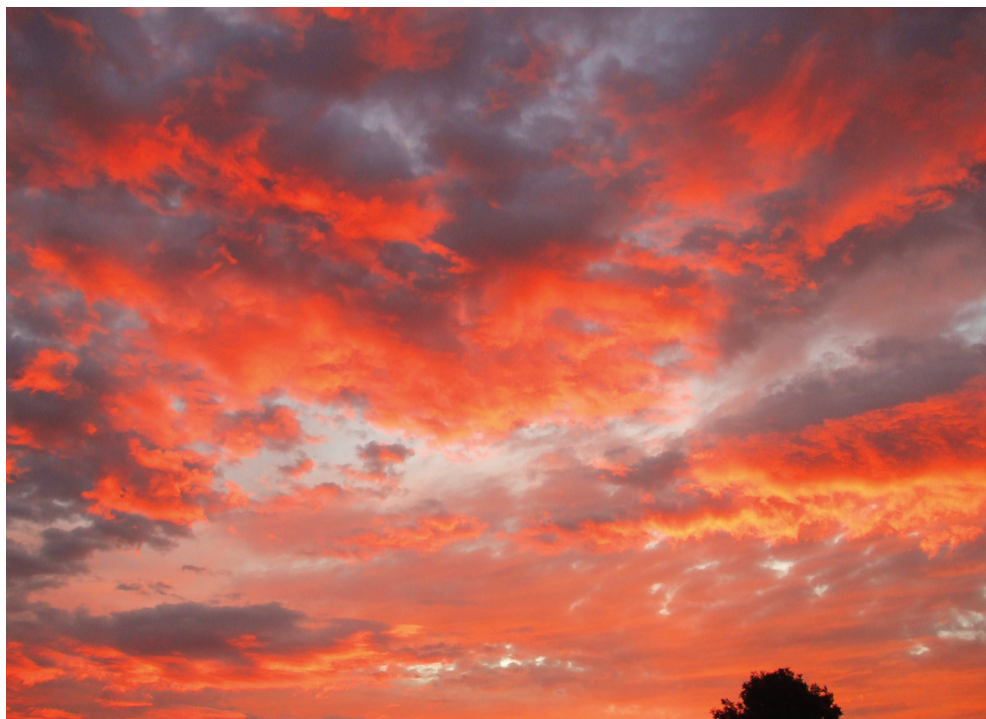
Ryc. 2. Schemat bilansu promieniowania słonecznego [Simoni, Rojkowski 1986 – poprawiony]

Rekordowo wysokie wartości natężenia promieniowania bezpośredniego, dochodzące do $1,6 \text{ cal/cm}^2/\text{min}$ (przy stałej słonecznej wynoszącej $1,98 \text{ cal/cm}^2/\text{min}$), obserwuje się w okolicach zwrotników, gdzie w układach wyżowych osiada suche i czyste powietrze z wyższych partii troposfery. Spadek natężenia tego promieniowania wraz z szerokością geograficzną jest nieznaczny. Wpływa na to wzrastająca przezroczystość powietrza wynikająca ze zmniejszenia zawartości pary wodnej: na szerokości 40° – $1,52$, a na szerokości 70° – $1,30 \text{ cal/cm}^2/\text{min}$ [Uscka-Kowalkowska 2008].

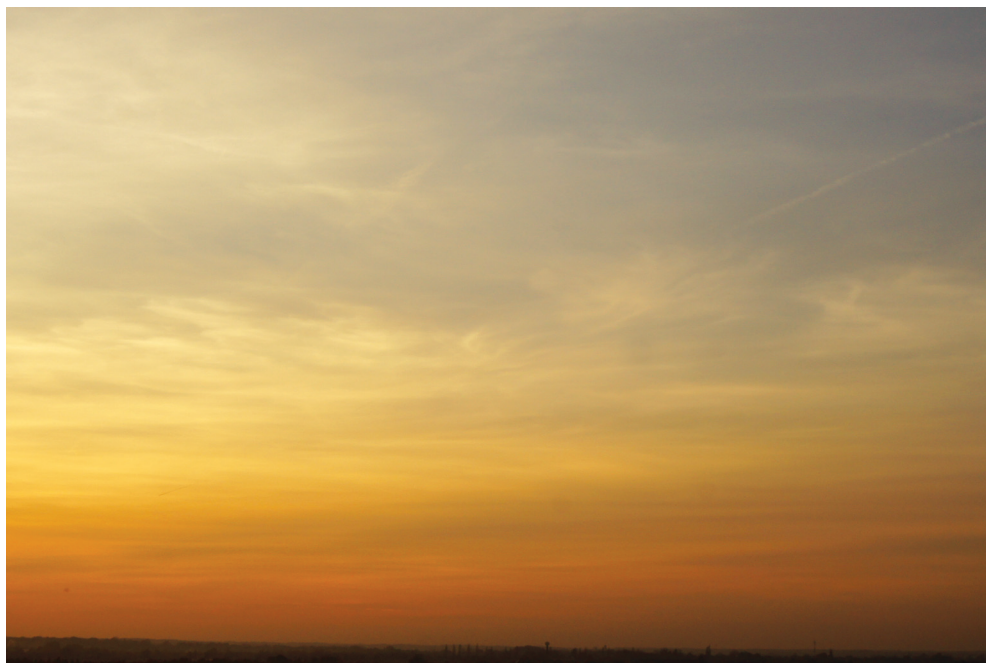
Ze względu na zmniejszającą się miąższość atmosfery promieniowanie bezpośrednie rośnie wraz ze wzrostem wysokości nad poziomem morza. Zjawisko to można zaobserwować na przykładzie opalania zachodzącego szybciej w górach niż na nizinach. Zależy ono również od rodzaju i stopnia zachmurzenia – chmury wysokie nieznacznie osłabiają jego intensywność, średnie przepuszczają promienie dopiero wtedy, gdy Słońce osiągnie wysokość 40° nad horyzontem, a chmury niskie hamują je prawie całkowicie (jest to zależne od grubości chmur).

Oslabienie promieniowania słonecznego zależy też od długości drogi przez atmosferę, jaką muszą pokonać promienie oraz od przezroczystości powietrza. Gdy promienie padają pod kątem 30° , ich droga jest dwukrotnie dłuższa niż przy zenitalnym położeniu Słońca, kiedy ich nachylenie wynosi 10° – wydłuża się prawie sześciokrotnie. W tak pogrubionej atmosferze rozproszeniu ulegają przede wszystkim promienie krótkie (niebiesko-błękitne), a do powierzchni Ziemi docierają tylko najdłuższe promienie świetlne – pomarańczowe i czerwone. Dlatego niebo przyjmuje te barwy podczas zachodu i wschodu Słońca [Uscka-Kowalkowska 2008].

Rozproszeniu światła słonecznego w atmosferze zawdzięczamy światło dzienne w dni pochmurne, oświetlenie pomieszczeń, do których nie dochodzą bezpośrednie promienie Słońca, oraz przedmiotów pozostających w cieniu.



Fot. 2. Zjawisko świtu z pięknie wybarwioną zorzą zmierzchową [fot. K. Roman]



Fot. 3. Zjawiska barwne po zachodzie Słońca, zorza zmierzchowa [fot. E. Popiela]

Zjawiska świtu i zmierzchu są wynikiem rozpraszania promieni słonecznych w wysokich warstwach atmosfery w czasie, gdy Słońce znajduje się powyżej (świt) lub kilka stopni poniżej horyzontu (zmierzch). Zjawiskom tym towarzyszą często barwne pomarańczowe lub purpurowe zorze (fot. 2 i 3), których intensywność i mnogość odcieni zależą od ilości i jakości cząsteczek rozpraszających promienie (zanieczyszczenia powietrza).

Latem w szerokościach geograficznych 60–66,5° Słońce o północy zapada mniej niż 18° pod horyzont, dlatego też wieczorny zmierzch przechodzi w poranny świt. Zjawisko to nazywane jest białymi nocami.

Oprócz grubości warstwy na przezroczystość powietrza wpływa także ilość i jakość drobin gazów i pyłów zawieszonych w atmosferze. Zapylenie powietrza wywołane wybuchami wulkanów, pożarami lasów, stepów, torfowisk, wiatrami pochodzącymi z pustyń oraz działalnością człowieka, zmniejszając przezroczystość powietrza, osłabia natężenie promieniowania słonecznego odbieranego na powierzchni Ziemi. Ponadto, wraz z wysokością nad powierzchnią Ziemi zwiększa się przezroczystość atmosfery. Zależy ona też od wilgotności powietrza – maleje wraz ze wzrostem zawartości pary wodnej, dlatego latem, kiedy w powietrzu jest więcej pary wodnej, powietrze jest mniej przejrzyste niż w zimie (mimo wysokiej wilgotności względnej w powietrzu występuje mało pary wodnej). Z tej samej przyczyny przezroczystość atmosfery rośnie wraz z szerokością geograficzną. Dzięki czystości niewielkiej zawartości pary wodnej i masy powietrza arktycznego odznaczają się dużą przezroczystością. Masy polarne i zwrotnikowe cechuje mniejsza przezroczystość, gdyż są bardziej wilgotne (znad oceanu) i zapyłone (znad lądu) [Mołga 1983].

Dla życia biologicznego największe znaczenie ma ilość energii promienistej otrzymana na powierzchni ziemskiej w określonym czasie (doba, miesiąc, rok). Sumy promieniowania całkowitego (bezpośrednie i rozproszone) wahają się od powyżej 200 (nad Saharą) do poniżej 60 kcal/cm²/rok poza kołami polarnymi. Zależą one od szerokości geograficznej, ponieważ związana jest z nią wysokość Słońca nad horyzontem. Zatem, na natężenie promieniowania bezpośredniego oraz na długość dnia wpływają również zachmurzenie i stopień zakrycia horyzontu.

$$\text{ALBEDO} = \frac{\text{PROMIENIOWANIE ODBITE OD DANEGO CIAŁA}}{\text{PROMIENIOWANIE PADAJĄCE NA DANE CIAŁO}} \times 100\%$$

Albedo w decydujący sposób uzależnione jest od rodzaju powierzchni, na którą padają promienie słoneczne, a szczególnie od jej barwy i struktury (chropowatości) oraz od kąta padania promieni. Dlatego też różne ciała mają różne wartości albedo [Simoni i Rojkowski 1986], np.:

- śnieg świeży suchy – 92%;
- górna powierzchnia chmur – 75%;
- powierzchnia wody – 39 (do 4)%;
- śnieg stary wilgotny – 33%;
- gleba sucha – 25 (do 16)%;
- gleba wilgotna – 18 (do 10)%;
- łąka naturalna – 20 (do 16)%;
- ziemniaki (soczysto zielone łęty) – 27%;
- łubin (soczysto zielony) – 28%;
- las liściasty – 20%;
- las iglasty – 15 (do 10)%.

Nasłonecznienie

Nasłonecznieniem (lub usłonecznieniem) nazywa się liczbę godzin w dniu, tygodniu, miesiącu lub innym okresie, podczas których niezasłonięte przez chmury słońce oświetla dane miejsce obserwacji. Wiedza ta przydatna jest zwłaszcza przy rozmieszczeniu nowych budynków, z czym związana jest możliwość naturalnego oświetlenia wnętrza, ustawienia baterii słonecznych itp. [Molga 1983].

2.4. Temperatura powietrza

Temperatura powietrza stanowi bardzo ważną cechę klimatu i pogody. Bezpośrednie ogrzewanie atmosfery przez promieniowanie słoneczne jest znikome i wynosi około $0,5^{\circ}\text{C}$ w ciągu doby. Promienie docierające do powierzchni Ziemi częściowo są od niej odbite (jeden ze składników albedo), a częściowo przez nią pochłonięte. W wyniku procesu absorpcji w skorupie ziemskiej energia promienista ulega zamianie w energię cieplną. Ciepło to stanowi przyczynę podnoszenia się temperatury gleby, ogrzewania głębszych warstw gruntu czy przygruntowych warstw powietrza atmosferycznego i zużywane jest w procesie parowania wody, topnienia śniegu, lodu itp. Powierzchnia Ziemi wysyła promieniowanie ciepłe do atmosfery, dzięki czemu ogrzewa powietrze atmosferyczne w dolnej warstwie troposfery. Powierzchnia Ziemi pełni więc funkcję pośrednika w ogrzewaniu powietrza ciepłem słonecznym [Szwejkowski 1999, 2001].

Zmiany temperatury powietrza atmosferycznego zachodzą na skutek:

- promieniowania Ziemi;
- przewodnictwa cieplnego atmosfery (proces znikomy);
- przenoszenia ciepła od powierzchni gleby przy współdziałaniu ruchów turbulentnych (wirowych) w powietrzu;
- promieniowania atmosfery;
- lokalnych ociepleń lub ochłodzeń przy procesach kondensacji i parowania (pary wodnej i wody).

Ciepło danego ciała definiuje się jako całkowitą energię kinetyczną nieuporządkowanego (bezwładnego) ruchu cząsteczek lub atomów tego ciała oraz energię potencjalną ich wzajemnych oddziaływań. Wyrażana jest ona w kaloriach (cal) lub dżulach (J) [Molga 1983].

Temperatura jest to średnia energia kinetyczna cieplnego ruchu cząsteczek w danej substancji materialnej. Określa stopień ogrzania ciała w wielkości skalarnej wyrażonej w stopniach skali termometrycznej [Molga 1983].

Związek pomiędzy ciepłem i temperaturą opisać można następująco: im większy zasób ciepła ma dane ciało, tym intensywniejszy jest w nim ruch cząsteczek oraz tym wyższą temperaturę ma to ciało, i odwrotnie – im mniejszy ruch cząsteczek w danym ciele, tym niższa jego temperatura [Molga 1983].

Wymiana ciepła pomiędzy powierzchnią Ziemi a powietrzem atmosferycznym odbywa się głównie poprzez promieniowanie powierzchni Ziemi, chociaż występują jeszcze inne, mniej znaczące sposoby rozchodzenia się ciepła: poprzez przewodnictwo i pionową konwekcję termiczną. Przygruntowa warstwa powietrza nagrzewa się od powierzchni Ziemi przez przewodnictwo – mocno zagęszczone cząsteczki powietrza przekazują sobie energię cieplną poprzez bezpośrednie stykanie się z sobą. Proces ten jest bardzo ograniczony i zachodzi tylko

do wysokości 5 cm nad powierzchnią gruntu. Natomiast wyższe warstwy powietrza atmosferycznego nagrzewają się przez pionową konwekcję termiczną, czyli swobodne unoszenie się ciepłego powietrza.

Rozróżnia się dwa rodzaje konwekcji:

- laminarną – polegającą na bezwładnym ruchu ku górze samych ogrzanych cząsteczek powietrza, jest to powolny proces wymiany ciepła;
- turbulentną – spowodowaną poziomym ruchem powietrza, który wprawia ogrzane cząsteczki gazów w ruch wirowy, dzięki czemu mają dużą szybkość ruchu postępowego. To proces znacznie szybszego mieszania się powietrza ciepłego z warstwami zimnymi, a co za tym idzie – rozchodzenia się ciepła.

Wraz ze wzrostem wysokości w troposferze temperatura powietrza obniża się. Wielkość tego spadku uzależniona jest między innymi od wilgotności powietrza, dlatego spadek temperatury w troposferze jest zmienny. Różnica temperatur, jaka występuje na poszczególnych wysokościach w troposferze w wyniku tego procesu, nazywana jest gradientem temperatury (t) [Molga 1983].

Masa ciepłego powietrza, ogrzana od podłoża i uformowana w warunkach ciśnienia atmosferycznego panującego przy gruncie, unosi się i trafia w rejony o coraz niższym ciśnieniu. Masa ta ulega rozprężeniu, a wykonując tę pracę, zużywa część skumulowanej energii cieplnej. W miarę unoszenia staje się więc coraz chłodniejsza, mimo że nie wymienia energii z sąsiadującymi z nią w troposferze masami – zjawisko to nosi nazwę ochładzania adiabatycznego. Odwrotnie dzieje się, kiedy w górnej części troposfery zimna masa powietrza zaczyna opadać. Trafia na rejony o wzrastającym ciśnieniu atmosferycznym i ulega sprężaniu. Dzięki temu odzyskuje energię cieplną, którą utraciła w procesie rozprężania, ogrzewa się, nie otrzymując ciepła od mas sąsiednich – jest to ogrzewanie adiabatyczne [Szejnkowski 1999]. Różnica temperatur na poszczególnych wysokościach występująca w masie powietrznej będącej w ruchu (unoszącej się lub opadającej) nazywana jest gradientem adiabatycznym (γ).

Zasadnicze stany równowagi termicznej w atmosferze

Ukształtowanie w atmosferze odpowiednich warunków pogodowych uzależnione jest od wzajemnego stosunku gradientu temperatury (t) i gradientu adiabatycznego (γ).

Stan równowagi obojętnej w atmosferze, gdzie $t=\gamma$:

- Gdy istniejący w troposferze gradient temperatury zrówna się z gradientem adiabatycznym, poruszająca się w kierunku pionowym masa powietrza napotykać będzie na każdej wysokości stałą temperaturę otoczenia (czyli równą jej własnej), co za tym idzie – na każdej wysokości jej ciężar właściwy będzie równy ciężarowi właściwemu otaczającego ją powietrza, dlatego też dalszy ruch nie będzie się odbywał. W tej sytuacji w atmosferze może ukształtować się różna pogoda.

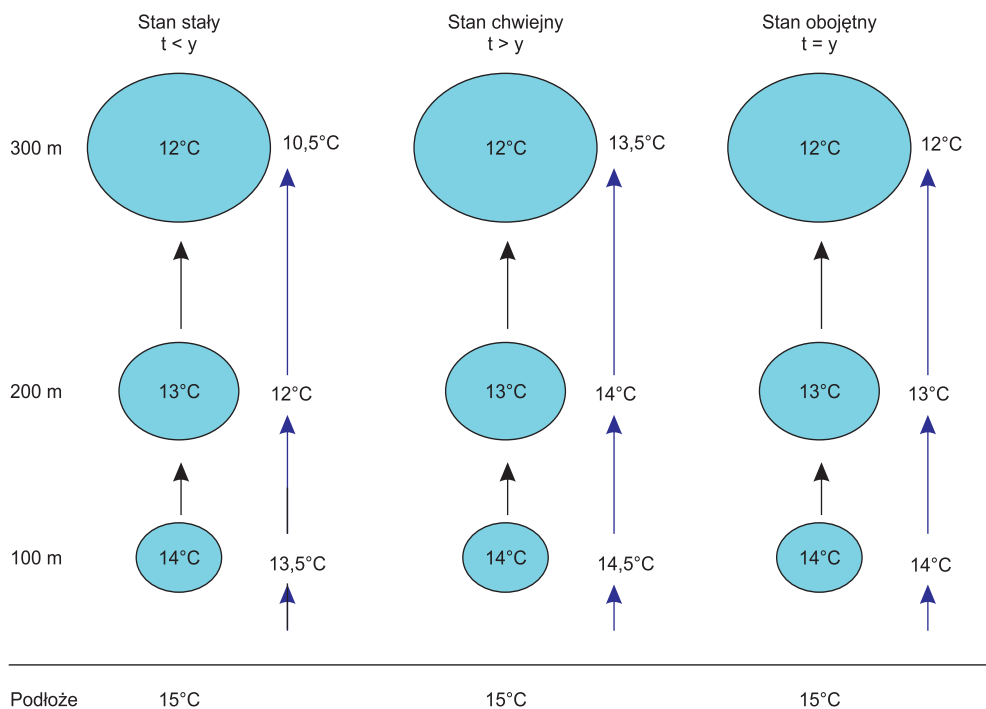
Stan równowagi stałej w atmosferze, gdzie $t<\gamma$:

- Spadek temperatury wraz z wysokością w powietrzu jest mniejszy niż gradient adiabatyczny, masa przesunięta ku górze będzie zimniejsza od otoczenia i dlatego zacznie się opuszczać; wytwarzają się wówczas prądy zstępujące, które przyczyniają się do ukształtowania układu wyżowego. Pogoda jest bezchmurna, latem występują upały, zimą silne mrozy.

Stan równowagi chwiejnej w atmosferze, gdzie $t>\gamma$:

- Spadek temperatury otoczenia jest szybszy niż w masie unoszącego się powietrza; poruszając się ku górze staje się coraz cieplejsze i lżejsze od powietrza sąsiednich mas, dzięki

temu gwałtowniej się unosi i tworzą się silne prądy wstępujące związane z układem nizinowym. Występuje pochmurna pogoda: latem ochłodzenie i burze, zimą – odwilż i opady atmosferyczne [Schmuck 1969].



Ryc. 3. Zasadnicze stany równowagi termicznej w atmosferze [Schmuck 1969]

Roczne wahania temperatury powietrza uzależnione są przede wszystkim od zmian dopływu ciepła ze Słońca, a zatem wpływa na nie szerokość geograficzna.

Biorąc pod uwagę wielkości amplitud (czyli różnicę między średnią temperaturą najcieplejszego i najzimniejszego miesiąca), można wyodrębnić 4 typy rocznego przebiegu temperatury powietrza:

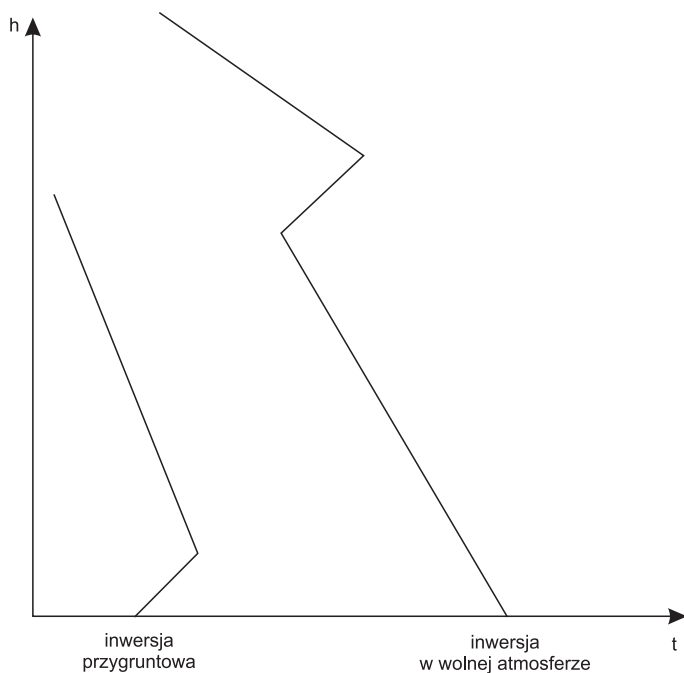
- 1) **Typ równikowy** charakteryzuje się podwójną zmiennością temperatury w trakcie roku – występują tu 2 maksima i 2 minima; jedno maksimum ma miejsce w czasie wiosennego, a drugie jesiennego zrównania dnia z nocą: W południe Słońce znajduje się nad równikiem w zenicie; natomiast minima występują w okresie letniego i zimowego przesilenia – wówczas Słońce znajduje się nad równikiem na wysokości $66,5^\circ$; roczne wahania temperatury w tej strefie są bardzo małe: nad oceanem wynoszą około 1°C , a nad lądem od $5\text{--}10^\circ\text{C}$, nie występują tu wyraźne pory roku, jedynie w niektórych rejonach można wyodrębnić porę suchą i porę deszczową.
- 2) **Typ zwrotnikowy** charakteryzuje się występowaniem 1 maksimum i 1 minimum temperatury powietrza w ciągu roku; roczna amplituda temperatur jest w miarę niska: nad oceanem wynosi około 5°C , a nad lądem około 20°C ; można wyodrębnić tu 2 pory roku: lato i zimę.

- 3) **Typ strefy umiarkowanej** ma 1 maksimum temperatury powietrza występujące po letnim przesileniu dnia z nocą i 1 minimum po przesileniu zimowym; najcieplejszym miesiącem w tej strefie jest lipiec, a najzimniejszym – styczeń; roczna amplituda temperatury powietrza jest duża, wzrasta systematycznie wraz z szerokością geograficzną i oddalaniem się regionu od wybrzeży oceanu (postępuje stopień kontynentalizmu klimatu), zwiększenie odległości od wybrzeży oceanu wpływa na amplitudy temperatury powietrza: w obszarach nadmorskich amplitudy temperatury wynoszą 10–15°C (np. Europa Zachodnia), w dalszych rejonach lądu 40–50°C (np. Europa Środkowa), a w głębi kontynentu sięgają nawet 60–70°C (np. równiny Europy Wschodniej); w tej strefie wyróżnia się 4 pory roku: wiosnę, lato, jesień i zimą, w południowych jej obszarach wiosna i jesień nie mają wyraźnych granic, a przejście lata w zimą jest powolne, z kolei w obszarach przylegających do strefy podbiegunowej przejście lata w zimą następuje szybko; w środkowych obszarach tej strefy (np. w Polsce) jeszcze do niedawna wyodrębniano dodatkowe 2 pory roku: przedwiośnie i wczesną jesień (lub przedzimą), jednak w ostatnim czasie zmiany klimatyczne spowodowały zatarcie tych pór roku.
- 4) **Typ podbiegunowy** cechuje się długą, trwającą 8–9 miesięcy, mroźną zimą i krótkim latem, trwającym 4–3 miesięcy, w tej strefie roczna amplituda temperatury jest niska, maksimum temperatury występuje w sierpniu, a minimum w końcu zimy polarnej, czyli w marcu; w lecie temperatura wynosi około 10–15°C (w pojedyncze dni nawet powyżej 20°C), a zimą spada poniżej -40°C [Molga 1983].

Inwersja temperatury w troposferze

Normalny rozkład temperatury w troposferze charakteryzuje się tym, że wraz ze wzrostem wysokości spada temperatura powietrza. W zależności od szerokości geograficznej i wilgotności powietrza spadek ten jest różny i waha się od 0,44 do 1,0°C. Jednak troposfera pod tym względem nie jest stabilna i zdarza się, że do pewnego momentu temperatura powietrza rośnie wraz ze wzrostem wysokości. Zjawisko takie nazywane jest inwersją temperatury. W zależności od przyczyny i wysokości jej występowania w troposferze wyróżnia się dwa typy inwersji (ryc. 4):

- przygruntową – powstaje w bezwietrzne i bezchmurne noce, kiedy po zachodzie słońca podłoże szybko się wychładza; od wyziębionego podłoża ochładza się dolna warstwa powietrza, przy powierzchni ziemi powietrze jest więc zimniejsze i wraz z wysokością, jego temperatura wzrasta do pewnego momentu, a następnie troposfery znowu spada zgodnie z charakterystyką; zasięg pionowy tej inwersji jest niewielki – od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów; widocznym dowodem na jej występowanie są osady atmosferyczne: przy temperaturze powyżej 0°C – rosa, a poniżej 0°C – szron;
- w wolnej (swobodnej) atmosferze – występuje na wysokości około 2–3 km nad powierzchnią ziemi, kiedy nad wyziębione podłoże napływa ciepła masa powietrza; dolna część tej masy wyziębia się od podłoża, w związku z tym do wysokości około 2 km temperatura spada, od drugiego do trzeciego kilometra wysokości rośnie i powyżej 3. kilometra znowu spada; ten typ inwersji może wystąpić o różnych porach doby; skutkiem mogą być mgły górne lub chmury warstwowe.



Ryc. 4. Typy inwersji temperatury w troposferze

Zmiany temperatury powietrza

Okresowe zmiany temperatury są regularne i nietrudne do przewidzenia. Istnieją jednak także nieokresowe wahania temperatury, które spowodowane są najczęściej przemieszczaniem się mas powietrznych o różnych warunkach termicznych i wilgotności. Zmiany te mogą mieć dość znaczne wartości i zaburzają naturalne, cykliczne następstwo temperatur. Adwekcja tych mas jest przyczyną obniżania się lub podnoszenia temperatury powietrza nawet o kilkanaście stopni w ciągu krótkiego czasu (kilku godzin). Mogą one powodować, że w nocy temperatura powietrza będzie wyższa niż w dzień, a w zimie – niż wyższa w lecie (np. w lipcu $+15^{\circ}\text{C}$, a w styczniu $+16^{\circ}\text{C}$). Nieoczekiwane zmiany rocznego przebiegu temperatury powietrza spowodowane tym zjawiskiem nazywane są osobliwościami rocznego przebiegu temperatury. Masy powietrzne przemieszczające się na dany teren różnią się przede wszystkim temperaturą i wilgotnością. Napływające z południa lub południowego zachodu masy powietrza zwrotnikowego przyczyniają się do wzrostu temperatury powietrza w Europie Środkowej. Z kolei przemieszczające się masy arktyczne z północy przynoszą ze sobą znaczny spadek temperatury.

W rejonach przylegających do równika tworzy się niezależnie od pory roku pas najwyższych temperatur powietrza. Jednak pas ten nie pokrywa się z równikiem geograficznym Ziemi, gdyż w zimie jest przesunięty na północ o 5 do 10° , a w lecie do 20° szerokości geograficznej północnej. Niezależnie od pory roku w pasie tym temperatura powietrza zawsze jest wyższa od $+24^{\circ}\text{C}$. Pas ten nazywany jest równikiem termicznym, a nad centralnymi częściami lądów jego średnia temperatura wynosi $28\text{--}30^{\circ}\text{C}$. Najwyższe temperatury powietrza występują na terenie

pustyni tropikalnych. Średnia temperatura w lipcu w południowej Kalifornii, na Saharze i w Iranie wynosi ponad $+30^{\circ}\text{C}$. Jako maksimum przyjmuje się dla Sahary $+60^{\circ}\text{C}$, dla Doliny Śmierci w Kalifornii $+57^{\circ}\text{C}$, w Libii $+58^{\circ}\text{C}$, a dla Dżibuti $+63^{\circ}\text{C}$ [Molga 1983, Kaczorowska 1986].

Latem najniższe temperatury powietrza występują na półkuli północnej w okolicach okołobiegunowych. W okresie zimowym na półkuli północnej istnieją obszary o najniższych temperaturach, często nazywane biegunami zimna. Leżą one na południe od bieguna północnego. Jednym biegunem zimna są okolice Wierchojańska i Ojmiakonu (Republika Jakucka) w Rosji, gdzie średnia temperatura w styczniu wynosi poniżej -48°C (najniższa -68°C w Wierchojańsku i $-71,5^{\circ}\text{C}$ w Ojmiakonie). Należy dodać, że są to tereny zamieszkałe przez ludzi przez cały rok. Natomiast drugim biegunem zimna są centralne rejony Grenlandii, gdzie średnia temperatura w styczniu spada poniżej -40°C . Dowodzi to, że nie tylko szerokość geograficzna ma wpływ na kształtowanie się temperatury powietrza, ale także warunki geograficzne danego terenu [Molga 1983, Kaczorowska 1986]. Najniższe temperatury na Ziemi notowane były na Antarktydzie (biegun południowy), gdzie w zimie temperatura może spadać do $-89,5^{\circ}\text{C}$, a w lecie nie wzrasta powyżej -15°C .

2.5. Parowanie i wilgotność powietrza

Woda w postaci ciekłej jest niezbędnym czynnikiem warunkującym rozwój organizmów żywych. Układ obiegu wody:

powierzchnia Ziemi – atmosfera – powierzchnia Ziemi

nazywany jest obiegiem wilgoci. Stanowi on część cyklu krążenia wody w przyrodzie. Składają się na niego procesy związane z transportem oraz przemianami fazowymi wody [Kaczorowska 1986]. W przyrodzie woda może występować w trzech postaciach (fazach): ciekłej (woda), stałej (lód) i gazowej (para wodna). Zmiany stanu skupienia, czyli przemiany fazowe wody, są motorem napędowym i podstawą jej obiegu w środowisku.

Faza stała wody w atmosferze występuje w postaci kryształków lodu, śnieżynek lub płatków śniegu w chmurach. Te elementy stałe wody, spadając na powierzchnię Ziemi w określonych warunkach atmosferycznych, tworzą pokrywę śnieżną oraz zasilają lodowce. W zależności od szerokości geograficznej zmienia się obfitość i trwałość pokrywy śnieżnej. Lodowce zasilane są przez firn, który powstaje w wyniku przemiany luźnych kryształków śniegu w agregaty ziaren lodowych o średnicy sięgającej kilku milimetrów. Powstawanie firnu jest wynikiem wielokrotnego podtapiania i zamarzania śniegu. Dodatkowym czynnikiem jest też nacisk warstw kumulującego się śniegu, dzięki czemu przeobraża się on w coraz twardszą i bardziej zbitą masę. Firn inaczej nazywany jest śniegiem ziarnistym, którego kryształki pod wpływem nacisku wierzchnich warstw łączą się i tworzą większe ziarna. Okresowe rozmarzanie powierzchni firnu i ponowne zamarzanie scala jego ziarna: pod wpływem nacisku warstw wyższych na głębokości około 100 m stają się zbite, tworząc lód stanowiący budulec lądolodu [Molnia 2004]. W glebie faza stała wody pojawia się jako lód. Na powierzchni Ziemi tworzy on czasy lodowe okołobiegunowe, lodowce górskie, góry i pola lodowe na oceanach, pokrywę lodową na rzekach, jeziorach oraz pokrywę śnieżną na gruncie [Kaczorowska 1986].

Faza ciekła wody pokrywa około 71% powierzchni Ziemi. Występuje jako oceany i morza, na powierzchni lądów tworzy rzeki, jeziora, potoki, a w głębi skorupy ziemskiej stanowi

wodę gruntową i artezyjską. Zaledwie 2% tych zasobów stanowi woda słodka, z tego jedynie 1% to woda słodka w postaci płynnej. Pozostała część wody słodkiej związana jest w lodowcach występujących na powierzchni Ziemi. W atmosferze woda w fazie ciekłej stanowi skupiska kropelek o różnych rozmiarach, które są elementami składowymi chmur wodnych [Kaczorowska 1986].

Para wodna, czyli gazowa postać wody, najobficiej występuje w dolnej warstwie atmosfery, zwłaszcza na jej styku z powierzchniami parującymi – oceanami, gruntem czy szatą roślinną. Jest to gaz niewidoczny, bezwonny i lżejszy od powietrza. Para wodna stanowi od 0 do 4% objętości suchego powietrza [Bogucki i wsp. 1999].

Tabela 4

Obieg wody w przyrodzie [Kaczorowska 1986, Bogucki 1999]

Zjawisko atmosferyczne	Jednostki miary	Nad oceanami	Nad lądami	W sumie nad całą Ziemią
parowanie – masa wody	(km ³)	- 447 900	- 70 700	- 518 600
parowanie – warstwa wody	(mm)	1 240	480	1 015
opad – masy wody	(km ³)	+ 411 600	+ 107 000	+ 518 600
splływ wód rzecznych	(km ³)	+ 36 300	- 36 300	-

Zamknięty cykl obiegu wody w przyrodzie oparty jest na powiązanych ze sobą procesach (tab. 4):

- 1) parowaniu otwartych powierzchni wodnych, parowaniu z gruntu oraz transpiracji roślin (wyparowanie wody pobranej przez korzenie);
- 2) unoszeniu pary wodnej drogą ruchów pionowych – prądów wstępujących i ruchów turbulencyjnych;
- 3) przenoszeniu na wielkie odległości pary wodnej dzięki ruchom poziomym wraz z masami powietrza, których właściwości zmieniają się wraz ze zmianami zawartości pary wodnej;
- 4) kondensacji – rozpoczynającym się po osiągnięciu stanu nasycenia skraplaniu pary wodnej, do którego dochodzi najczęściej na skutek obniżenia temperatury powietrza; duże skupiska drobnych kropelek wody w wolnej atmosferze tworzą mgły i chmury;
- 5) narastaniu elementów chmur (kropelek, kryształków lodu, płatków śniegu) do rozmiarów, przy których siła ciężenia zaczyna przeważać nad innymi siłami, wprawiającymi powietrze w ruch, co powoduje, że spadają one na powierzchnię ziemi w postaci opadów atmosferycznych;
- 6) opadzie atmosferycznym zasilającym wody płynące i stojące, spływającym po powierzchni gruntu czy wsiąkającym w głąb, na tym etapie w gruncie zachodzi przepływ podziemny, (miejscami wypływ na powierzchnię), powstają źródła i wreszcie dochodzi do ponownego parowania, dzięki czemu cykl krążenia wody się zamyka [Kaczorowska 1986, Bogucki i wsp. 1999].

Intensywność poszczególnych ogniw tego cyklu wiąże się z dopływem ciepła i cyrkulacją atmosferyczną, a także charakterem podłoża, nad którym zachodzi.

Proces parowania polega na ubywaniu ze środowiska wodnego (z lodu, przesyconego wodą gruntu, z wilgotnej powierzchni organizmów żywych), pojedynczych cząsteczek wody poprzez odrywanie się od powierzchni cieczy lub wilgotnych powierzchni ciał stałych. Proces ten możliwy jest tylko wówczas, gdy cząsteczka zgromadzi odpowiedni zasób energii

cieplej i przetworzy ją w energię kinetyczną. Dzięki tej energii nabiera tak dużych prędkości, że może pokonać siły przyciągania molekularnego utrzymującego ciecz w całości, siłę przyciągania ziemskiego i ciśnienia atmosferycznego, co umożliwia jej przeniknięcie drogą dyfuzji do otoczenia. Przeciętą prędkość ruchów molekularnych w środowisku wodnym jest znacznie mniejsza od niezbędnej dla przedostania się danej cząsteczki do atmosfery poprzez wolną powierzchnię wody, dlatego przechodzenie cząsteczek ze stanu ciekłego w stan gazowy jest procesem selektywnym. Temperatura powierzchni wody, gruntu, roślin, z której odbywa się parowanie, odgrywa bardzo ważną rolę w tym procesie. Przy wyższych temperaturach średnia prędkość ruchów molekularnych jest większa, wzrasta więc prędkość parowania. Rosnąca temperatura sprawia, że zwiększa się liczba cząsteczek i atomów obdarzonych prędkością wystarczającą do oderwania się od powierzchni parującej [Molga 1983, Kaczorowska 1986].

Na prędkość parowania wody wpływa także jej skład chemiczny, tzn. woda o większej zawartości związków mineralnych paruje wolniej (np. woda słona), gdyż w niej przyciąganie molekularne jest większe, zwłaszcza gdy w wodzie rozpuszczone są substancje o właściwościach higroskopijnych, np. NaCl.

Cząsteczki pary wodnej w powietrzu rozchodzą się poprzez dyfuzję molekularną, która jest procesem powolnym i mało wydajnym. Nad powierzchnią parującą wytwarza się warstwa powietrza nasyconego parą wodną, co powoduje, że tyle samo cząsteczek wody odrywa się od powierzchni parującej, ile do niej powraca. Zjawisko to powstrzymuje proces parowania. Może go wznowić wzrost temperatury, dzięki czemu zwiększy się pojemność wodna powietrza oraz ilość cząsteczek uzyskujących prędkości wystarczające do oderwania się od powierzchni wody, albo powstanie ruchu powietrza, który zaburzy warstwę powietrza nasyconego nad powierzchnią parującą [Molga 1983].

Przy braku wiatru, podczas nocnych inwersji, gdy podłoże oddaje drogą radiacyjną duże ilości ciepła, prędkość parowania ulega prawie całkowitemu zahamowaniu. Z kolei, przy wymianie pionowej lub poziomej powietrza, przy dziennej insolacji i ogrzaniu powierzchni parującej, prędkość parowania znacznie wzrasta. Natomiast słaby wiatr, któremu nie towarzyszy silna turbulencja, nie wywiera wpływu na prędkość parowania.

Wobec niezwyklej ruchliwości powietrza pewna liczba cząsteczek pary wodnej powraca na powierzchnię parującą. Gdy liczba cząsteczek odrywających się od powierzchni parującej i unoszących się jest większa od powracających, mówi się, że powietrze jest nienasycone parą wodną i proces parowania ciągle zachodzi. Gdy liczby ich wyrównują się – następuje stan nasycenia, proces parowania ustaje, przy dalszym zwiększaniu zawartości pary wodnej w powietrzu wystąpi nietrwały stan przesylenia, który doprowadza najczęściej do kondensacji (czyli skraplania).

Utajone ciepło parowania (entalpia) jest to pewna ilość energii cieplej zaczerpniętej z otoczenia, zużytej na pokonanie siły wzajemnego przyciągania molekuł i oporu menisku (błony powierzchniowej) oraz siły ciężenia i ciśnienia atmosferycznego w procesie parowania. Ciepło to zostaje zmagazynowane w parze wodnej i oddawane jest do otoczenia w tej samej ilości w procesie kondensacji, czyli zamiany pary w ciecz. Ilości ciepła zaangażowane w ten proces są duże, gdyż na wyparowanie 1 g wody o temperaturze 0°C potrzeba 597 kcal ciepła, tyle samo ciepła jest zwracane do otoczenia przy skraplaniu 1 g pary wodnej i ochłodzeniu powstałej wody do temperatury 0°C. Na parowanie wody z powierzchni całego globu ziemskiego zużycie energii cieplej wynosi 23%, jeżeli za 100% przyjmuje się dopływ promie-

niowania słonecznego do górnej granicy atmosfery. Do tego należy jeszcze dodać ciepło zużywane na topnienie lodu – stopienie 1 grama lodu zużywa około 80 kcal ciepła [Kaczorowska 1986, Atkins 2001].

Na intensywność parowania wpływają przede wszystkim temperatura powietrza i powierzchni parującej, wilgotność powietrza (zawartość pary wodnej w powietrzu), ruch powietrza (wiatr) oraz ciśnienie atmosferyczne. Wzrost temperatury umożliwia cząsteczkom wody szybsze zgromadzenie odpowiedniej ilości energii cieplnej, która jest przetwarzana w energię kinetyczną, dzięki czemu proces parowania przebiega intensywniej. Poziom wilgotności powietrza ma również wpływ na intensywność parowania. Im mniejsza jest zawartość pary wodnej w powietrzu, tym łatwiej nowe cząsteczki pary wodnej przenikają do atmosfery. Z kolei wzrost wilgotności powietrza utrudnia przenikanie cząsteczek pary wodnej do atmosfery. Im wyższa wilgotność powietrza, tym wolniejszy proces parowania. Nad powierzchnią parującą tworzy się warstwa powietrza, którego stan jest bliski nasycenia, co znacznie spowalnia parowanie. Wiatr powoduje zaburzenie tej warstewki i przyspiesza rozprzestrzenianie się cząsteczek pary wodnej w powietrzu. Dlatego też zjawisko to wpływa na przyspieszenie parowania. Ciśnienie atmosferyczne definiowane jest jako nacisk atmosfery na powierzchnię Ziemi i wszystko co się na niej znajduje. Wzrost ciśnienia atmosferycznego, czyli nacisku atmosfery na powierzchnię parującą, obniża intensywność parowania. Aby cząsteczka wody mogła oderwać się od powierzchni parującej, musi zgromadzić większy zasób energii [Szwejkowski 1999, 2001].

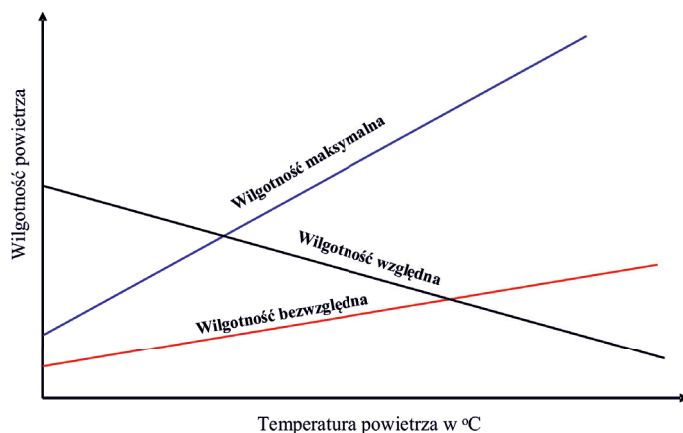
Maksymalna intensywność parowania, w przekroju rocznym, przypada na okolice podzwrotnikowe: na półkuli południowej na Oceanie Indyjskim i koło wysp Fidzi, a na półkuli północnej w sąsiedztwie Chin i Florydy. Ewenementem jest duże parowanie znacznie dalej na północ na Atlantyku – na 50° N w pobliżu Nowej Funlandii (wysoka temperatura powierzchni wody). Przyczyną dużego parowania w tym rejonie jest kontrast termiczny między ciepłą powierzchnią oceanu a powietrzem arktycznym, które często napływa tu znad Labradoru. Akweny te są największymi źródłami pary wodnej oddawanej atmosferze przez oceany. Stamtąd para wodna rozprowadzana jest na północ i południe dzięki cyrkulacji atmosferycznej [Kaczorowska 1986].

Wilgotność powietrza można scharakteryzować, wykorzystując tzw. podstawowe wskaźniki higrometryczne: wilgotność bezwzględną, maksymalną i względną, niedosyt fizyczny i fizjologiczny wilgotności oraz punkt rosy. Ogólnie należy stwierdzić, że wilgotność powietrza zależy od temperatury powietrza i ciśnienia atmosferycznego (ryc. 5).

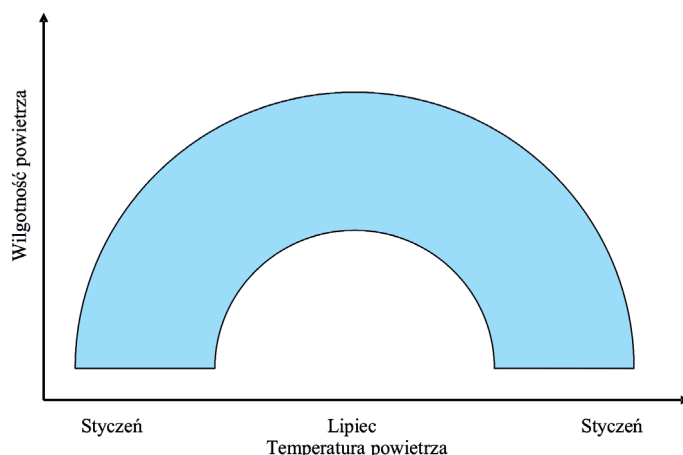
Wilgotność bezwzględna (q) jest to ilość pary wodnej (wyrażona w gramach) zawarta w 1 m³ powietrza w danej temperaturze i ciśnieniu atmosferycznym. Można ją wyrazić także w jednostkach ciśnienia jako ciśnienie parcjale wywierane przez parę wodną w powietrzu, czyli absolutną prężność pary wodnej (e) i wówczas wyrażana jest w mmHg lub hPa. Przy temperaturze 16,4°C wartości liczbowe wilgotności bezwzględnej i absolutnej prężności pary wodnej są sobie równe, tzn. 1 mmHg=1 g/m³:

- $t=16,4^{\circ}\text{C}$, to $q=e$;
- $t>16,4^{\circ}\text{C}$, to $q<e$;
- $t<16,4^{\circ}\text{C}$, to $q>e$.

Wzrost temperatury powietrza wzmacnia proces parowania, dzięki czemu wilgotność bezwzględna rośnie, dlatego w ciągu roku wskaźnik ten jest wyższy w lecie, a zimą gwałtownie spada (ryc. 6).



Ryc. 5. Zależność wilgotności od temperatury powietrza przy ograniczonych zasobach wody w środowisku



Ryc. 6. Roczny przebieg wilgotności bezwzględnej w warunkach Polski

Wilgotność maksymalna (Q lub E) jest to maksymalna ilość pary wodnej (wyrażona w gramach), jaka może się pomieścić w 1 m³ powietrza w danej temperaturze i ciśnieniu atmosferycznym. Można ją wyrazić także w jednostkach ciśnienia jako maksymalną prężność pary wodnej (E), czyli maksymalne ciśnienie parcjale wywierane przez parę wodną w powietrzu; wyrażana jest w mmHg lub hPa.

Wilgotność względna (f) jest to procentowy stosunek wilgotności bezwzględnej do wilgotności maksymalnej w danej temperaturze i ciśnieniu atmosferycznym. Określa stopień nasycenia powietrza parą wodną:

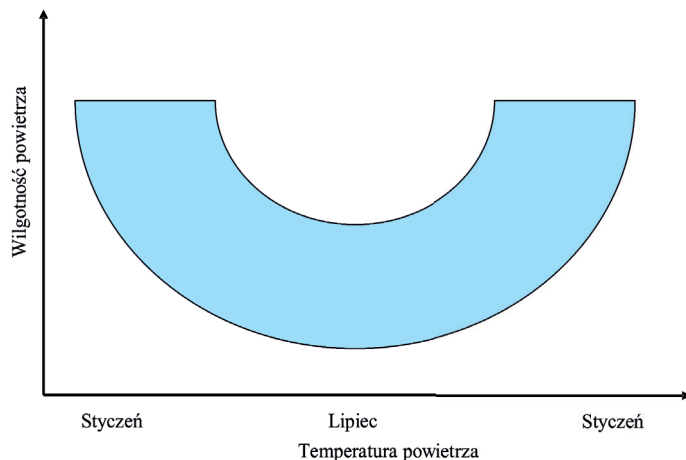
$$f = \frac{e}{E} \times 100 [\%]$$

gdzie:

E – wilgotność maksymalna w danej temperaturze,

e – wilgotność bezwzględna w danej chwili (absolutna prężność pary wodnej).

Najczęściej temperatura powietrza szybciej ulega zmianom niż wilgotność bezwzględna, zwłaszcza w rejonach, gdzie zasoby wody są ograniczone, dlatego przy wzroście temperatury powietrza obniża się wilgotność względna. W warunkach klimatycznych Polski wilgotność względna osiąga poziom minimalny w okresie letnim, a wartości maksymalne w zimie (ryc. 7).



Ryc. 7. Roczny przebieg wilgotności względnej w warunkach Polski

Biorąc pod uwagę szerokość geograficzną, należy stwierdzić, że wilgotność względna powietrza uzyskuje najniższe wartości w pasie podzwrotnikowym wysokiego ciśnienia, gdzie panuje wysoka temperatura i niska wilgotność spowodowana małą ilością źródeł wody [Kaczorowska 1986].

Niedosytem fizycznym wilgotności (D_f) określa się różnicę między wilgotnością maksymalną i wilgotnością bezwzględną w danej temperaturze i ciśnieniu atmosferycznym.

$$D_f = E - e \text{ [mmHg lub hPa]}$$

gdzie:

E – wilgotność maksymalna w danej temperaturze,

e – wilgotność bezwzględna w danej chwili (absolutna prężność pary wodnej).

Wskaźnik ten określa, ile jeszcze pary wodnej może pomieścić się w 1 m^3 powietrza w danej temperaturze i ciśnieniu atmosferycznym. Jego wielkość może również określać potencjalne możliwości parowania wody w danym środowisku. Przy wysokim niedosytcie wilgotności parowanie jest intensywne.

Niedosyt fizjologiczny wilgotności (N_f) jest to różnica między wilgotnością maksymalną dla temperatury 39°C i wilgotnością bezwzględną występującą aktualnie w środowisku powietrznym.

$$N_f = E_{39} - e \times \frac{T}{273} \times \frac{1000}{P - e} \text{ [hPa]}$$

gdzie:

E – wilgotność maksymalna w temperaturze 39°C ,

e – wilgotność bezwzględna w danej temperaturze (absolutna prężność pary wodnej).

T – temperatura powietrza w °K,
P – ciśnienie atmosferyczne w hPa.

Temperatura 39°C jest to średnia temperatura ciała wyliczona dla różnych gatunków zwierząt stałocieplnych, dlatego wskaźnik ten określa potencjalne możliwości parowania wody z błon śluzowych zwierząt (i człowieka). Jeżeli jego poziom jest wysoki, to powietrze w środowisku jest suche i dochodzi do znacznego przesuszania błon śluzowych u zwierząt i ludzi. Przesuszone błony śluzowe (np. jamy gębowej) tracą swoją elastyczność i powstają w nich mikropęknięcia, które wywołują pieczenie i ból (zwłaszcza w trakcie pobierania pokarmu) oraz umożliwiają wnikanie do organizmu drobnoustrojów, także chorobotwórczych. W takich warunkach dochodzi do nadmiernego wysychania skóry, przez co wzmagają się procesy złuszczenia naskórka, co jest niekorzystne dla organizmu.

Punktem rosy (τ) określa się temperaturę, przy której wilgotność bezwzględna staje się wilgotnością maksymalną:

$$t \rightarrow e = E$$

gdzie:

t – aktualna temperatura powietrza w °C,

E – wilgotność maksymalna w danej temperaturze,

e – wilgotność bezwzględna w danej chwili (absolutna prężność pary wodnej).

Wskaźnik ten jest ściśle związany ze zmieniającą się wraz ze zmianami temperatury pojemnością wodną powietrza. Określa on temperaturę, przy której rozpocznie się proces kondensacji pary wodnej. W wyższej temperaturze pojemność wodna powietrza i intensywność parowania są wyższe. Zazwyczaj także wilgotność bezwzględna w takich warunkach jest wyższa. Kiedy temperatura powietrza zaczyna się obniżać, zmniejsza się również pojemność wodna powietrza. Przy spadku temperatury dochodzi do sytuacji, w której aktualna wilgotność bezwzględna jest wilgotnością maksymalną, czyli para wodna nasycza powietrze w 100%. W takim przypadku w warunkach temperatury powyżej 0°C – nadmiar pary wodnej, która nie mieści się w chłodniejszym powietrzu, ulega wytrąceniu w postaci kropelek wody, czyli rosy, natomiast w temperaturach poniżej 0°C – w postaci kryształków lodu, czyli szronu.

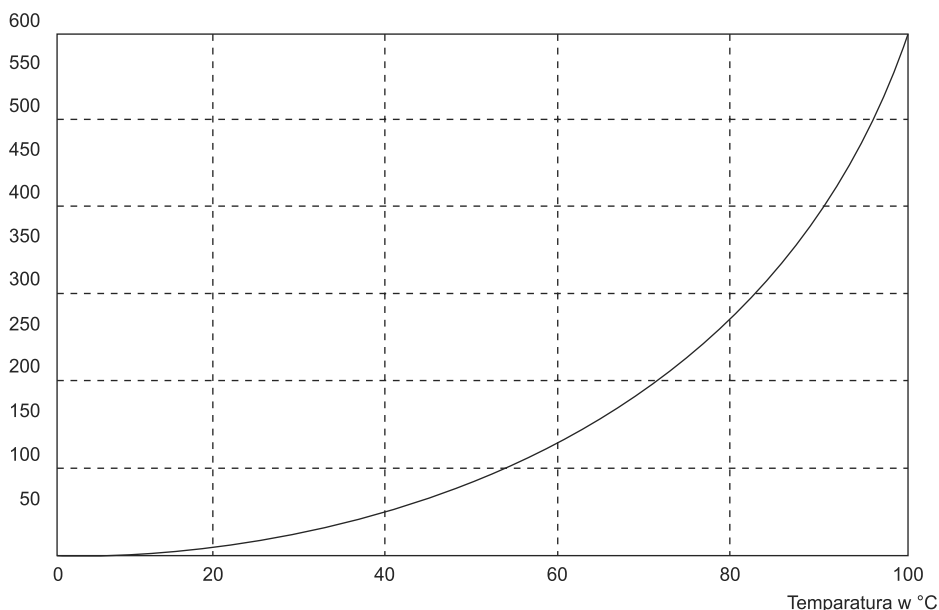
2.6. Zachmurzenie i opady atmosferyczne

Głównym źródłem pary wodnej w atmosferze jest proces jej parowania z powierzchni Ziemi. Powietrze atmosferyczne ma określoną pojemność wodną, czyli możliwości pomieszczenia i utrzymania pary wodnej. Cecha ta uzależniona jest przede wszystkim od temperatury powietrza – im wyższa temperatura, tym większa pojemność wodna powietrza (ryc. 8).

Aby para wodna mogła powrócić na powierzchnię Ziemi, musi ulec kondensacji (skropleniu), utworzyć chmury i opady atmosferyczne. Para wodna w powietrzu może zostać skroplona w wyniku jednego z dwóch procesów: jej zawartość (ciśnienie) w powietrzu musi się zwiększyć do uzyskania wartości maksymalnej albo temperatura powietrza musi się obniżyć, a wraz z nią zmniejszy się pojemność wodna. Do kondensacji pary wodnej w wyniku pierw-

szego procesu dochodzi w tych rejonach, gdzie temperatura powietrza jest w miarę wysoka, a zasoby wody nieograniczone (ciepłe morza i oceany). Wysoka temperatura intensyfikuje proces parowania, dochodzi do nasycenia powietrza parą wodną i jej skraplania. W Polsce taki proces zachodzi niezmiernie rzadko, gdyż zasoby wodne kraju są niewielkie, a dodatkowo średnia temperatura powietrza jest stosunkowo niska. Nasycenie powietrza parą wodną w wyniku intensyfikacji parowania można zaobserwować w okresie ciepłego wilgotnego lata. Najczęściej do kondensacji pary wodnej w powietrzu dochodzi przez obniżenie temperatury powietrza, a tym samym zmniejszenie pojemności wodnej powietrza. W takim przypadku wilgotność bezwzględna, czyli aktualna zawartość pary wodnej w powietrzu, staje się wilgotnością maksymalną (dochodzi do punktu rosy) i w powietrzu przesyconym parą wodną rozpoczyna się proces jej kondensacji [Kaczorowska 1986].

Para wodna (g/m³ powietrza)



Ryc. 8. Zależność pojemności wodnej powietrza od jego temperatury [Kaczorowska 1986]

Nieodzownym warunkiem skraplania pary wodnej jest obecność w powietrzu jąder kondensacji. Najczęściej są to ultramikroskopowej wielkości – o średnicy 1×10^{-6} centymetra, drobiny ciał stałych (pyły, dymy), ciekłych (kropelki roztworów soli morskich) lub gazowych (SO_3 , SO_2 , NH_3 i inne) o właściwościach higroskopijnych. Na nich osadzają się cząsteczki pary wodnej i w ten sposób rozrasta się kropelka wody. Jeżeli jądra kondensacji są opatrzone ładunkami elektrycznymi, to kondensacja pary wodnej może zachodzić w powietrzu o wilgotności względnej poniżej 100%. W efekcie kondensacji pary wodnej w atmosferze powstają skupiska kropelek wody lub kryształków lodu, które noszą nazwę chmur. Elementami składowymi chmur mogą być kropelki wody lub kryształki lodu (chmury lodowe), albo jedne i drugie. Lód jest ciałem krystalicznym i do jego wytworzenia konieczne są w powietrzu jądra krystalizacji – ciała stałe krystalizujące w układach takich samych jak lód lub zbliżonych

do niego (np. kryształki kwarcu). W atmosferze jest znacznie mniej jąder krystalizacji niż jąder kondensacji, dlatego przy ich braku w stanie ciekłym przy temperaturach znacznie poniżej 0°C znajdują się kropelki wody w stanie ciekłym. Taką wodę nazywa się wodą przechłodzoną [Kaczorowska 1986].

Ze względu na budowę chmury można podzielić na 3 klasy:

- wodne – składają się z kropelek wody i wody przechłodzonej; temperatura w nich może wynosić do -10°C;
- mieszane – w ich skład wchodzi kropelki wody przechłodzonej i kryształki lodu; temperatura dochodzi w nich do -30°C;
- lodowe – składają się wyłącznie z kryształków lodu; ich temperatura mieści się w przedziale od -30 do -50°C.

Mechanizmy powstawania chmur zależą od przyczyn kondensacji pary wodnej i procesów do niej prowadzących. Dzięki ich różnorodności powstają różne rodzaje chmur: wysokość ich występowania, wygląd, ogólna zawartość wody są odmienne, a także wywołują one różne skutki – wpływają na stopień zachmurzenia nieba oraz możliwość wystąpienia opadów atmosferycznych. Mechanizmy powstawania chmur [Kaczorowska 1986]:

- 1) W wyniku tworzenia się i przemieszczania ciepłego frontu atmosferycznego, gdy masa ciepłego, wilgotnego powietrza wślizguje się po równi pochyłej utworzonej przez powietrze chłodne. Ciepłe, wilgotne powietrze oziębia się w wyniku kontaktu z powietrzem chłodnym oraz przesuwania się coraz wyżej. Powstają chmury warstwowe rozciągające się poziomo na bardzo dużym obszarze, przykrywające jednolitą powłoką całe niebo w danym rejonie. Z cieńszych, średnich chmur warstwowych mogą wystąpić w miarę długotrwałe opady mżawki, natomiast z grubych chmur – opady deszczu lub śniegu.
- 2) Podobnie – w wyniku napływu drogą adwekcji ciepłej masy powietrza nad wychłodzone podłoże – powstają chmury warstwowe. Powietrze oziębia się od podłoża, para wodna kondensuje i nad dużym obszarem powstają chmury przykrywające niebo. Niskie grube chmury warstwowe przynoszą długotrwałe opady deszczu lub śniegu, najczęściej jednak o mniejszym natężeniu.
- 3) Podczas silnego nasłonecznienia i nagrzania podłoża dochodzi do ogrzania powietrza, które unosi się strugami. Przechodząc coraz wyżej, powietrze oziębia się adiabaticznie, para wodna kondensuje – w ten sposób powstają rozrastające się w pionie chmury kłębiaste. Pomiędzy takimi chmurami zawsze pozostają połacie błękitnego nieba. W naszych warunkach takie chmury rzadko dają opady deszczu.
- 4) W trakcie tworzenia się i przemieszczania chłodnego frontu atmosferycznego masa chłodnego powietrza, wbijając się pod masę ciepłą, wypycha ją. Tworzą się strumienie ciepłego powietrza, w których na pewnej wysokości dochodzi do kondensacji pary wodnej i tworzenia się chmur kłębiastych, masywnych, ciężkich, występujących nisko nad podłożem. Takie chmury mogą dawać krótkotrwałe, ale ulewne opady deszczu, często burzowe z gradobiciami.

Warunkiem wystąpienia z chmury opadu atmosferycznego jest odpowiednia wielkość elementów składowych danej chmury. Zbyt małe elementy (kropelki lub kryształki lodu) nie są w stanie przełamać bariery powietrznych prądów konwekcyjnych, które utrzymują je w chmurze (fot. 4). Jednak nawet gdyby się to udało, ich tarcie o cząsteczki powietrza w trakcie opadania spowodowałoby odparowanie z nich wody: przestałyby istnieć, zanim dosięgłyby podłoża. Tylko odpowiednia wielkość elementów składowych chmury gwarantuje opad (tab. 5).

Klasyfikacja chmur [wg Szwejkwskiego 1999]

Rodziny chmur	Wysokość podstawy chmury	Rodzaje chmur		Skrót międzynarodowy	Opady atmosferyczne	
		Nazwa polska	Nazwa łacińska		Rodzaj opadu	Charakter opadu
Chmury niskie	< 2500 m	kłębiasto-warstwowe	<i>Stratocumulus</i>	Sc	mżawka, drobna krupa śnieżna	o małym natężeniu
		warstwowe	<i>Stratus</i>	St	mżawka, igły lodowe, drobna krupa śnieżna	ciągły
		warstwowe deszczowe	<i>Nimbostratus</i>	Ns	deszcz, śnieg	ciągły
Chmury średnie	2500 – 6000 m	średnie kłębiaste	<i>Alto cumulus</i>	Ac	brak	
		średnie warstwowe	<i>Altostratus</i>	As	deszcz, śnieg, drobna krupa śnieżna	ciągły o małym natężeniu
Chmury wysokie	> 6000 m	pierzaste	<i>Cirrus</i>	Ci	brak	
		kłębiasto-pierzaste	<i>Cirrocumulus</i>	Cc	brak	
		warstwowo-pierzaste	<i>Cirrostratus</i>	Cr	brak	
Chmury o budowie pionowej	< 2500 m	kłębiaste	<i>Cumulus</i>	Cu	raczej brak	
		kłębiaste deszczowe (burzowe)	<i>Cumulonimbus</i>	Cb	deszcz, grad	przelotny, ulewny, burzowy z wyładowaniami atmosferycznymi

Ważnym warunkiem wystąpienia opadu atmosferycznego jest wysoka wilgotność powietrza pod chmurą, co zmniejsza możliwość parowania wody ze spadających kropelek. W obrębie chmury kropelki wody najpierw powiększają się poprzez przyłączanie cząsteczek pary wodnej, a po uzyskaniu wielkości granicznej, tj. średnicy 15 μm , poprzez zlewanie się (łączenie) kropelek wody. Na styku z powierzchnią lodu powietrze szybciej uzyskuje stan nasycenia parą wodną niż w kontakcie z powierzchnią wody. Jeżeli w chmurze znajdują się kropelki wody i kryształki lodu, to często powietrze przy kropelkach wody jest w niedosyć, a przy kryształkach lodu jest przesycone parą wodną. Skutkiem tego zjawiska jest parowanie kropelek wody i przyłączanie się cząsteczek pary wodnej do kryształków lodu – tak powstają w chmurze śnieżyńki. Jeżeli w trakcie wypadania śnieżynek z chmury natrafiają one na powietrze o temperaturze około 0°C lub wyższą, to ich obrzeża nadtapiają się, a zetknięcie się dwóch lub większej liczby takich śnieżynek powoduje ich zmrożenie. W ten sposób tworzą się płatki śniegu [Mołga 1983, Szwejkwski 1999 i 2001].

Skutkiem przemian fazowych wody w wyniku zmiennych warunków termicznych powietrza jest również powstawanie osadów atmosferycznych [Szwejkwski 1999].



Fot. 4. Chmury pierzaste i warstwowo-pierzaste, nigdy nie dają opadów atmosferycznych
[fot. E. Popiela]

Rosa powstaje w ciche, pogodne, bezchmurne noce pod wpływem silnego wypromieniowania ciepła z podłoża. W wychłodzonym od ziemi powietrzu rosa i cząsteczki pary wodnej osadzają się w postaci kropelek na przedmiotach, które mają największe zdolności wypromieniowania ciepła, lecz go nie przewodzą. Osadzające się kropelki zlewają się (łączą się) ze sobą, tworząc coraz większe krople, kapiące z przedmiotów, na których się osadziły.

Szron powstaje w warunkach analogicznych do rosy, ale w temperaturze poniżej 0°C (np. w czasie przymrozków). Wykształca się on w postaci piórek lodowych złożonych z pojedynczych lub stapiających się ze sobą kulek lodowych. Piórka lodowe najczęściej osadzają się na poziomych płaszczyznach i nie tworzą jednolitej powłoki: po potrząśnięciu elementem, na którym się osadziły, rozsypują się.

Szadź (lub sadź) jest to osad tworzący się na skutek zamarzania przechłodzonych kropelek wody (najczęściej mgły) na przedmiotach twardych. Osad ten powstaje od strony nawietrznej w postaci białego śnieżnego nalotu. Może powstawać o każdej porze doby. W zależności od siły wiatru szadź może być miękka (słaby wiatr) lub twarda (silny wiatr). Jej warstwa może być gruba i ciężka – łamią się gałęzie, konary, drzewa, słupy trakcji elektrycznej oraz zrywają przewody elektryczne lub telefoniczne.

W chłodnej porze roku na powierzchni gruntu i przedmiotów naziemnych tworzy się gładka, szklista powłoka lodowa – **gołoledź**. Istnieją dwie główne przyczyny jej powstania. Pierwsza, gdy na podłożu o temperaturze poniżej 0°C zamarznie deszcz lub mżawka. W tym przypadku powłoka lodowa może wykazać się znaczną trwałością. Druga, gdy na podłożu o temperaturze nieznacznie powyżej 0°C spadnie przechłodzony deszcz lub mżawka. Wówczas skorupa lodowa dość szybko roztapia się i zanika [Molga 1983].

2.7. Ciśnienie atmosferyczne

Atmosfera ziemiska otaczająca Ziemię ma masę obliczaną na wartość $5 \times 10^{15} \text{t}$, która wywiera na powierzchnię Ziemi ciśnienie o odpowiedniej wielkości. Nacisk, jaki wywiera słup powietrza o wysokości równej grubości atmosfery na powierzchnię 1 cm^2 , określa się mianem ciśnienia atmosferycznego. Za normalne ciśnienie atmosferyczne przyjmuje się ciśnienie, które w temperaturze 0°C (około 273 K) na poziomie morza i w szerokości geograficznej 45° jest równoważne ciśnieniu słupa rtęci o wysokości 760 mm i przekroju 1 cm^2 [Szwejkowski 1999].

Czynniki wpływające na zmiany ciśnienia atmosferycznego:

- temperatura powietrza;
- wilgotność powietrza;
- wysokość nad poziomem morza.

Ciśnienie atmosferyczne jest odwrotnie proporcjonalne do wysokości temperatury – wraz ze wzrostem temperatury spada. Na zależność tę wpływa fakt, że ciepłe powietrze jest lżejsze od chłodnego, przez co unosi się, powodując rozrzedzenie powietrza w warstwie przyziemnej i spadek ciśnienia. Ciśnienie atmosferyczne jest wprost proporcjonalne do gęstości powietrza, czyli wzrasta wraz ze wzrostem jego gęstości.

Wysokość nad poziomem morza stanowi istotny czynnik wpływający na zmiany ciśnienia atmosferycznego. Wraz ze wzrostem wysokości ciśnienie spada – początkowo szybciej, a następnie powoli. Przyczyną jest spadek gęstości powietrza (oraz jego ciężaru) wraz ze wzrostem wysokości. Na poziomie morza 1 m^3 powietrza waży średnio $1,3 \text{ kg}$, na wysokości 5 km – $0,735 \text{ kg}$, na 10 km – $0,411 \text{ kg}$, a na wysokości 20 km już tylko $0,087 \text{ kg}$. Drugą przyczyną spadku ciśnienia atmosferycznego wraz ze wzrostem wysokości nad poziomem morza jest zmniejszanie się grubości atmosfery, warstwy powietrza (słupa powietrza), dzięki czemu jego nacisk jest mniejszy [Mołga 1983, Szwejkowski 1999 i 2001].

Na zmiany ciśnienia atmosferycznego wpływają również zmiany wilgotności powietrza. Zawartość pary wodnej w powietrzu znajduje odzwierciedlenie w jego ciężarze, im powietrze zawiera więcej pary wodnej, tym staje się lżejsze, a to powoduje zmniejszenie jego nacisku na powierzchnię Ziemi. Podsumowując, wraz ze wzrostem wilgotności powietrza ciśnienie atmosferyczne spada.

Ciśnienie atmosferyczne zarówno w pobliżu powierzchni Ziemi, jak i w swobodnej atmosferze ulega ciągłym zmianom – podnosi się i opada. W umiarkowanych szerokościach geograficznych zmiany te mają zwykle charakter zmian nieokresowych. Chociaż są one stosunkowo niewielkie (na wysokości poziomu morza ciśnienie waha się w granicach $935\text{--}1035 \text{ hPa}$), mają istotny wpływ na kształtowanie się odpowiedniej pogody i jej przebieg oraz odgrywają bardzo ważną rolę w jej prognozowaniu. W meteorologii charakter zmian ciśnienia i ich wielkość określa się w ciągu ostatnich 3 godzin poprzedzających termin obserwacji synoptycznej. Wielkość tę nazywa się tendencją baryczną. Tendencja ujemna oznacza spadek, a dodatnia – wzrost ciśnienia atmosferycznego. Tendencja ujemna świadczy o pogarszaniu się pogody, a dodatnia sugeruje jej poprawę w następnych godzinach [Kaczorowska 1986].

2.8. Ruchy powietrza – wiatry

Ruchem powietrza nazywa się przemieszczanie mas powietrza z miejsca na miejsce. Bezpośrednią przyczyną ruchu powietrza jest różnica ciśnienia atmosferycznego w sąsiadujących

ze sobą rejonach. Zaburzenia równowagi ciśnienia działającego na cząsteczki powietrza przyczyniają się do ich ruchu. Na skutek niejednakowego nagrzania powierzchni Ziemi powstają różnice w poziomym rozkładzie temperatury powietrza na sąsiadujących ze sobą obszarach, co wpływa na różnice ciśnienia atmosferycznego. Dążąc do jego wyrównania na większym obszarze, powstanie różnic w ciśnieniu wywołuje ruch cząsteczek powietrza w kierunku spadku ciśnienia [Szejkowski 1999].

W zależności od płaszczyzny, w której dojdzie do powstania różnicy ciśnienia atmosferycznego, ruch powietrza może być:

- pionowy (konwekcje) – prądy wstępujące i zstępujące;
- poziomy (horyzontalny) – najczęściej nazywany wiatrem;
- ślizgowy – wślizgujące i ześlizgujące, np. przy frontach atmosferycznych;
- falowy – powstaje pod wpływem rzeźby terenu lub wzdłuż powierzchni inwersyjnej.

Ruchy poziome powietrza należą do najbardziej intensywnych w atmosferze, mimo że pionowy spadek ciśnienia jest wielokrotnie większy niż w płaszczyźnie poziomej. Przyczynia się do tego siła ciężkości, która utrudnia i spowalnia pionowy ruch cząsteczek powietrza.

Wiatr można scharakteryzować na podstawie:

- kierunku – strony świata, z której wieje, ma to wpływ na parametry termiczne wiatru; zależy przede wszystkim od rozmieszczenia na danym obszarze układów wyżowych i niżowych;
- prędkości wiatru – określonej drogi pokonanej w określonym czasie, decyduje o niej przede wszystkim wielkość różnicy ciśnień w sąsiadujących ze sobą rejonach; im większa różnica, tym większa prędkość wiatru;
- siły wiatru – nacisku, jaki masa powietrza wywiera na pionowe przeszkody;
- struktury wiatru – sposobu poruszania się cząsteczek powietrza, zależy on od szerokości koryta przepływu masy powietrznej; najczęściej do prędkości 4 m/s wiatr ma strukturę laminarną – cząsteczki powietrza poruszają się po torach równoległych, a powyżej 4 m/s struktura staje się turbulentna cząsteczki powietrza wykonują ruchy wirowe [Molga 1983].

Często w wiejącym wietrze można zauważyć pulsacje, czyli skokowe zmiany prędkości wiatru. Jeżeli do pulsacji dojdzie jeszcze częsta zmiana kierunku wiatru, wówczas takie zjawisko określa się mianem porywistości wiatru.

Zaburzenia regularności przepływu mas powietrznych są wynikiem siły tarcia cząsteczek powietrza o podłoże: im bardziej urozmaicone i szorstkie podłoże, tym większa siła tarcia i większe zaburzenia w kierunku i prędkości wiatru. W skali globu zaburzenia w poziomym ruchu powietrza wywołane są siłą Coriolisa, która nie działa tylko w pasie równikowym. Wzrost szerokości geograficznej zwiększa jej oddziaływanie. Na półkuli północnej zmienia ona pierwotny ruch powietrza na prawoskrętny [Szejkowski 1999].

Istnieją na Ziemi wiatry występujące tylko w określonych rejonach i charakteryzujące się cechami wynikającymi ze specyfiki regionu. Często określa się je mianem wiatrów miejscowych lub lokalnych. Zalicza się do nich np.: fen wiejący w Alpach, halny w Tatrach, bryzę nad morzem, monsun występujący na pograniczu Oceanu Indyjskiego i południowej Azji, bora w północnej części Adriatyku. W Polsce najbardziej charakterystycznymi wiatrami miejscowymi są: halny i bryza.

Wiatr halny jest wiatrem górskim, występuje w Karpatach i Sudetach. Po polskiej stronie gór tworzy się halny (w warunkach niżu barycznego), gdy po stronie południowej (czeskiej lub słowackiej) zgromadzi się chłodne powietrze i ukształtuje się obszar wysokiego ciśnienia.

Masa tego powietrza w wyniku gradientu ciśnienia wślizguje się po stoku dowietrznym. Na pewnej wysokości dochodzi do kondensacji pary wodnej, tworzą się chmury i występują opady atmosferyczne. Do szczytu gór dochodzi zimne powietrze, o małej zawartości pary wodnej. Pod wpływem gradientu ciśnień i grawitacji masa powietrza zaczyna opadać po stoku po stronie polskiej. Opadające powietrze nabiera prędkości i ogrzewa się adiabaticznie w wyniku tarcia o podłoże. W doliny spada wiatr o dużej prędkości, porywisty, ciepły, o małej wilgotności względnej, dlatego halny w okresie zimowym przynosi ocieplenie i odwilż, powodując szybkie topnienie śniegu.

Bryza jest wiatrem występującym w rejonie nadmorskim (wybrzeże Bałtyku). Charakteryzuje się zmiennością dobową – w dzień wieje od morza w stronę lądu, a nocą w przeciwnym kierunku. Przyczyną powstawania bryzy jest różnica w poziomie ogrzewania się wody i lądu w ciągu dnia i ochładzania w nocy, czego skutkiem jest powstawanie gradientu ciśnienia. W ciągu dnia ląd szybciej się ogrzewa i dzięki temu jest cieplejszy od morza. W związku z tym nad lądem kształtuje się niższe ciśnienie atmosferyczne, a nad morzem – wyższe. W dzień (około godziny 10.) bryza wieje od morza w stronę lądu, a jej zasięg wynosi około 10 km w głąb lądu. Bryza dzienna, zwana morską, jest wiatrem dość silnym i chłodnym. W nocy, kiedy ląd ochładza się szybciej niż morze, nad lądem formuje się układ wyższego ciśnienia, a nad morzem niższego, różnica ta sprawia, że w nocy bryza wieje od lądu ku morzu. Bryza nocna, zwana lądową, jest wiatrem słabym i cieplejszym, o niewielkim zasięgu w głąb morza [Szejnkowski 1999].

2.9. Masy powietrzne

Troposfera jest warstwą atmosfery bezpośrednio przylegającą do powierzchni Ziemi, dlatego jej właściwości fizyczne, zwłaszcza w dolnej części, uzależnione są od charakterystyki podłoża, nad którym zalega. Ze względu na zróżnicowanie powierzchni Ziemi troposfera w płaszczyźnie poziomej nie jest warstwą jednorodną. Składa się z mas powietrznych ściśle przylegających do siebie, ale różniących się właściwościami fizycznymi – przede wszystkim temperaturą, wilgotnością i zapyleniem. Te właściwości fizyczne mas powietrznych uzależnione są od charakterystycznych cech terenów, nad którymi formowały się i zalegały. Obszar, nad którym masa powietrzna się tworzyła i od którego przejęła cechy fizyczne, nazywa się terenem źródłowym. Najczęściej jest on ogromny i zajmuje wiele milionów kilometrów kwadratowych. Taką powierzchnię obejmującą swoim zasięgiem masy powietrzne, w pionie sięgające górnej granicy troposfery. Masy powietrzne są tworami mobilnymi, przemieszczającymi się z terenów źródłowych w inne rejony i przynoszącymi ze sobą powietrze o charakterystycznych cechach. Zwłaszcza w umiarkowanych szerokościach geograficznych przemieszczanie się mas powietrznych jest jednym z głównych czynników wpływających na radykalne zmiany pogody [Molga 1983, Szejnkowski 1999, 2001].

Według klasyfikacji termodynamicznej można wyodrębnić masy powietrzne ciepłe i chłodne (zimne).

Masę powietrzną określa się mianem chłodnej, jeżeli jej temperatura jest niższa od temperatury podłoża, nad które napływa. Dolną częścią ogrzewa się ona od podłoża i wytwarza równowagę chwiejną, sprzyjającą powstawaniu prądów konwekcyjnych i tworzeniu się chmur kłębiastych. Jeżeli różnica temperatury między masą powietrzną i podłożem jest niewielka,

a powietrze niesie ze sobą mało wilgoci, to prądy wstępujące są słabe. Wtedy noce i poranki są pogodne, od przedpołudnia do wieczora występują cumulusy pięknej pogody (*Cumulus humilis*), które pod wieczór zanikają. Pogoda jest ładna, ale bez upałów. Przy dużej różnicy temperatur występują silne prądy konwekcyjne, następuje rozwój masywnych chmur kłębiastych i kłębiastych burzowych. Najczęściej w okresie popołudniowym mogą wystąpić ulewne, przelotne deszcze, często z burzami [Molga 1983].

Masę powietrzną nazywa się ciepłą, jeżeli jej temperatura jest wyższa od temperatury podłoża, nad które napłynęła. Dolna część tej masy oziębia się od podłoża i wytwarza się w niej równowaga stała. Dochodzi do kondensacji pary wodnej w dolnej części masy i powstają chmury warstwowe. Przy dużej różnicy temperatur między masą a podłożem i dużej wilgotności powietrza chmury warstwowe są grube, pokrywają ogromne obszary nieba i występują z nich długotrwałe opady, zazwyczaj o niewielkim nasileniu. Jeżeli różnica temperatur jest niewielka, to chmury warstwowe są cienkie i często widać przez nie położenie Słońca.

Przy klasyfikacji mas powietrznych można wziąć pod uwagę teren źródłowy, nad którym dana masa się uformowała. Według takiej klasyfikacji geograficznej na pogodę w Europie Środkowej (i Polsce) mogą mieć wpływ masy arktyczne, polarne i zwrotnikowe. Przy czym każda z nich mogła się uformować nad lądem lub oceanem (albo morzem), dlatego może mieć charakter kontynentalny lub morski (tab. 6).

Powietrze arktyczno-morskie kształtuje się nad obszarem Grenlandii i Spitsbergenu, jest czyste, zimne i o małej wilgotności. Do Europy przemieszcza się przez północną część Oceanu Atlantyckiego, od którego częściowo się ogrzewa i nabiera wilgoci. Dzięki temu przyjmuje równowagę chwiejną. W lecie dodatkowo ogrzewa się od lądu i do Europy Środkowej przynosi chmury *Cumulus* i *Cumulonimbus*, z których mogą wystąpić przelotne opady deszczu, burze, a nawet gradobicia. W zimie dodatkowo oziębia się od kontynentu europejskiego i do Europy Środkowej przynosi najczęściej pogodę bezchmurną i mroźną.

Powietrze arktyczno-kontynentalne formuje się nad obszarem Arktyki, jest bardzo suche, zimne i czyste. Przemieszczając się na południe, kształtuje pogodę w Europie Środkowej. W zimie przynosi pogodę bezchmurną i bardzo silne mrozy, natomiast latem znaczne ochłodzenie, pojedyncze chmury *Cumulus*, bez opadów atmosferycznych.

W okresie zimy masy **powietrza polarno-morskiego** formują się nad obszarem Kanady. To one najczęściej kształtują pogodę w Polsce, przynosząc ocieplenie, odwilż, znaczny ładunek wilgoci i pogodę pochmurną. W masach tego powietrza dominują chmury warstwowe zakrywające olbrzymie połacie nieba i dające długotrwałe opady śniegu, deszczu ze śniegiem, deszczu lub mżawki. W lecie formują się w umiarkowanych szerokościach północnego Atlantyku. Do Europy Środkowej przynoszą równowagę chwiejną, pogodę raczej chłodną z chmurami kłębiastymi, które mogą dawać opady o charakterze burzowym.

Powietrze polarno-kontynentalne, po masie polarno-morskiej, jest drugą co do częstości kształtowania pogody w Polsce. W zimie formują się nad obszarem Syberii, wschodniej i środkowej części Europy oraz Skandynawii. Są to masy suche, czyste i bardzo chłodne – zwłaszcza w części dolnej. Ich dominacja w Europie Środkowej powoduje ukształtowanie się bardzo mroźnej i bezchmurnej pogody. Czasami na całym niebie mogą występować mgły i cienkie chmury warstwowe. Do Polski sprowadzają wyże syberyjskie. W lecie formują się w umiarkowanych szerokościach Eurazji, od silnie ogrzanego lądu przejmują równowagę chwiejną, przynoszą ładną pogodę – pojedyncze chmury *Cumulus*, raczej bez opadów. W tej masie powietrze jest silnie zapyłone.

Powietrze zwrotnikowo-morskie formuje się nad Oceanem Atlantyckim w pasie zwrotnikowym, w rejonie Wysp Azorskich. Termicznie ten rejon oceanu jest stabilny przez cały rok, dzięki czemu masa ta jest zawsze ciepła, wilgotna i czysta. Nad Polskę napływa ona bardzo rzadko, przynosząc wyż azorski – pogodę bardzo ciepłą i wilgotną. Latem mocno nagrzewa się od lądu i przynosi pogodę upalną, silne prądy konwekcyjne, dające ulewne opady deszczu i burze chmury *Cumulonimbus*. W zimie przynosi odwilż, niskie chmury warstwowe i opady mżawki.

Powietrze zwrotnikowo-kontynentalne niezależnie od pory roku formuje się w rejonie Bliskiego Wschodu, Bałkanów i północnej części Afryki. Charakteryzuje się wysoką temperaturą, bardzo niską wilgotnością i ogromnym zapyleniem. Zimą nie występuje praktycznie nad obszarem Polski. Latem nie jest zbyt często spotykany i przynosi upalną pogodę lub pojedyncze chmury *Cumulonimbus*, dające przelotne opady deszczu, a czasem gradobicia. Zdarza się, że w elementach gradu, który spada w Europie (w tym także na terenie Polski) uwięzione są pyły pustynne znad Sahary [Szwejkowski 1999].

Tabela 6

Średnie miesięczne temperatury różnych mas powietrza [Molga 1983, Szwejkowski 1999]

Masa powietrza	Średnia temperatura powietrza w miesiącu (°C)					
	I	III	V	VII	IX	XI
Arktyczno-kontynentalna	-19	-13	8	–	7	-10
Polarno-morska	-1	1	12	16	12	-2
Polarno-kontynentalna	-7	-5	13	20	11	-1
Zwrotnikowa	–	–	22	26	20	–

2.10. Fronty atmosferyczne

Masy powietrzne są mobilne i wraz z szeroko rozumianą cyrkulacją atmosferyczną przemieszczają się często na bardzo duże odległości. W umiarkowanych szerokościach geograficznych ścierają się ze sobą masy powietrzne o różnych właściwościach fizycznych, zwłaszcza ciepłe napływające z południa i chłodne – z północy. Cięższe chłodne powietrze stara się wcisnąć pod masę lżejszego ciepłego powietrza, a to z kolei wślizguje się ku górze po powietrzu chłodnym. Między tymi masami powstaje warstwa powietrza o właściwościach pośrednich, która rozgranicza obie masy – ciepłą i chłodną. Tę warstwę graniczną nazywa się powierzchnią frontową lub frontem atmosferycznym. Cechą charakterystyczną frontu atmosferycznego są duże, często skokowe, zmiany czynników meteorologicznych kształtujących pogodę, a zwłaszcza temperatury i wilgotności powietrza, prędkości i kierunku wiatru oraz ciśnienia atmosferycznego. Dlatego w jego obrębie występują znaczne, często i gwałtowne zmiany pogody, duże zachmurzenie i silne opady atmosferyczne. Przebieg powierzchni frontowej z powierzchnią Ziemi określa się mianem linii frontu [Molga 1983].

W zależności od kierunku ruchu frontu atmosferycznego względem usytuowania mas powietrznych ciepłej i chłodnej można wyróżnić trzy zasadnicze rodzaje frontów: ciepły, chłodny i zokludowany.

Front ciepły powstaje wówczas, gdy masa ciepłego powietrza napływa nad obszar, nad którym dominuje masa powietrza chłodnego. Powietrze ciepłe wślizguje się po masie powietrza chłodnego, tworząc powierzchnię frontową nachyloną pod bardzo małym kątem do podłoża. Masa wślizgującego się powietrza ciepłego poprzez powierzchnię frontową oziębia się od powietrza chłodnego oraz od unoszenia się. Na pewnej wysokości dochodzi do kondensacji pary wodnej i powstają chmury – najpierw pierzaste, następnie średnie warstwowe i warstwowe, które mogą dać występujące przed linią frontu długotrwałe opady o niewielkim nasileniu (fot. 5).

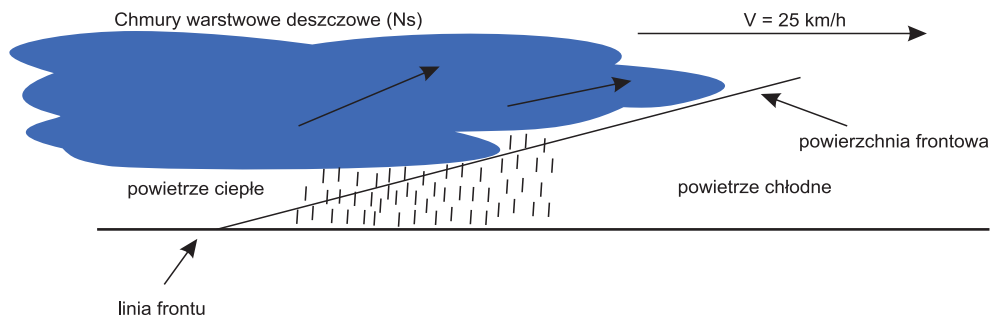


Fot. 5. Chmury pierzaste są zwiastunem nadchodzącego ciepłego frontu atmosferycznego
[fot. E. Popiela]

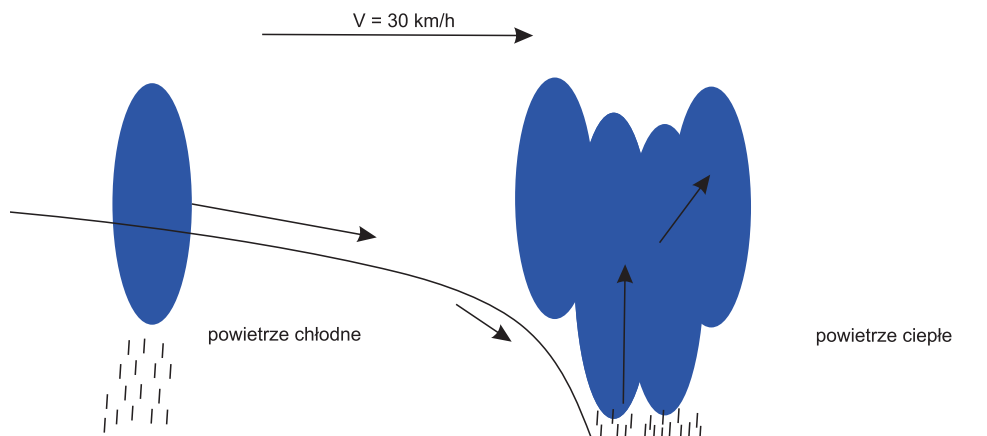
Gdy ustają opady, linia frontu przemieszcza się przez dany rejon (ryc. 9). Bardzo rzadko front ciepły przynosi chmury kłębiaste deszczowe i ulewne opady z burzami. Front ciepły jest bardzo rozległy, może obejmować swoim zasięgiem cały obszar Polski, a strefa opadów może mieć zasięg 200–500 km. Front ten przemieszcza się ze średnią prędkością około 25 km/h (od 20 do 40 km/h). Po przejściu frontu ciepłego spada ciśnienie atmosferyczne, zwiększa się wilgotność powietrza, a ogólne warunki biometeorologiczne pogarszają się [Szwejkowski 1999].

Front chłodny jest powierzchnią graniczną między ustępującą masą powietrza ciepłego i napływającą masą powietrza chłodnego. Powietrze chłodne, ciężkie przemieszcza się dołem, wbijając klinem pod masę powietrza ciepłego. Ze względu na znaczną siłę tarcia powietrza o podłoże klin ten z przodu jest zaokrąglony, tępy. W powietrzu ciepłym, intensywnie wypychanym do góry, dochodzi do spadku temperatury i kondensacji pary wodnej. Tworzą się chmury kłębiaste, z których za linią frontu mogą wystąpić intensywne, przelotne opady

deszczu, czasami także gradu (ryc. 10, fot. 6). Front ten przemieszcza się szybciej od ciepłego, z prędkością około 35 km/h, ale może osiągać do 50 km/h, dlatego zmiany pogody są szybsze. Po przejściu frontu chłodnego wzrasta ciśnienie atmosferyczne, zmniejsza się prędkość wiatru i ogólne warunki biometeorologiczne ulegają poprawie [Szwejkowski 1999].



Ryc. 9. Schemat frontu ciepłego

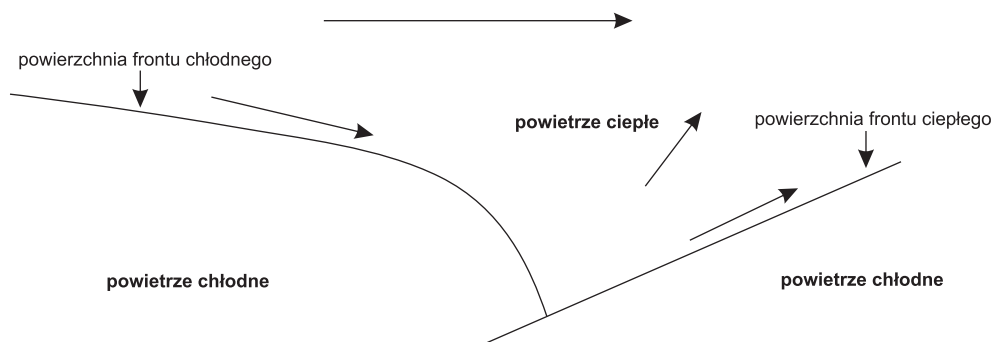


Ryc. 10. Schemat frontu chłodnego

Front zokludowany powstaje w wyniku nałożenia się dwóch frontów atmosferycznych – frontu chłodnego na front ciepły. Jeżeli za frontem ciepłym utworzy się front chłodny, to przy nierozległej masie powietrza ciepłego front chłodny dopędzi front ciepły i zacznie się na niego nakładać. Proces ten prowadzi do wypchnięcia ciepłego powietrza zalegającego między powierzchniami frontowymi (ryc. 11). Ewentualnym frontem zokludowanego jest sąsiedownienie ze sobą przez powierzchnię frontową dwóch mas powietrza chłodnego. W zależności od układu temperatur w tych masach okluzja może mieć różny charakter. Jeżeli temperatura w obu masach chłodnych zrówna się, to okluzja ma charakter normalny i taki front szybko ulegnie rozpadowi. W sytuacji gdy powietrze z przodu frontu będzie cieplejsze od tego z tyłu frontu, okluzja będzie miała charakter frontu chłodnego. Warunki pogodowe będą zbliżone do formujących się w trakcie przemieszczania się frontu chłodnego. Jeżeli powietrze chłodne z przodu frontu będzie chłodniejsze od tego z tyłu, to okluzja będzie miała charakter frontu



Fot. 6. Chmury kłębiaste są charakterystyczne dla frontu atmosferycznego chłodnego [fot. E. Popiela]



Ryc. 11. Schemat frontu zokludowanego

ciepłego. Warunki pogodowe będą zbliżone do tworzących się w trakcie przemieszczania się frontu ciepłego [Szwejkowski 1999].

W trakcie przemieszczania się frontów atmosferycznych wszystkie czynniki pogodotwórcze ulegają skokowym zmianom (znacznie i w krótkim czasie), co ma negatywny wpływ na homeostazę organizmów. W tym okresie uwidacznia się wiele dolegliwości u osób wrażliwych na zmiany pogody.

2.11. Elektryczność atmosferyczna

Pojęcie elektryczności atmosferycznej jest bardzo obszerne i obejmuje wiele zjawisk natury elektrycznej zachodzących w atmosferze. Zalicza się do nich między innymi:

- pole elektryczne atmosfery;
- jonizację powietrza;
- przewodnictwo elektryczne atmosfery;
- prądy elektryczne w atmosferze;
- ładunki elektryczne chmur i opadów;
- elektryczność burzową, czyli wyładowania atmosferyczne.

Pole elektryczne atmosfery powstaje i istnieje dzięki dodatnio naładowanej dolnej części stratosfery i ujemnie naładowanej powierzchni Ziemi. Te dwa elementy środowiska tworzą coś na kształt kondensatora płaskiego, którego dodatnią okładką jest stratosfera, a ujemną – powierzchnia Ziemi. Ogólny dodatni ładunek dolnej części stratosfery jest ciągle uzupełniany przez burze termiczne, występujące głównie w obszarach okołorównikowych. Ładują one stratosferę dodatnio do potencjału około 400 kV. Natomiast ogólny ujemny ładunek powierzchni Ziemi uzupełniany jest przez uderzające w nią w trakcie burz pioruny. Dzięki tym zjawiskom średnie natężenie naturalnego pola elektrycznego atmosfery wynosi 100–130 V/m.

Pole elektryczne atmosfery nie jest jednolite nad całą powierzchnią Ziemi, ale wykazuje okresowe i nieokresowe zmiany w wielkości jego natężenia. Wyodrębnić można jego zmienność przestrzenną i czasową. Zmienność przestrzenna charakteryzuje się tym, że natężenie pola elektrycznego atmosfery wzrasta nad wzniesieniami terenu, osłabia zaś w jego zagłębieniach, wykazuje się znikomymi wartościami pod drzewami i nie występuje w zamkniętych budynkach. Nad łąkami zmienność czasowa w okresie doby charakteryzuje się złożonym przebiegiem, ma dwa maksima: I rzędu występujące w godzinach 18–22 i II rzędu w godzinach przedpołudniowych; oraz dwa minima: I rzędu w godzinach 3–5 i II rzędu w godzinach popołudniowych (około godziny 16–17). Zmienność czasowa roczna (sezonowa) jest mniej skomplikowana, gdyż maksymalne natężenie pola elektrycznego atmosfery występuje w miesiącach zimowych (od grudnia do lutego), a minimalne w miesiącach późnoletnich (sierpień i wrzesień).

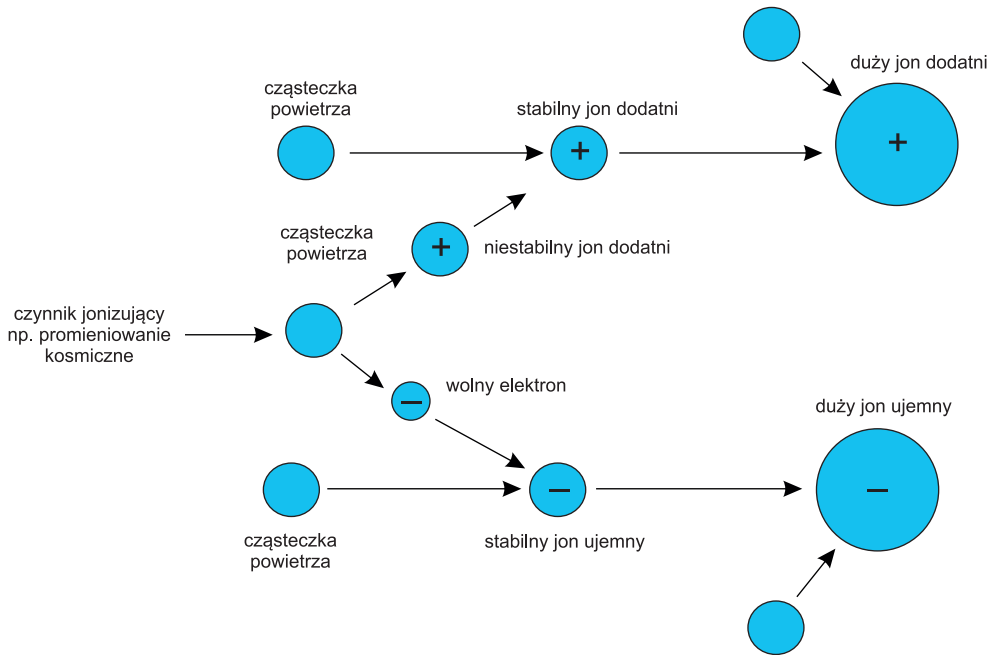
Jednak największe i najbardziej niekorzystne dla organizmów ludzi i zwierząt są zmiany nieokresowe pola elektrycznego atmosfery. Zachodzą one pod wpływem przemieszczających się nad danym obszarem chmur burzowych. Obecność tych chmur powoduje szybki wzrost natężenia pola elektrycznego do wielu dziesiątków tysięcy woltów na metr. Wyładowania atmosferyczne wywołują skokowe zmiany pola elektrycznego atmosfery, gdyż w ciągu 1 sekundy nawet w odległości 10 km od miejsca wyładowania pole zmienia się o 1000 V/m. Zmiany pola elektrycznego można zarejestrować nawet 100 km od miejsca wyładowania [Bogucki i wsp. 1999].

Najbardziej niebezpieczne dla organizmu człowieka są radykalne skokowe zmiany pola elektrycznego atmosfery. Jednak zdrowy organizm bez większych problemów dostosowuje swoje procesy biologiczne do zmian właściwości pola elektrycznego. Gorzej radzą sobie osoby mające różne schorzenia i defekty organizmu. Obserwuje się u nich zwiększenie częstotliwości ataków astmy, nasilenie dolegliwości bólów reumatycznych, pogorszenie zdrowia przy niewydolności układu krążenia, bóle głowy, a także zwiększenie odczucia zmęczenia fizycznego lub psychicznego.

Jonizacja powietrza

Cząsteczki powietrza mogą występować w postaci obojętnej pod względem elektrycznym, mogą być naelektryzowane albo występować jako jony, czyli cząsteczki obdarzone ładunkami elektrycznymi. Jony powietrza nazywane aerojonami mają duże znaczenie biologiczne.

Aerojony powstają wskutek działania energii jonizacyjnej na cząsteczkę lub atom obojętne elektrycznie. W wyniku tej energii dochodzi do wybicia jednego elektronu z ostatniej powłoki walencyjnej atomu obojętnej, który staje się niestabilnym pojedynczym jodem dodatnim (ryc. 12). Jeżeli ten jon połączy się z atomem obojętnym, to powstanie stabilny jon dodatni mający ładunek elektryczny rzędu $1,6 \times 10^{-19} \text{ C}$. W wyniku działania takiej samej energii jonizacji swobodny elektron może zostać wbity na ostatnią powłokę walencyjną atomu obojętnej i powstanie stabilny pojedynczy jon ujemny. W ten sposób stworzona zostanie para jonów małych: dodatni i ujemny. Jony małe mogą łączyć się ze sobą lub z pyłami znajdującymi się w powietrzu, tak powstają jony duże lub ultraduże, które wykazują ładunki rzędu wielu setek, a nawet tysięcy ładunków elementarnych [Simoni i Rojkowski 1986].



Ryc. 12. Schemat powstawania jonów powietrza [Kiełczowski, Bogucki 1972]

Potencjał jonizacji jest to ilość energii potrzebnej do wytworzenia jednego jonu z atomu lub cząsteczki gazu obojętnej, wyrażana jest w elektronowoltach, gdzie $1 \text{ eV} = 1,60186 \times 10^{-19} \text{ J}$. W środowisku naturalnym energii tej dostarczają jonizatory, do których zaliczyć można pierwiastki radioaktywne zawarte w skorupie ziemskiej i powietrzu (aktyn, rad, polon, uran, tor, radon oraz potas i rubid), a także promieniowanie kosmiczne.

Intensywność jonizacji określa się liczbą par jonów powstających w 1 cm³ powietrza w ciągu 1 sekundy. Intensywność jonizacji pierwiastków radioaktywnych w skorupie ziemskiej ocenia się na 4,0 J (czyli w 1 cm³ powietrza mogą powstać 4 pary jonów w ciągu 1 sekundy), pierwiastków w atmosferze – 4,6 J, a promieniowania kosmicznego przy powierzchni Ziemi na 1,5–1,8 J, ale jego intensywność rośnie wraz ze wzrostem wysokości [Simoni i Rokowski 1986].

Jonizację w przyziemnej warstwie powietrza mogą wywoływać także:

- efekt fotoelektryczny – strata elektronów pod wpływem światła; wrażliwe: metal, woda, lód, skały, rośliny; może zachodzić w chmurach pierzastych;
- promieniowanie nadfioletowe – jonizacja wyższych warstw atmosfery;
- rozbryzgiwanie wody, efekt Lenarda – rozbryzgiwane kropelki otrzymują ładunek dodatni, a w powietrzu powstają ładunki ujemne.

Innym sposobem jonizacji powietrza opartym na efekcie Lenarda jest ujemna jonizacja powietrza przez strugi wody z prysznica. Jony ujemne pozytywnie wpływają na organizm człowieka, stąd też kąpiel pod prysznicem sprawia przyjemność i daje szybki relaks [Bogucki i wsp. 1999].

Koncentracja jonów w powietrzu uzależniona jest od warunków środowiskowych. Średnia zawartość ujemnych jonów tlenu w powietrzu jest następująca:

- w powietrzu świeżym – 700–1 500 w 1 cm³;
- w powietrzu leśnym – około 15 000 w 1 cm³;
- w powietrzu miejskim – około 5–10 razy mniej niż w wiejskim, stąd utrata części sił witalnych przez mieszkańców miast.

Likwidacja jonów w powietrzu atmosferycznym może polegać na ich usuwaniu na drodze dyfuzji, adsorpcji – następującego na granicy silnie zjonizowanego powietrza glebowego i wolnego osiadania jonów na powierzchniach stykowych, np. pyłach czy konwekcji elektrycznej – przemieszczania się jonów wzdłuż linii sił pola elektrycznego. W środowisku zachodzi także rzeczywiste niszczenie jonów poprzez rekombinację, czyli łączenie ze sobą jonów takiej samej wielkości, ale przeciwnego znaku, lub też osiadanie jonów na dużych nienaładowanych cząsteczkach, np. pyłach.

Dobowa zmienność koncentracji jonów małych charakteryzuje się wzrostem koncentracji w późnych godzinach nocnych i rano, natomiast spadkiem koncentracji w okresie przedpołudnia. Zmienność jonów dużych jest odwrotna. W trakcie roku zmienność koncentracji aerojonów kształtuje się następująco: latem odnotowuje się jej wzrost, a zimą – spadek [Bogucki i wsp. 1999].

Ogólnie można stwierdzić, że jony pełnią w organizmie człowieka (i zwierząt) funkcje mediatorów fizjologicznych i warunkują reakcje organizmu na niektóre zmiany w środowisku. Ujemne jony powietrza wpływają korzystnie na zdrowie, samopoczucie, mniejsze męczenie się, dobry sen, rzeźkość i wzrost wydajności pracy. Natomiast aerojony dodatnie mają wpływ niekorzystny: zmniejszają sprawność układu oddechowego, powodują złe samopoczucie, zwiększanie wydzielania serotoniny, szybsze męczenie się, gorszą wydajność pracy. Przebywanie w pomieszczeniu z silnie dodatnio zjonizowanym powietrzem pogarsza sen, wypoczynek jest mało efektywny, spadają możliwości percepcji. Najsilniej przez układ oddechowy na organizm działają jony dodatnie dwutlenku węgla i ujemne tlenu. Dzięki licznym badaniom wpływu jonów powietrza na organizm powstała nowa gałąź w lecznictwie zwana aerojonoterapią, która stosuje poddawanie organizmu działaniu silnie zjonizowanego ujemnie powietrza. Zajmuje się ona leczeniem astmy oskrzelowej, nieżyty dróg oddechowych

(górných i dolnych), nosa, oparzeń, przyspieszaniem gojenia ran [Bogucki i wsp. 1999, Simoni, Rojkowski 1986].

Przewodnictwo elektryczne atmosfery

Jony znajdujące się w powietrzu poruszają się wzdłuż linii sił pola elektrycznego. W jednym kierunku poruszają się jony dodatnie, w przeciwnym jony ujemne. Przy założeniu, że każdy jon ma elementarny ładunek elektryczny, ilość energii elektrycznej przenoszonej przez każdy 1 cm² powierzchni w ciągu określonej jednostki czasu, czyli gęstość prądu, wynosi $1-4 \times 10^{-12}$ A/cm².

Przewodnictwo elektryczne atmosfery uzależnione jest od:

- ▶ liczby jonów (sumy jonów dodatnich i ujemnych);
- ▶ ruchliwości (jonów dodatnich i ujemnych);
- ▶ natężenia pola elektrycznego;
- ▶ wielkości ładunku elementarnego poszczególnych jonów.

Główne znaczenie w określaniu wielkości przewodnictwa elektrycznego atmosfery mają jony małe. Zmienność przewodnictwa elektrycznego atmosfery w 95% uzależniona jest od koncentracji jonów małych w powietrzu, gdyż są one najbardziej ruchliwe. Na tę zmienność także silny wpływ mają zmiany pogody oraz lokalnych warunków meteorologicznych.

Zmienność dobową przewodnictwa elektrycznego atmosfery objawia się tym, że wartości maksymalne występują około godziny 3, a minimalne około godziny 18. W okresie roku wartości średnie przewodnictwa elektrycznego atmosfery występują w czasie równonocy. Zimą są przeciętnie o 24% niższe, a latem przeciętnie o 24% wyższe [Simoni, Rojkowski 1986].

Nieokresowe zmiany przewodnictwa elektrycznego stanowią wskaźnik zmian zachodzących w powietrzu.

Nie wykazano jednoznacznego wpływu zmian przewodnictwa elektrycznego atmosfery na organizm człowieka. Zmienność dobową prawdopodobnie wpływa na dobową rytmikę umieralności ludzi. Z kolei zmienność sezonowa może mieć związek z przebiegiem epidemii choroby Heinego-Medina (łac. *poliomyelitis anterior acuta*). Na poparcie obu tych tez nie ma jednak wystarczających dowodów.

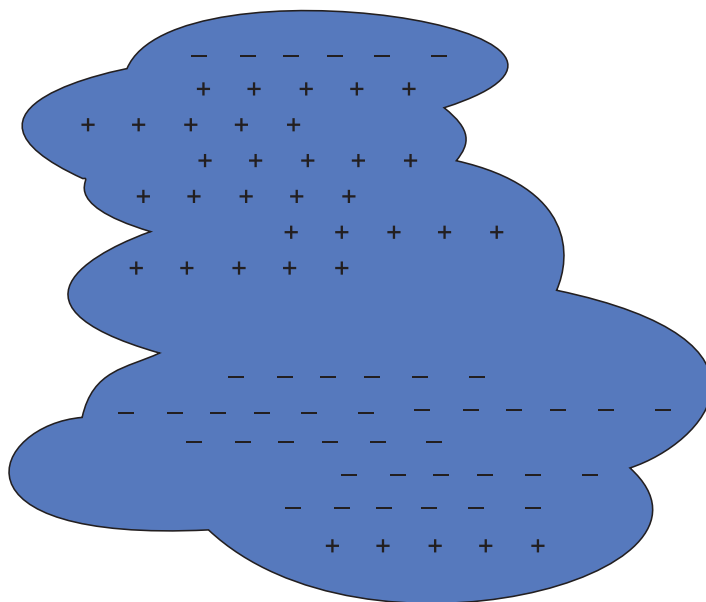
Elektryczność chmur i opadów

Kropelki wody wchodzące w skład chmur i opadów oraz zawarte w nich elementy stałe obdarzone są ładunkami elektrycznymi. Mgły na przykład w 75% mają ładunki jednoimienne, a ich średni ładunek wynosi od kilkudziesięciu do kilku tysięcy ładunków elementarnych. Podobne warunki istnieją w drobnocząsteczkowych chmurach niedających opadów, np. w chmurach pierzastych.

W chmurach deszczowych (kłębiaste deszczowe lub burzowe) zbudowanych z dużych kropeł wody i kryształków lodu powstają bardzo silne ładunki elektryczne. Krople deszczu mogą mieć ładunki rzędu $3-4 \times 10^{-3}$ bezwzględnych jednostek elektrostatycznych, czyli ładunek 10 milionów razy większy od ładunku elementarnego ($1,6 \times 10^{-19}$ C). Elementy stałe znajdujące się w kropkach wody lub kryształkach lodu mają podobne lub jeszcze większe ładunki.

W chmurach deszczowych, kłębiastych w wyniku silnych prądów konwekcyjnych i pionowego przemieszczania się kropeł wody i kryształków lodu dochodzi do silnej separacji

ładunków elektrycznych. Ładunki jednego znaku gromadzą się w jednej części, natomiast ładunki przeciwnego znaku w drugiej części chmury. W mocno wypiętrzonych chmurach *Cumulonimbus* (kłębiastych burzowych) ładunki dodatnie skupiają się w górnej części, a ujemne w dolnej. Jednak ponad ładunkami dodatnimi, w szczytowej powłoczce chmury, gromadzą się ładunki ujemne, a w jej najniższej dolnej powłoczce – dodatnie (ryc. 13).



Ryc. 13. Schemat rozmieszczenia ładunków elektrycznych w chmurze kłębiastej burzowej

Takie rozmieszczenie ładunków elektrycznych powoduje powstawanie olbrzymich różnic potencjałów elektrycznych między częściami chmury, chmurami lub między chmurami a powierzchnią Ziemi. Efektem tego są potężne przejawy aktywności elektrycznej atmosfery, które przyjmują postać wyładowań elektrycznych. Dochodzi do nich wówczas, gdy napięcie pola elektrycznego atmosfery, tj. przypadająca na jednostkę długości różnica potencjałów między częściami chmury lub między chmurą a powierzchnią Ziemi, osiągnie wartość krytyczną rzędu 25 000 do 50 000 V/m lub więcej. Wtedy różnica potencjałów wyrównuje się poprzez przeskoczenie iskry elektrycznej, czyli wyładowanie elektryczne – błyskawicę albo piorun (fot. 7). Błyskawice mogą występować między różnoimiennymi częściami chmury lub między chmurami. Natomiast piorunem nazywa się wyładowanie elektryczne między chmurą a powierzchnią Ziemi [Simoni i Rojkowski 1986].

Zarys powstania wyładowania elektrycznego typu chmura-Ziemia:

- wyładowanie wstępne skokowe utworzone przez lawinę elektronów – jej przewodni ładunek przesuwa się małymi skokami ku powierzchni Ziemi, każdy skok trwa około 1 mikrosekundy, a rozdzielające je od siebie przerwy około 50 mikrosekund;
- w ciągu około 0,02 sekundy koniec wyładowania wstępnego zbliża się do powierzchni Ziemi, łącząc się z ładunkami nagromadzonymi w jej najwyższym punkcie;

- rozpoczyna się drugi etap – wyładowanie pierwotne podąża od podłoża ku chmurze, ładunki dodatnie płyną około 0,0001 sekundy (jest 1000 razy silniejszy od prądu w sieci domowej);
- wytworzonym kanałem plazmowym przepływają ładunki ujemne wiele razy w dół i w górę – prędkość tego procesu jest tak duża, że obserwator widzi tylko pojedyncze błysnięcia;
- w czasie błyskawicy powietrze wokół niej rozgrzewa się do temperatury około 23 000°C, co powoduje nagłe rozprężenie powietrza, które słychać jako grzmot [Simoni, Rojkowski 1986].



Fot. 7. Błyskawica [fot. S. Nowacka]

Aby określić odległość wyładowania od miejsca, w którym znajduje się obserwator należy pomnożyć prędkość dźwięku, czyli 330 m/s, przez liczbę sekund, jaka upłynęła od błysku do grzmotu.

Wartość elektryczna błyskawicy jest trudna do oszacowania. Różnica potencjałów może dochodzić do setek milionów woltów na odcinku kilku kilometrów. Natężenie prądu w błyskawicy osiąga wartości rzędu dziesiątek tysięcy amperów. Błyskawica w ciągu ułamka sekundy przenosi ładunek elektryczny średnio 30 kulombów (1 kulomb $C=6,24 \cdot 10^{18}$ ładunków elementarnych, czyli ładunków elektronów lub protonów).

Wyładowania burzowe typu chmura-Ziemia doładowują ogólny ładunek ujemny powierzchni Ziemi, gdyż przenoszą ładunki ujemne z dolnej części chmury do podłoża.

Prawdopodobieństwo śmierci od pioruna wynosi jak 1 do 350 000. W latach 1940–1981 w wyniku uderzenia pioruna straciło życie ponad 7700 osób na świecie. Dla porównania, w wyniku tornad w tym okresie śmierć poniosło 5200 osób, a powodzi – 4500 osób [National Lightning Safety Institute].

Najważniejsze zalecenia zachowania bezpieczeństwa w czasie wyładowań atmosferycznych [www.fakt.pl/Jak-przezyc-uderzenie-pioruna-10-rad-FILMY,artykuly,74407,1.html - 26.10.2010]:

- w czasie burzy najbezpieczniej jest przebywać wewnątrz budynku – o ile to możliwe w ogóle nie wychodzić z domu lub schować się do najbliższego zamkniętego pomieszczenia;
- nie dotykać niczego, co jest zrobione z metalu – kaloryfery, rury, barierki;
- nie używać sprzętu elektrycznego i elektronicznego zasilanego z sieci – w przypadku uderzenia pioruna w druty napowietrzne jego prąd może dotrzeć do użytkownika;
- w czasie podróży samochodem – nie wysiadać z niego, metalowa konstrukcja nadwozia znakomicie ochroni od skutków bliskiego lub bezpośredniego uderzenia pioruna; nie dotykać metalowych elementów;
- na zewnątrz nie używać metalowych lub przewodzących elektryczność przedmiotów (wędkarze i golfiści);
- na plaży lub w czasie pływania łodzią należy jak najszybciej wyjść na brzeg;
- nie chować się pod drzewem (jest dobrym schronieniem przed deszczem, ale bardzo złym przed wyładowaniami elektrycznymi);
- na otwartej przestrzeni nie należy być najwyższym obiektem w okolicy (lepiej położyć się na ziemi niż stać), wystrzegać się samotnie stojących drzew;
- jeśli włosy „stają dęba” i zaczynają trzaskać iskierki w ubraniu, należy natychmiast położyć się na ziemię, jest to ostatni moment na ocalenie życia, w innym przypadku śmierć może nastąpić po kilku sekundach.

3. ZARYS WIADOMOŚCI O KLIMACIE ZIEMI

Klimatem określonego miejsca na Ziemi nazywa się charakterystyczny dla danego miejsca zespół procesów i zjawisk atmosferycznych stwierdzonych na podstawie wieloletnich obserwacji i danych meteorologicznych. Odnosi się do średnich stanów czynników atmosferycznych występujących w ciągu długiego okresu czasu liczonego w dziesiątkach lat. Jako normalny w badaniach klimatycznych przyjęto okres 30-letni, natomiast jako najkrótszy warunkowo dopuszczalny wyznacza się okres 10-letni. Klimat jest więc charakterystycznym ustrojem (normalny, regularny układ procesów i zjawisk), okresowo i nieokresowo zmieniającym się całokształtem warunków atmosferycznych oraz stanów pogody, właściwym dla danego obszaru i danego okresu czasu, określanym na podstawie wieloletnich obserwacji i pomiarów. Termin klimat odnosi się zawsze do długich przedziałów czasu. Niekiedy w określeniu klimatu zamiast *średniego stanu czynników atmosferycznych* używa się określenia *najczęściej występujące stany*. Uważa się, że w wielu przypadkach jest to właściwsze przy opisywaniu danego klimatu [Mołga 1983, Szwejkowski 1999].

Klimat był, jest i będzie zawsze elementem środowiska geograficznego każdej przestrzeni geograficznej wypełnionej jakąś materią i zachodzącymi w niej procesami, niezależnie od tego, czy jest to obszar zamieszkały, czy też pustkowie. Zawsze jest zlokalizowany i odnosi się do konkretnego terenu, którego położenie geograficzne można ściśle określić – nie jest więc abstrakcją. Odrębnym zagadnieniem jest to, czy dany klimat sprzyja występowaniu i rozwojowi życia biologicznego, oraz na jak bujny rozwój życia pozwala.

Znaczenie pojęcia *klimat* ulega zmianie wraz z rozwojem nauki i doskonaleniem metod badawczych w tej dziedzinie. Pojęcie *klima* (od słowa *klinein*) wprowadzone zostało prawdopodobnie już przez Hipokratesa (460–377 r. p.n.e.), a odnosiło się do nachylenia promieni słonecznych względem płaszczyzny horyzontu, czyli wiązało się z położeniem Słońca – jego zmianami dobowymi i rocznymi. Z tym z kolei łączyła się długość dnia, natężenie oświetlenia, temperatura powietrza, itp. [Kaczorowska 1986].

Klimat danego obszaru uzależniony jest od współdziałania bardzo wielu czynników, między innymi od: szerokości geograficznej, wysokości nad poziomem morza, właściwości ogólnej cyrkulacji atmosferycznej, pionowej konfiguracji terenu, rozkładu lądów i mórz, prądów morskich, szaty roślinnej oraz szeroko rozumianej działalności człowieka [Szwejkowski 1999].

Szerokość geograficzna jest jednym z najważniejszych czynników wpływających na kształtowanie klimatu. Związane jest z nią najwyższe położenie Słońca oraz długość dnia i nocy, bezpośrednio wpływa ona na bilans promieniowania słonecznego w danym rejonie. Kąt padania promieni słonecznych, który jest zależny od szerokości geograficznej, decyduje o ilości ciepła, jaką powierzchnia Ziemi otrzymuje od Słońca. Stąd też najcieplejsze są rejony okołorównikowe (o małych szerokościach geograficznych), a najzimniejsze – obszary oko-

biegunowe z surowym klimatem (o dużych szerokościach geograficznych). Tę zależność znali już starożytni Grecy, stąd nazwa *klimat* od greckiego *klinein*, czyli nachełnienie.

Wysokość nad poziomem morza również ma ogromny wpływ na tworzenie się określonego klimatu. Wraz z jej wzrostem zmieniają się parametry meteorologiczne – spada temperatura powietrza, obniża się ciśnienie atmosferyczne i ciśnienie cząsteczkowe tlenu, zmniejsza się gęstość powietrza i staje się ono bardziej czyste. Dodatkowo, duże masywy górskie cechują się własnym, odrębnym klimatem w znacznym stopniu uzależnionym od wystawy stoku. Także miejscowości górskie mają swoją specyfikę klimatyczną, dlatego też wyodrębnić można klimat górski. Pasma górskie często są granicami stref klimatycznych. Pasma wysokich gór stanowią przeszkodę dla swobodnej cyrkulacji powietrza i rozprzestrzeniania się ciepła i wilgoci na większe obszary, np. równoleżnikowe usytuowanie Gór Atlas sprawia, że po ich północnej stronie znajduje się kraina zasobna w wilgoć, z żyznymi polami uprawnymi, a po stronie południowej spalona jest promieniami słonecznymi Sahara.

Ogólna cyrkulacja atmosferyczna, czyli przemieszczanie się mas powietrznych o określonych cechach fizycznych, w bardzo istotny sposób wpływa na warunki klimatyczne danego obszaru. Przyczynia się ona do rozprzestrzeniania ciepła gromadzonego w strefie okołorównikowej na północ i na południe od równika. Między innymi dzięki cyrkulacji atmosferycznej rejon równika nie pali się w Słońcu, a na szerokościach umiarkowanych występują warunki sprzyjające rozwojowi życia. Jednak zjawisko to jest bardzo skomplikowane i nie określa tylko ruchu na północ i na południe mas powietrza ogrzanego od równika. Dochodzą do tego jeszcze zawirowania powierza, które powstają głównie w strefie umiarkowanej oraz nad kontynentami. W związku z nieregularnościami tego czynnika rejony leżące mniej więcej na tej samej szerokości geograficznej (ale na różnej długości) cechują się odmiennymi warunkami klimatycznymi, gdyż są pod wpływem innych mas powietrznych, np. rejon Bordeaux we Francji (ciepłe masy oceaniczne) i rejon Władywostoku (zimne masy kontynentalne) – zwłaszcza w zimie [Molga 1983].

Rozkład lądów i mórz (oceanów) decyduje o możliwościach termicznych danego obszaru, a także jego zasobności w wilgoć. Morza i oceany cechujące się dużą pojemnością cieplną ogrzewają się powoli, ale również powoli oddają energię cieplną. Uzyskiwana przez powierzchnię wody energia rozprzestrzenia się na znaczne głębokości, co wpływa na dużą stabilność termiczną tego podłoża. Ma to ogromne znaczenie dla dobowych i rocznych zmian temperatury powietrza, które nad morzami i oceanami są znacznie mniejsze niż nad lądami. Na lądzie ciepło nie przenika zbyt głęboko i nie obejmuje dużych mas gruntu, dlatego lądy szybciej się ogrzewają, ale i szybciej tracą ciepło. Powoduje to także znaczne zmiany temperatury powietrza przy powierzchni lądów. Czynnikiem ten decyduje o wyodrębnieniu klimatu morskiego, charakteryzującego się chłodniejszymi, wilgotnymi wiosnami i łagodnymi zimami, oraz klimatu kontynentalnego o mroźnych zimach, ale upalnych i suchych latach, z dużymi wahaniami dobowymi i rocznymi temperatur.

Prądy morskie kształtują warunki klimatyczne na otaczanych przez siebie lądach. Współuczestniczą w rozprzestrzenianiu ciepła równikowego na większe szerokości geograficzne. Ciepłe prądy oceaniczne powodują znaczne podwyższenie temperatury powietrza w rejonach położonych na wyższych szerokościach geograficznych, niż wynikałoby to z kąta padania promieni słonecznych. Prąd Zatokowy zwany Gólfstromem, wypływający z Zatoki Florydzkiej i skierowany w stronę wysokich szerokości geograficznych Oceanu Atlantyckiego, powoduje podwyższenie temperatury powietrza (i zmniejszenie jej amplitudy),

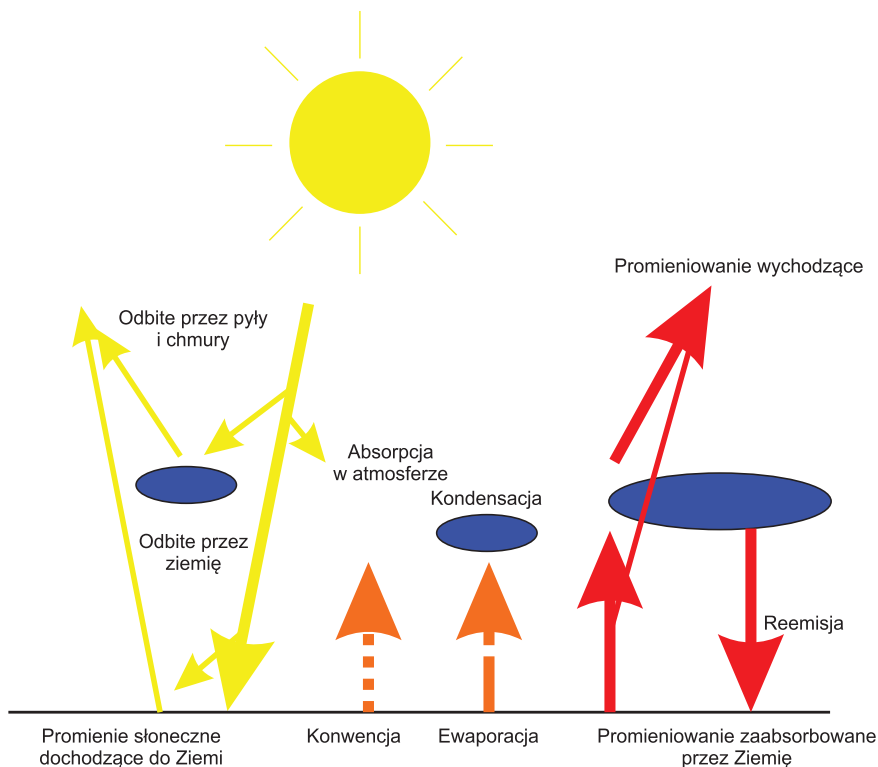
wzrost ilości opadów na przemian z okresami suszy. Uważa się go za jeden z głównych czynników ogrzewających Europę, zwłaszcza Zachodnią, Środkową i Północną. Sądzi się, że jego ustanie było główną i bezpośrednią przyczyną występowania w Europie zlodowaceń na ogromną skalę. Natomiast chłodne prądy morskie, np. Prąd Kalifornijski, mimo ich położenia bardziej na południe powodują obniżenie temperatury powietrza w danych rejonach [Molga 1983].

Szata roślinna jest uformowana przez warunki klimatyczne danego rejonu, gdyż to temperatura i wilgotność decydują o możliwości rozwoju i obfitości występowania określonych gatunków roślin. Jednak rozwinięta szata roślinna znacząco oddziałuje na klimat tego obszaru. Od rodzaju roślinności i jej obfitości zależy wymiana energii między podłożem a warstwami powietrza. Roślinność znacznie zmniejsza pochłanianie energii cieplnej przez podłoże, co wywiera wpływ na jego niższą temperaturę i przekłada się na niższą temperaturę powietrza na danym obszarze. Rośliny są również elementem środowiska zdolnym do gromadzenia znacznych ilości wody w czasie opadów, którą wydatkują w okresie jej niedoboru. Dzięki temu środowisko zasobne w szatę roślinną cechuje się także wyższą wilgotnością [Molga 1983].

Człowiek potrafi w sposób istotny dokonać zmian w klimacie na danym obszarze poprzez zmiany w krajobrazie i modyfikację środowiska naturalnego. Najczęściej są to zmiany klimatu lokalnego poprzez tworzenie sztucznych jezior czy wycinanie lasów lub przeciwnie – przez nasadzenia drzew, lasów, pasów wiatrochronnych itp. Poprzez działalność gospodarczą, nadmierną emisję pyłów i niektórych gazów człowiek wpływa także na klimat globalny [Molga 1983].

3.1. Efekt cieplarniany

Bardzo ważnym zjawiskiem wpływającym w ogromnym stopniu na warunki klimatyczne Ziemi jest efekt cieplarniany. Jest to zjawisko naturalne i pozytywne dla Ziemi (ryc. 14 i 15). Gazami cieplarnianymi w atmosferze o największym wpływie na tworzenie się efektu cieplarnianego są: dwutlenek węgla i para wodna. Ich oddziaływanie na warunki termiczne Ziemi jest ogromne: przepuszczają one promienie słoneczne w kierunku powierzchni Ziemi, ale blokują wydostawanie się promieni ciepłych emitowanych przez podłoże do atmosfery. Dzięki istnieniu tego zjawiska dolne warstwy troposfery oraz powierzchnia Ziemi mają średnią temperaturę na poziomie około $+15^{\circ}\text{C}$. Gdyby tak nie było, średnia temperatura na powierzchni Ziemi wynosiłaby -18°C [Jaworowski 1998]. Udział tych dwóch gazów w tworzeniu efektu cieplarnianego nie jest jednakowy. Para wodna jest najważniejszym gazem absorbującym długofalowe promieniowanie słoneczne i ziemskie. Jej bezpośredni wpływ na efekt cieplarniany wynosi 36–66%, natomiast razem z chmurami jest odpowiedzialna za 66–85%. Dwutlenek węgla (CO_2) odpowiada za 9–26%, a ozon (O_3) za 7 procent efektu cieplarnianego. Inne gazy cieplarniane (w tym głównie metan, tlenki azotu i freony) są odpowiedzialne za 8 procent zjawiska. Gazy takie jak: para wodna, dwutlenek węgla (CO_2), metan (CH_4), ozon (O_3), freony (CFC), podtlenek azotu (N_2O), halon, gazy przemysłowe (HFC, PFC, SF_6) nazywane są gazami cieplarnianymi (GHG). Efekt cieplarniany spowodowany wyłącznie przez dwutlenek węgla nazywa się efektem Callendara [Le Treut i wsp. 2007].

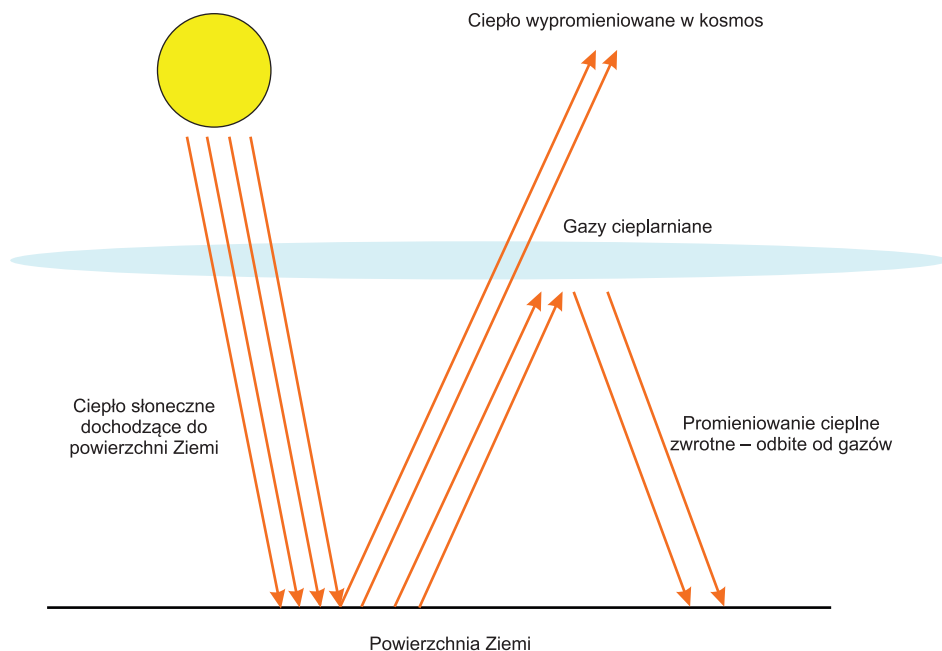


Ryc. 14. Uproszczony bilans energetyczny Ziemi [Kiehl, Trenberth 1997]

Bez efektu cieplarnianego najniższe warstwy atmosfery miałyby temperaturę średnią na poziomie -19°C , co oznacza, że Ziemia w całości byłaby pokryta lodem [Le Treut i wsp. 2007].

W ciągu ostatnich 100 lat zawartość CO_2 w atmosferze znacznie się zwiększyła. Jeszcze przed erą przemysłową wynosiła ona 280 ppm, a w roku 2005 była już na poziomie 387 ppm. Zakłada się, że jeżeli produkcja i emisja dwutlenku węgla nie ulegnie zmniejszeniu oraz nie zaprzestanie się wycinania lasów (w Brazylii tylko w 1 roku wycięto i spalono ponad 8 mln ha lasów tropikalnych), to jego poziom w powietrzu podwoi się w okresie krótszym niż 100 lat. Podwojenie stężenia dwutlenku węgla w atmosferze spowoduje bezpośredni wzrost temperatury o około $1,7^{\circ}\text{C}$. Nie jest to jednak ostateczny efekt cieplny, takie ocieplenie przyczyni się do ewapotranspiracji i parowania z wolnej powierzchni wód i gleby, a dodatkowe ilości pary wodnej w atmosferze będą potęgowały efekt cieplarniany (działa efektywniej niż dwutlenek węgla). Sumaryczny efekt cieplarniany podwojenia stężenia dwutlenku węgla i wzrostu stężenia innych gazów o podobnym działaniu może przyczynić się do podniesienia średniej temperatury Ziemi o około 4°C . Spowoduje to przede wszystkim topnienie dużych mas lodowców na obu półkulach, w wyniku czego poziom mórz i oceanów może podnieść się o 1 metr, co doprowadzi do utraty olbrzymich połaci lądu (tereny zamieszkałe przez $\frac{1}{3}$ ludności Ziemi). Przesunięciu ulegną strefy klimatyczne, co wywoła zaburzenia stosunków wodnych na Ziemi i obiegu wody między powierzchnią Ziemi a atmosferą. Niektóre rejony będą sukcesywnie pustoszyły, a inne staną się bagienne. W umiarkowanych szerokościach geograficznych ocie-

plenie, prawdopodobnie, będzie o 50% większe od przeciętnego. W Polsce średnia rocznych temperatura może wzrosnąć nawet o 3,5°C, a w styczniu o 5°C, co spowoduje wzrost intensywności parowania o 30%, a odpływ wód o 50–100%. Zmiany te spowodują występowanie długich okresów suszy i krótkich z ulewnymi deszczami, które przyspieszą erozję gleby [Hansen i wsp. 2005, Lindzen 1990, Szwejkowski 1999, Tans 1989].



Ryc. 15. Schemat efektu cieplarnianego [Le Treut i wsp. 2007]

3.2. Charakterystyka klimatu Europy

Ogólnie można stwierdzić, że w Europie uformowały się i istnieją dwie strefy klimatyczne, pomiędzy którymi granica biegnie od zachodu na wschód poprzez Pireneje, południową granicę Francji, wzdłuż Alp i Gór Bałkanu po Grecję. Na północ od tej granicy rozciąga się strefa klimatu umiarkowanego, a na południe od niej strefa klimatu podzwrotnikowego (subtropikalnego). Zatem, w tej drugiej strefie leży znacznie mniejsza część Europy z półwyspami: Pirenejskim, Apenińskim i Bałkańskim oraz Grecja.

Strefa umiarkowana jest znacznie zróżnicowana pod względem warunków klimatycznych ze względu na oddziaływanie w niej z zachodu Oceanu Atlantyckiego, ze wschodu klimatu kontynentalnego, a z północy mas powietrza arktycznego. Dlatego też zachodnia część Skandynawii, podlegająca wpływowi Atlantyku, cechuje się w miarę łagodnymi zimami ze średnimi temperaturami stycznia w granicach od -1 do +1,5°C, w części środkowej od -5 do -10°C, natomiast w północno-wschodniej do -15°C. W lecie natomiast przeważają wiatry północne i chłodne masy arktyczne, stąd też w lipcu temperatura waha się od 11 do 16°C.

Zachodnia i środkowa część tej strefy ma klimat łagodny, co jest skutkiem silnego oddziaływania powietrza atlantyckiego. Jednak im dalej od zachodnich wybrzeży Europy, tym mniejszy jego wpływ, a wzrasta oddziaływanie powietrza kontynentalnego z masami arktycznymi. Wynikiem takiego układu jest wyraźny spadek średniej temperatury stycznia wraz z przesuwaniem się ku wschodowi: zachodnie wybrzeża Europy – temperatura od +6 do 0°C, środkowa Europa do -3°C, a wschodnia do -10°C. W lecie oddziaływanie powietrza oceanicznego jest znacznie mniejsze, gdyż szybko transformuje ono w wyniku ogrzania od lądu w powietrze kontynentalne. Stąd też temperatura wzrasta wraz z przesuwaniem się ku wschodowi ze średniej od 15–18°C na zachodzie do 20–22°C w środkowej części. Amplituda roczna temperatur również wzrasta wraz z oddalaniem się od wybrzeża atlantyckiego na wschód: na zachodzie wynosi 10–15°C, a w części środkowej 20–25°C, a nawet do 30°C. Równomierność roczna opadów też maleje ku wschodowi od 550 do 880 mm na nizinach do 1500, a nawet 2000 mm w górach.

Strefa subtropikalna (podzwrotnikowa) prawie w ciągu całego roku jest pod wpływem powietrza zwrotnikowego morskiego, z tym że wschodnia część tej strefy w lecie podlega oddziaływaniu powietrza zwrotnikowego kontynentalnego. Strefa ta w zimie charakteryzuje się częstymi opadami atmosferycznymi oraz łagodnymi temperaturami – w styczniu 10–12°C, w centrum półwyspów 2–5°C. Natomiast latem jest tam mało opadów, gdyż przeważają układy wyżowe związane z Wyżem Azorskim. W okresie zimy, czasami, przemieszczają się do tej strefy masy powietrza chłodnego ze strefy umiarkowanej, co powoduje obniżenie temperatury i powstawanie na wybrzeżach Morza Śródziemnego i Adriatyku wiatru zwanego mistralem lub borą. W lecie na Sycylii często wieje suchy i gorący wiatr zwany sirocco [Molga 1983]. Już starożytni Rzymianie wiedzieli, że wiatr ten ma negatywny wpływ na psychikę człowieka. Dlatego, jeżeli ktoś popełnił przestępstwo w okresie, gdy wiał sirocco, to nie był za nie karany.

3.3. Charakterystyka klimatu Polski

Na klimat Polski wpływa położenie geograficzne pomiędzy 49 a 55 stopniem szerokości geograficznej północnej i 14 a 24 stopniem długości geograficznej wschodniej oraz brak wyżyn o kierunku południkowym. Przebieg Sudetów i Karpat o kierunku równoleżnikowym oraz sąsiedztwo Morza Bałtyckiego powodują określone warunki działania podstawowych czynników klimatotwórczych. Brak przeszkód terenowych dla mas atmosferycznych napływających ze wschodu, z zachodu i z północy oraz niewielkie odległości od powierzchni mórz i oceanów powodują występowanie zarówno klimatu morskiego, jaki i kontynentalnego. Dlatego klimat Polski określany jest jako umiarkowany przejściowy między klimatem kontynentalnym wschodniej Europy i klimatem morskim zachodniej Europy. Ta przejściowość klimatu objawia się wyjątkowo dużą zmiennością i różnorodnością typów pogody. W danym rejonie Polski nawet w ciągu kilku godzin mogą występować znaczne wahania wielkości czynników meteorologicznych. Przyczynia się do tego przede wszystkim przenikanie na teren naszego kraju mas powietrznych o różnych właściwościach fizycznych, co jest przyczyną przemieszczania się różnych układów barycznych i frontów atmosferycznych. Jeżeli w naszym rejonie dominują masy powietrza morskiego, to zimy są łagodne, a lata chłodne i wilgotne. W przypadku dominacji mas kontynentalnych zimy są mroźne, a lata suche i upalne. Przy czym

zmiennosc występowania mas powietrznych na obszarze Polski jest tak duża, że tak w zimie, jak i w lecie warunki pogodowe mogą ulegać częstym zmianom. W zależności od występowania typów pogody w poszczególnych latach zdarzają się istotne odchylenia od średniej wieloletniej. Adwekcje mas powietrznych o różnych właściwościach fizycznych powodują anomalie klimatyczne, które mogą obejmować poszczególne miesiące, a także całe lata. Najczęściej (46% dni w roku) pogodę nad Polską kształtują przemieszczające się masy powietrzne polarno-morskie, które w zależności od pory roku przynoszą różną pogodę – w lecie ochłodzenie, w zimie ocieplenie i odwilż. Masy polarne kontynentalne zazwyczaj kształtują pogodę w Polsce w okresie zimy (niskie temperatury), w sumie ok. 38% dni w roku. Znacznie rzadziej docierają do nas masy arktyczne, głównie w zimie i zwrotnikowe, zwłaszcza w lecie [Molga 1983, Kaczorowska 1986, Szwejkowski 1999].

Zmienność pogody w Polsce jest bardzo duża, w związku z tym najczęściej występują na przemian lata upalne i nadmiernie suche lub chłodne i bardzo wilgotne, natomiast zimy ciepłe i mroźne, krótkie i długie, ubogie w śnieg i o bardzo obfitej pokrywie śnieżnej. Zazwyczaj jednak w zimie przeplatają się okresy mrozów i odwilże, a śnieg kilkakrotnie zanika i powraca. Podobnie w lecie dni ciepłe (a nawet upalne) i bezdeszczowe przeplatają się z chłodnymi i deszczowymi.

Średnia roczna temperatura powietrza w granicach Polski jest zmienna i wynosi od -6°C w rejonie północno-zachodnim do $8,5^{\circ}\text{C}$ w rejonie południowo-zachodnim oraz $0,4^{\circ}\text{C}$ na Śnieżce i $-0,6^{\circ}\text{C}$ na Kasprowym Wierchu. Najcieplejszym miesiącem jest lipiec ze średnią temperaturą od 15°C (północna Polska) do 19°C (Polska centralna i południowo-wschodnia). Cechą klimatu naszego kraju jest to, że przy spadku temperatury powietrza poniżej 12°C następuje znaczny wzrost wilgotności względnej powietrza. Taki układ termiczno-wilgotnościowy, często nazywany „wilgotnym zimnem”, potęguje odczucie chłodu u ludzi i zwierząt, gdyż zwiększa straty ciepła z organizmu przez przewodzenie [Bogucki i wsp. 1999].

Zazwyczaj osobliwością klimatu Polski bywają dwie dodatkowe pory roku: przedwiośnie i przedzimy. Jednak nie w każdym roku można je wyodrębnić. Ewenementem pogodowym w Polsce jest także przewaga opadów letnich nad zimowymi, mimo że maksimum zachmurzenia występuje w zimie.

Specyfiką klimatu Polski jest znaczne zróżnicowanie pogody w poszczególnych regionach kraju. Dlatego możliwe jest wyodrębnienie kilku regionów i typów bioklimatu Polski, które są istotne dla biometeorologii, turystyki, rekreacji i klimatoterapii: bioklimat gór, bioklimat nadmorski, bioklimat obszarów leśnych, bioklimat uzdrowisk czy bioklimat miast. Poszczególne bioklimaty charakteryzują się określonymi cechami, które czynią je mniej lub bardziej bodźcowymi w stosunku do organizmów żywych, w tym także człowieka [Bogucki i wsp. 1999, Kozłowska-Szcześna i wsp. 2002].

3.4. Wybrane bioklimaty Polski

Regionalizacja bioklimatu daje obraz „przeciętny”, ale w Polsce nie ma miejscowości, w których bioklimat byłby przez cały rok „silnie bodźcowy” lub „słabo bodźcowy”. Nawet w górach i nad morzem zdarzają się okresy, w których panuje klimat łagodny i „słabo bodźcowy”. Najczęściej we wrześniu i w październiku w górach oraz pod koniec sierpnia i na początku września nad morzem klimat jest „słabo bodźcowy”.

W każdym regionie bioklimatycznym można wyróżnić dwa podtypy, z jednej strony obejmujące swym zasięgiem obszary leśne o korzystnym działaniu na organizm człowieka, a z drugiej – występujące na terenach zurbanizowanych, wpływające raczej niekorzystnie na organizm ludzki [Błażejczyk 2004].

3.4.1. Bioklimat gór

We wszystkich regionalizacjach i typologiach bioklimatycznych oraz na mapach obszary górskie są wydzielane w osobną jednostkę. Bioklimat gór zaliczany jest do typu „silnie bodźcowego” o cechach hartujących.

Cechuje go występowanie licznych odmian tzw. biotopoklimatu, uwarunkowanych wieloma czynnikami. Najważniejsze z nich to:

- hipsometria (wzniesienie nad poziomem morza),
- orografia (rzeźba terenu),
- ekspozycja dosłoneczna,
- ekspozycja dowietrzna (lub zawietrzna).

Wiele czynników decyduje o specyficznych cechach bioklimatu górskiego:

- spadek temperatury wraz z wysokością – 0,5–0,6°C/100 m pionowego wzniesienia,
- spadek ciśnienia atmosferycznego – 10,67 hPa/100 m wzniesienia,
- spadek ciśnienia cząsteczkowego tlenu wraz ze wzrostem wysokości,
- występowanie systemu lokalnych wiatrów na skutek różnicy w nagrzaniu dna dolin i zboczy (wiatry dolinne i górskie),
- bardzo dobre warunki sanitarne – powietrze pozbawione zanieczyszczeń,
- wzrost natężenia promieniowania słonecznego – zmniejszenie zachmurzenia w najwyższych partiach gór, dużej przezroczystości atmosfery na skutek ubytku pary wodnej i pyłów,
- promieniowanie słoneczne (w tym ultrafioletowe) padające na człowieka jest odbijane od wapiennych skał i pokrywy śnieżnej – albedo sięga 80% – wywołuje „ślepotę śnieżną”,
- natężenie promieniowania UV wzrasta wraz z wysokością nad poziomem morza średnio o 6–8% na każde 1000 m wysokości – promieniowanie słoneczne pochłonięte przez ciało człowieka osiąga największe wartości w marcu [Jankowiak i wsp. 1976, Bogucki i wsp. 1999].

Bioklimat górski ma szereg cech niekorzystnie wpływających na organizm człowieka. Wiatry typu fenowego, porywiste o bardzo dużych prędkościach i zmiennej charakterystyce (wiatr halny w Tatrach, fen w Sudetach, wiatry ryterskie i rymanowskie w Beskidzie Niskim) wpływają bardzo niekorzystnie nie tylko na stan fizyczny i fizjologiczny człowieka, ale także na psychikę. Wywołują reakcje stresowe i stany depresyjne, z myślami samobójczymi włącznie. W górach występuje duża zmienność pogody z dnia na dzień, a nawet z godziny na godzinę, co sprzyja zwiększonej wypadkowości, lawinom, wyładowaniom atmosferycznym w czasie burz. Gwałtowna zmiana warunków pogodowych zaburza homeostazę organizmu i może się przyczyniać do szybkiego pogorszenia stanu zdrowia. Paradoksalnie, mimo większych opadów atmosferycznych jak na nizinach występuje w górach znaczna suchość powietrza, co w skrajnych przypadkach może powodować odwodnienie organizmu. Mieszkańcy nizin muszą się aklimatyzować do warunków górskich, co u ludzi zdrowych trwa 2–3 dni.

W bioklimacie górskim dobrze się czują ludzie młodzi i osoby, których system termoregulacyjny jest sprawny. Bioklimat ten niewskazany jest przy niedomaganiach układu krążenia (zasłabnięcia) i małej sprawności układu termoregulacyjnego (ludzie starsi, dzieci). Przy niewydolności układu krążenia pobyt w górach powyżej 800 m n.p.m. może powodować powikłania w chorobie wieńcowej. U osób cierpiących na choroby układu krążenia (nadciśnienie) spadek ciśnienia wraz z wysokością – komplikacje zdrowotne – wzrost lub spadek ciśnienia krwi odbywa się równolegle do zmian ciśnienia atmosferycznego.

Komplikacje zdrowotne w postaci tzw. choroby górskiej, czyli nudności i bóle głowy mogą pojawić się już nawet na wysokości 1–2 tys. m. Wraz ze wzrostem wysokości coraz bardziej odczuwalny jest niedobór tlenu. W celu wyrównania niedoboru następują głębsze oddechy, gdyż przy zmniejszającej się ilości tlenu należy zdobyć go dla organizmu jak najwięcej. Ten mechanizm przystosowawczy działa bez zarzutu do wysokości około 3000 m n.p.m. i jest wystarczająco efektywny. Spadek ciśnienia cząsteczkowego tlenu jest czynnikiem stymulującym układ krwiotwórczy i hartującym. Na skutek mniejszego ciśnienia cząsteczkowego tlenu w powietrzu w organizmie następuje wyrównywanie jego poziomu poprzez zwiększenie ilości hemoglobiny we krwi, czyli zintensyfikowanie działania układu krwiotwórczego (szpik kostny). Ludzie żyjący na wysokościach powyżej 3000 m n.p.m. są do tego genetycznie przystosowani poprzez odpowiednią budowę ciała (szeroka klatka piersiowa, większa pojemność płuc), mają także większą ilość hemoglobiny we krwi oraz większe erytrocyty. Wzrost natężenia promieniowania słonecznego i spadek temperatury wraz z wysokością są czynnikami hartującymi, usprawniającymi organizm, a nawet leczniczymi. Spadek ciśnienia atmosferycznego wraz z wysokością jest bardzo silnym bodźcem, z którym organizm człowieka zdrowego radzi sobie dość dobrze. Wówczas wewnętrzne ciśnienie krwi zachowuje się u ludzi zdrowych odwrotnie do ciśnienia barometrycznego [Bogucki i wsp. 1999, Błażejczyk 2004].

3.4.2. Bioklimat obszarów leśnych

Bioklimat obszarów leśnych ma cechy „słabo bodźcowe” i oszczędzające organizm, ze względu na łagodzenie przez szatę roślinną natężenia bodźców radiacyjnych, termicznych i mechanicznych. Najważniejsze bioklimatyczne znaczenie lasów to przede wszystkim dobre warunki higieniczne powietrza dzięki pochłanianiu zanieczyszczeń pyłowych i gazowych. Las tłumi hałas oraz oddziałuje na psychikę człowieka poprzez łagodzący wpływ zieleni. Wzbogaca powietrze w substancje aromatyczne (fitoncydy) oraz tlen. W procesie fotosyntezy 1 ha lasu liściastego wytwarza ok. 700 kg tlenu w ciągu doby. Bardzo ważne z punktu widzenia biometeorologii jest wytwarzanie i wydzielanie przez rośliny, zwłaszcza drzewa i rośliny zielne, tzw. fitoncydów, czyli lotnych substancji chemicznych o właściwościach bakterio- i grzybobójczych, np. olejki eteryczne. Wydzielają je: sosna, modrzew, lipa, dąb, jałowiec, tuja (tab. 7). W okresie wegetacyjnym 1 ha lasu liściastego wydziela ok. 2 kg substancji lotnych, iglastego ok. 5 kg, a boru z podszyciem jałowca do 30 kg. Fitoncydy działają na zmysł smaku i powonienia, przyczyniając się do odczuwania świeżości powietrza. Najwięcej tych substancji wydziela się w okresie od czerwca do września w temperaturze 18–22°C.

Przykłady. Olejek lawendowy ma właściwości antybakteryjne i przeciwwirusowe, przyczynia się do zwalczania infekcji górnych dróg oddechowych, przeziębienia czy kataru. Również pobudza organizm przy nadmiernej senności, łagodzi bóle migrenowe i bóle głowy. Olejek z melisy ma działanie uspokajające, wpływa łagodząco na silne napięcia nerwowe i ataki hysterii, pomaga przy trudnościach z zasypianiem. Ma działanie antyseptyczne i odkażające,

łagodzi bóle głowy i menstruacyjne. Olejek różany ma właściwości bakteriobójcze, łagodzi bóle głowy i mdłości. Działa tonizująco na cały organizm, regeneruje organizm po zmęczeniu psychicznym i fizycznym. Olejek rozmarynowy wpływa stymulująco na pracę centralnego układu nerwowego, łagodzi depresję, zmęczenie psychiczne, trudności w zapamiętywaniu. Ma dobroczynny wpływ na pracę serca oraz przeciwdziała bólom wywoływanym przez żyłki. Działa także łagodząco przy przeziębieniach i grypie, zmniejsza kaszel i trudności z oddychaniem w czasie kataru.

Tabela 7

Pozytywne działanie niektórych zbiorowisk leśnych [A. Krzymowska-Kostrowicka]

Oddziaływanie	Bór suchy sosnowy	Bór świeży	Bór mieszany	Dąbrowa świetlista
Obniżające ciśnienie krwi	+	+		
Przeciwastmatyczne		+		
Przeciwgruźlicze	+	+		
Przeciwbronchitowe	+	+		
Odkazające	+	+	+	+
Uspokajające	+	+		
Pobudzające				+
Wzmagające odporność				+

Dodatni wpływ lasu na zdrowie człowieka wynika także z dużej koncentracji jonów ujemnych w powietrzu. W 1 cm³ powietrza leśnego może znajdować się ponad 15 000 ujemnych jonów tlenu. Po 5–7 godzinach przebywania wśród zieleni częstość tętna ulega zwolnieniu o 4–8 uderzeń na minutę, a pojemność życiowa płuc zwiększa się o 10–30%. Kojące właściwości mają: brzoza, dąb, jarząb, klon, sosna, topola, wierzba. Bioklimat wnętrza lasu zależy od wielu czynników, między innymi od składu gatunkowego roślinności i zwartości koron drzew.

Las ma wpływ na wartości poszczególnych elementów meteorologicznych. Bezpośrednie promieniowanie słoneczne w lesie jest zmniejszone o około 50–90%. Temperatura powietrza w ciągu dnia zazwyczaj jest niższa o około 2–5°C, a dobowa i roczna amplituda temperatury powietrza jest mniejsza niż na obszarze otwartym. Wilgotność względna powietrza jest wyższa o 5–10%. Prędkość wiatru zmniejsza się o 40–90% w zależności od gęstości lasu. Ilość opadów atmosferycznych pod koronami drzew jest mniejsza nawet o około 50% (średnio o 25%). Również wielkość ochładzająca powietrza jest mniejsza o około 30–70% i ma wyrównany przebieg dobowy [Jankowiak i wsp. 1976, Bogucki i wsp. 1999, Błażejczyk 2004].

3.4.3. Bioklimat nadmorski

Bioklimat nadmorski zaliczany jest do „silnie bodźcowego”. Wynika to przede wszystkim z silnego wiatru o charakterze bryzy morskiej (duże wartości ochładzania biologicznego) oraz stosunkowo dużego natężenia promieniowania słonecznego (zwłaszcza na przełomie wiosny i lata). Bioklimat nadmorski w Polsce kształtowany jest przez masy wód Morza Bałtyckiego, które jest morzem chłodnym, średnia temperatura wody morskiej wynosi ok. 15°C (początek

sezonu kąpieliskowego). Woda morska w odróżnieniu od lądu wolniej się nagrzewa, ale także wolniej traci ciepło (duża pojemność cieplna wody). Dlatego temperatura powietrza nad morzem w okresie lata i wiosny jest niższa niż w głębi lądu, a wyższa jesienią i zimą, ze względu na ocieplający wpływ Bałtyku. Specyficzną właściwością klimatu nadmorskiego jest występowanie w powietrzu aerozolu morskiego. Składa się on z kryształków soli morskiej i jodu. Powstaje w wyniku rozbryzgiwania fal morskich. Średnia zawartość chlorku sodu na plaży waha się od 1,1 do 45 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. Ilość tego aerozolu zmniejsza się wraz ze wzrostem odległości od brzegu morza, w odległości około 150 m stanowi on 60% wartości obserwowanych na brzegu morza. Optymalne warunki do inhalacji naturalnego aerozolu morskiego występują w okresach wiatru od morza i podczas mgły. Aerozol morski ma właściwości lecznicze, wdychany osiada na śluzówkach górnych dróg oddechowych, a cząsteczki soli mniejsze niż 1 μm docierają do pęcherzyków płucnych i krwiobiegu. Łagodzą stany zapalne w oskrzelach, zmniejsza się też wrażliwość oskrzeli na alergeny. Wzrasta pojemność płuc, co jest szczególnie ważne dla dzieci. Osiadając na skórze, aerozol ten łagodzi stany zapalne i alergiczne. Jod oddziałuje na tarczycę, najwięcej jest go w powietrzu morskim podczas pogody słonecznej, z maksimum występowania w godzinach południowych [Jankowiak i wsp. 1976, Bogucki i wsp. 1999, Błażejczyk 2004].

Charakterystycznym wiatrem dla rejonów nadmorskich jest bryza. Bryza morska dnia wieje znad chłodniejszego morza na nagrany ląd. Natomiast bryza morska nocna przeciwnie, znad szybko wychładzającego się lądu nad cieplejsze morze. Zjawisko bryzy morskiej wykorzystywane jest przez rybaków, na połów wypływają z bryzą nocną (lądową), a wracają z bryzą dzienną wiejącą od morza. Cyrkulacja bryzowa rozwija się szczególnie intensywnie na wybrzeżach mórz strefy podzwrotnikowej. W naszych szerokościach geograficznych wyrażne bryzy występują tylko latem przy pogodzie słonecznej i bez silnego wiatru.

Cechami charakterystycznymi bioklimatu nadmorskiego są duże zróżnicowanie przestrzenne i kontrastowość warunków odczuwalnych na niewielkim odcinku brzegu morskiego – plaża, wydmy, (zalesione) obniżenia i zagłębienia międzywydmowe. Odczuwalność cieplna zmienia się od „bardzo zimno” do „gorąco”. Wydmy porośnięte lasem mają bioklimat odczuwalnie łagodniejszy niż plaża – prędkość wiatru jest mniejsza, a powietrze nasycone jest olejkami eterycznymi [Bogucki i wsp. 1999].

3.4.4. Bioklimat miasta

Coraz więcej ludzi mieszka w miastach (w Polsce około 62% populacji), w zmienionym przez człowieka środowisku, które charakteryzuje się specyficznymi warunkami bioklimatycznymi. Klimat miasta kształtowany jest przez czynniki naturalne i antropogeniczne. Czynniki naturalne to te wszystkie, które kształtują klimat i pogodę, np. cyrkulacja atmosfery, promieniowanie słoneczne, ruchy powietrza. Natomiast czynniki antropogeniczne (antropogenne) to te, które są wynikiem działalności człowieka. Należy zaliczyć do nich przede wszystkim ciepło sztuczne (spalanie paliw w różnych procesach technologicznych) oraz sztuczne podłoże atmosfery (zabudowa, ciągi komunikacyjne, parki, skwery) o odmiennych niż powierzchnie naturalne właściwościach radiacyjnych, termicznych i aerodynamicznych. Miasto, jako środowisko w większości stworzone sztucznie, wpływa na deformację czynników bioklimatycznych. Średnia temperatura roczna w dużych miastach jest wyższa o 1–1,5°C niż na obszarach otwartych. Z kolei dobowe i roczne amplitudy temperatur są niższe [Bogucki i wsp. 1999].

Głównymi źródłami modyfikacji klimatu miejskiego są:

- swoiste podłoże – dominuje beton, kamień, asfalt, czyli materiały charakteryzujące się dobrym przewodnictwem cieplnym i utrudniające parowanie, stąd też temperatury w mieście są wyższe, a wilgotność powietrza mniejsza;
- gęsta sieć ulic, placów, pionowych ścian budynków i zieleńców – tworzy urozmaiconą rzeźbę miasta, co powoduje szybkie zmiany prędkości i kierunku wiatrów oraz wymiany turbulencyjnej ciepła;
- dodatkowe ilości ciepła – wydzielane przez miasto i jego przemysł, pochodzące ze spalania węgla i innych paliw;
- warstwa gazów i pyłów („czapa aerozolu”) – powstałe i utrzymujące się nad miastem (emisja lokalna, napływowa i transportowa) powodują wyraźne zmiany reżimu radiacyjnego i warunków kondensacji pary wodnej, szczególnie wzrost koncentracji spalin przy bezwietrznej i pochmurnej o dużej wilgotności powietrza pogodzie.

Dodatkowym elementem wpływającym na klimat miasta jest jego położenie, wielkość i walory urbanistyczne („organizacja”). Usytuowanie miasta w dolinie, na wzgórzu lub równinie, bliskość np. łańcuchów górskich, mogą mieć znaczny wpływ na stopień kumulacji w powietrzu różnych zanieczyszczeń pyłowych i gazowych. Podobnie usytuowanie ulic i zabudowy względem stron świata, a zwłaszcza kierunków najczęściej wiejących wiatrów, których głównym zadaniem jest przewietrzanie miasta. Również wysokość i zwartość zabudowy w zdecydowany sposób wpływają na stopień koncentracji zanieczyszczeń i warunki termiczno-wilgotnościowe w mieście. Ściany budynków szybko nagrzewają się, powodując znaczny wzrost temperatury powietrza. Mogą także być przeszkodą w przepływie powietrza. Na warunki termiczno-wilgotnościowe w obrębie miasta wpływają również ilość, rozmieszczenie i wielkość terenów zielonych – trawników, skwerów, parków, które wolniej się nagrzewają i kumulują większe ilości wody. Obecność zbiorników i cieków wodnych w obrębie miasta lub w jego bezpośrednim sąsiedztwie (stawy, sadzawki, rzeki) ma ogromny wpływ na wilgotność powietrza i jego temperaturę.

Usłonecznienie, czyli liczba godzin, w trakcie których do powierzchni ziemi docierają bezpośrednio promieniowanie słoneczne, w obrębie miast jest zazwyczaj mniejsze o 25–30% niż w terenach pozamiejskich. Dopływ promieniowania słonecznego utrudniany jest przez tzw. aerozol miejski (cząstki stałe zawarte w powietrzu i para wodna), który pochłania znaczne ilości tego promieniowania. Występuje także osłabienie promieniowania ultrafioletowego, które jest ważne dla prawidłowego przebiegu różnych procesów życiowych człowieka (biologicznych i biochemicznych). Obserwuje się negatywny wpływ miasta na warunki bioklimatyczne, co spowodowane jest osłabieniem dopływu promieniowania słonecznego ultrafioletowego. Poza miastem promieniowanie ultrafioletowe stanowi 6–8% całego widma słonecznego, a w centrum miasta tylko 2–4%. W Warszawie, w porównaniu z terenami pozamiejskimi, usłonecznienie jest zmniejszone średnio o 160 godzin w roku, tj. o 10% sumy rocznej. Skrócenie czasu usłonecznienia w mieście jest największe w miesiącach zimowych, czyli w grudniu i styczniu (o około 14%), a najmniejsze w okresie wiosenno-letnim (o 2–4%). Przy niskim położeniu Słońca w zimie (szczególnie rano i wieczorem) zasłonięcie horyzontu fizycznego przez zabudowę miejską staje się dodatkowym czynnikiem osłabiającym dopływ promieniowania słonecznego [Jankowiak i wsp. 1976].

Specyficzną cechą klimatu dużego miasta jest tzw. miejska wyspa ciepła, która tworzy się w wyniku akumulacji energii słonecznej w sztucznym podłożu (budynki, ulice, place) w ciągu dnia i wolniejszego (niż w obszarach pozamiejskich) wychładzania nocą na skutek

wypromieniowania ciepła przez to podłoże. Przyczynia się do tego również znaczny dopływ do atmosfery ciepła antropogenicznego, które powstaje w wyniku spalania paliw w różnych procesach technologicznych oraz ogrzewania ogromnej liczby budynków. Dlatego zjawisko to ma największe natężenie w zimie, kiedy utrzymuje się przez całą dobę, a w pozostałych porach roku występuje tylko w godzinach wieczornych i nocnych. Zimą, wiosną i jesienią zjawisko to wpływa korzystnie na klimat miasta, gdyż łagodzi warunki termiczne. Powoduje także zmniejszenie liczby dni mroźnych, w porównaniu z obszarami peryferyjnymi. Na przykład w Warszawie najwyższa temperatura panuje w Śródmieściu, a w miarę oddalania się od centrum miasta temperatura obniża się we wszystkich kierunkach. Różnica temperatury między Śródmieściem i terenami peryferyjnymi może sięgać nawet 7–8°C, a w pojedynczych przypadkach, przy pogodzie antycyklonalnej bezwietrznej i bezchmurnej, nawet 10°C. Z kolei latem wyspa ciepła powoduje dodatkowe obciążenie dla organizmu człowieka, gdyż przyczynia się do wzrostu liczby dni gorących i upalnych, w trakcie których oddawanie ciepła z organizmu jest dość utrudnione (szczególnie w godzinach wieczornych). W mieście znacznie wyższe wartości mają i szczególnie źle znoszone są fale upałów (ofiary fali upałów w sierpniu 2003 r. we Francji i Anglii – najbardziej dotknęła mieszkańców miast).

Centralna część miasta nagrzewa się silniej niż tereny pozamiejskie, co wywołuje powstawanie prądów konwekcyjnych nad miastem, które wynoszą zanieczyszczone powietrze na większe wysokości. Dzięki temu przyczyniają się do naturalnego oczyszczania przygruntowej warstwy powietrza. Zjawisko to określa się mianem bryzy miejskiej.

Znaczne zanieczyszczenie powietrza w miastach sprzyja tworzeniu się chmur i powstawaniu opadów. Zawieszone w powietrzu pyły i domieszki gazowe są aktywnymi jądrami kondensacji dla cząsteczek pary wodnej, co przyspiesza proces kondensacji. Dodatkowo sprzyja temu powstawanie silnych prądów wstępujących w wyniku znacznego nagrzania podłoża, które wynoszą parę wodną na znaczne wysokości i przyczyniają się do tworzenia się chmur konwekcyjnych (kłębiastych). W chmurach tych często powstają zjawiska burzowe, którym towarzyszą opady ulewne [Bogucki i wsp.1999].

W obrębie miast prędkość wiatru zazwyczaj ulega zmniejszeniu. Kierunek wiatru najczęściej wymuszony jest usytuowaniem budynków (wysokich) i kierunkiem ulic. Przy zwartej zabudowie powstaje tzw. efekt tunelowy, który polega na wzroście prędkości wiatru przemieszczającego się w korycie o ograniczonej szerokości – wzdłuż ulic ograniczonych ścianami budynków. Tworzą się długie, wąskie wloty powietrza między szeregami budynków, co przyczynia się do wzrostu prędkości wiatru, która może być nawet 3–4-krotnie większa niż na terenie otwartym.

Zanieczyszczenie powietrza oraz specyficzne położenie miasta (np. w dolinie rzeki) może być przyczyną powstawania smogu. Jego toksyczność jest największa przy pogodzie bezwietrznej i inwersji temperatury.

W miastach, zwłaszcza dużych, zmiany warunków pogodowych mogą zachodzić znacznie szybciej niż na obszarach otwartych czy też w rejonach podmiejskich. Występujące szybkie zmiany temperatury w obrębie miast powodują gwałtowne zmiany baryczne. Dlatego w warunkach miejskich następuje deformacja przebiegu poszczególnych czynników meteorologicznych, a co za tym idzie, również bodźców bioklimatycznych oddziałujących na organizm człowieka.

Efektom tych wszystkich zaburzeń termiczno-wilgotnościowych jest przesunięcie czasu powstawania termicznych pór roku. W dużych miastach obserwuje się wydłużenie lata o ok. 25 dni i skrócenie zimy o ok. 23 dni – zwłaszcza w centrum.

Szybko zachodzące zmiany czynników pogodotwórczych w miastach wpływają negatywnie na organizmy ludzi i zwierząt.

Zanieczyszczenie powietrza powoduje zaburzenia w układzie oddechowym. Wdychane substancje w postaci gazów i pyłów docierają do pęcherzyków płucnych i łatwo przenikają do krwiobiegu. Dorosły człowiek w ciągu doby zużywa 12–16 m³ powietrza, którego jakość nie jest obojętna dla organizmu. Stan sanitarny powietrza zależy od zawartości w nim metali ciężkich, w tym ołowiu, który jest jednym z najbardziej toksycznych dla człowieka. Głównym źródłem ołowiu w dalszym ciągu są spaliny. Pierwiastek ten kumuluje się w kościach, nerkach, wątrobie i mózgu. Zanieczyszczenie powietrza i gleb ołowiem często przekracza w miastach dopuszczalne normy [Bogucki i wsp. 1999].

Szybkie zmiany temperatury, a wraz z nimi zachodzące gwałtowne zmiany baryczne (oraz przechodzące fronty atmosferyczne) mogą powodować okresowe zmiany w składzie krwi i poziomie elektrolitów, zmiany w funkcjonowaniu naczyń włosowatych oraz pobudliwości układu wegetatywnego. Wszystko to może wpływać na nasilenie śmiertelności. Na te zmiany szczególnie wrażliwi są chorzy na serce i miażdżycę naczyń krwionośnych.

Dodatkowo u mieszkańców miast stwierdzono między innymi przedłużenie czasu krzepnięcia krwi przy burzliwych wymianach mas powietrznych – wzmaganie się fibrynolizy przy przemieszczaniu się frontów zimnych oraz zmniejszanie krzepliwości krwi i sprzyjanie powstawaniu krwotoków przy frontach ciepłych. Fronty ciepłe również sprzyjają wzrostowi ciśnienia skurczowego krwi, obniżeniu zawartości chlorków, fosforanów i jonów wapnia we krwi oraz podwyższeniu poziomu glukozy, cholesterolu i potasu. Wzrasta wrażliwość układu nerwowego. U osób wrażliwych w trakcie przechodzenia frontów atmosferycznych ujawnia się niewydolność układu krążenia i niedotlenienie organizmu.

Deformacje czynników pogodotwórczych i zanieczyszczenie środowiska powodują, że mieszkańcy dużych miast i aglomeracji przemysłowych są często bardzo wrażliwi na zmiany pogody. Nadwrażliwość ta jest formą reakcji obronnej organizmu, zwłaszcza ze strony układu wegetatywnego. Ludzie mają zmniejszone zdolności adaptacyjne do zmiennych czynników meteorologicznych, które są pogłębiane życiem w ciągłym stresie, stałym pośpiechu, w zmęczeniu, złym odżywianiu się, nadużywaniu używek (alkohol, nikotyna, kofeina) oraz przebywaniem w środowisku o zanieczyszczonym powietrzu, hałaśliwym, a także wieloma innymi czynnikami.

4. PODSTAWY BIOMETEOROLOGII LUDZI I ZWIERZĄT

Bodźce meteorologiczne wywołują w organizmie człowieka wiele zmian czynnościowych, metabolicznych i morfologicznych, inicjują procesy biologiczne i biochemiczne, przyczyniające się w końcowym efekcie do wzmożenia naturalnej odporności ustroju (tab. 8). Wpływają dodatnio lub ujemnie na psychikę oraz samopoczucie człowieka [Kozłowska-Szczęsna i wsp. 2004].

Bodźce atmosferyczne odbierane są przez:

- skórę – poprzez termoreceptory (ciepła i zimna),
- drogi oddechowe – reagują na zmiany temperatury, wilgotności, prędkości wiatru, jonizację powietrza, zanieczyszczenie powietrza,
- narządy zmysłów
 - wzrok – odbiera światło słoneczne i drogą impulsów nerwowych przekazuje je do mózgu,
 - węch i smak – wrażliwe na zanieczyszczenia powietrza,
- obwodowy i ośrodkowy układ nerwowy – reaguje na zmiany warunków pogodowych poprzez układ termoregulacji [Kozłowska-Szczęsna i wsp. 2004].

Biometeorologia i bioklimatologia są to nauki badające wpływ czynników meteorologicznych, pogodowych, klimatycznych, geograficznych i kosmicznych na funkcjonowanie organizmów żywych. Ze względu na intensywny rozwój nauk meteorologicznych, klimatycznych i medycznych oraz coraz większe zainteresowanie tą dziedziną w ostatnich dziesięcioleciach przeżywa ona burzliwy rozwój.

Z biometeorologii można obecnie wyróżnić trzy zasadnicze kierunki:

- zoobiometeorologię – zajmującą się reakcjami organizmów zwierzęcych na zmiany czynników pogodowych i klimatycznych,
- fitobiometeorologię – obejmującą wpływ pogody na organizmy roślinne,
- biometeorologię człowieka – badającą wpływ typów pogody i zmian czynników klimatycznych na organizm człowieka.

Ze względu na znaczny rozwój tej właśnie nauki biometeorologię dzieli się na:

- meteorofizjologię, która zajmuje się wpływem klimatu i pogody na funkcjonowanie zdrowego organizmu człowieka,
- meteoropatologię, która zajmuje się wpływem typów pogody na organizm człowieka chorego.

Biometeorologia jest nauką interdyscyplinarną wykorzystującą wiedzę z dziedziny meteorologii, klimatologii, geografii, medycyny, fizyki oraz biologii. Jako pierwsze opracowanie z tej dziedziny uważa się traktat Hipokratesa (460–366 w p.n.e.) pt. „O powietrzu, wodach,

i okolicach”, w którym określił dość szczegółowo wpływ klimatu na rozwój fizyczny i psychiczny człowieka. W opracowaniu tym Hipokrates stwierdził, iż „...należy rozważać skutki, które może wywierać każda z pór roku; pory roku są bowiem jednakowe, lecz różnią się znacznie zarówno same w sobie, jak i w swoich przemianach... wraz z porami roku choroby ludzi zmieniają się...” [Kozłowska-Szczęśna i wsp. 2004].

Tabela 8

Bodźce atmosferyczne działające na człowieka [Kozłowska-Szczęśna i wsp. 2004]

Rodzaj bodźca meteorologicznego	Zespoły czynników atmosferycznych	Czynniki atmosferyczne wchodzące w skład zespołu
Fizyczne	Radiacyjne	Promieniowanie słoneczne
	Termiczno-wilgotnościowe	Temperatura i wilgotność powietrza
	Mechaniczne (aerodynamiczne)	Wiatr i ciśnienie atmosferyczne
	Elektryczne	Elektryczność atmosferyczna
	Akustyczne	Hałas (szum morza, wiatru)
Chemiczne	Jakości powietrza	Ozon (O ₃)
		Tlen
		Dwutlenek siarki
		Dwutlenek azotu
		Tlenek węgla
		Metale ciężkie
		Dwutlenek węgla
Biologiczne	Organiczne (ożywione i nieożywione)	Bakterie
		Wirusy
		Grzyby
		Pasożyty
		Materia roślinna (alergeny)
		Fitoncydy
		Materia pochodzenia zwierzęcego (złuszczone naskórek, strzępki sierści, włosów, piór)

Galen (129–199 r. n.e.) jako pierwszy zaczął na szeroką skalę wykorzystywać klimat do celów leczniczych. W warunkach wysokogórskich lub pustynnych leczył on choroby płuc.

Za prekursorów współczesnej bioklimatologii uznaje się Aleksandra Humboldta oraz Christofa Wilhelma von Hufelanda, którzy wprowadzili metody naukowe (statystyczne) do określania zależności występowania określonych chorób od zmian pogodowych. Szczególną rolę odegrał przede wszystkim A. Humboldt, ponieważ pierwszy sformułował definicję bioklimatu, określając go jako „zespół czynników atmosferycznych, które działają pobudzająco na receptory zmysłowe człowieka” [Kozłowska-Szczęśna i wsp. 2004].

Obecnie biometeorologia jest ważnym działem nauk biologiczno-medycznych, a jej zdobycze są z powodzeniem wykorzystywane w szeroko pojętym lecznictwie. W zależności od

czynników mających dominujące znaczenie w oddziaływaniu na organizm człowieka wyróżnia się następujące rodzaje klimatoterapii: helioterapia, aeroterapia, kinezyterapia, talasoterapia.

Helioterapia jest to metoda leczenia wykorzystująca promieniowanie słoneczne w napromienianiu całego ciała lub poszczególnych chorych części. Szczególnie cennym w tej dziedzinie jest promieniowanie ultrafioletowe (UV). Terapia ta stosowana jest m.in. w celu zwiększenia syntezy witaminy D₃, co korzystnie wpływa na hamowanie rozwoju osteoporozy oraz stymuluje procesy odnowy skóry w leczeniu łuszczycy. Również bardzo korzystnie wpływa na sprawność układu odpornościowego organizmu i wzmacnia skuteczność jego działania. W helioterapii wykorzystuje się także dobre warunki termiczne i insolacyjne bioklimatu nadmorskiego. Wilgotne, czyste i chłodne powietrze przemieszczające się znad morza, zawierające dużo morskiego aerozolu, działa korzystnie na organizm, zwłaszcza poprzez błony śluzowe. Pobyt nad morzem prowadzi do pogłębienia oddechu i powiększenia życiowej pojemności płuc. Dodatkowo bodźce termiczne sprzyjają lepszej przemianie materii oraz zwiększają zawartość białka w organizmie [Jankowiak i wsp. 1976, Farat i wsp. 2010].

Aeroterapia w celach leczniczych wykorzystuje pobyt na świeżym powietrzu w spoczynku lub podczas niewielkiej aktywności ruchowej, np. spacer. Głównym czynnikiem oddziałującym na organizm jest czyste powietrze oraz zawarte w nim dodatki, takie jak: aerozol morski, olejki eteryczne, fitoncydy. Czynnikiem bodźcowym w aeroterapii mogą być również niska temperatura i niska wilgotność powietrza. Zastosowanie tej metody leczniczej powoduje obniżenie wrażliwości na czynniki infekcyjne, wspomaga procesy hartowania organizmu, klimatyczne leczenie gruźlicy (często wykorzystuje się czystość i suchość klimatu górskiego). Stosując aeroterapię, uzyskuje się również wzrost sprawności układu krążenia i ogólnej wytrzymałości, a także poprawę sprawności organizmu [Jankowiak i wsp. 1976, Farat i wsp. 2010].

Kinezyterapia jest metodą wykorzystującą połączenie aeroterapii z ruchem, np. tzw. ścieżki zdrowia. Dodatni efekt uzyskuje się w zaburzeniach czynnościowych układu krążenia, miażdżycy, chorobie niedokrwiennej serca. Kinezyterapia zwiększa ogólną wytrzymałość organizmu. Czynnikiem bodźcowym jest zespół fizyczny atmosfery, a w górach np. dodatkowo obniżone ciśnienie.

Talasoterapia to metoda lecznicza wykorzystująca czynniki bodźcowe klimatu morskiego. Najbardziej istotne znaczenie mają aerozol morski i kąpiele. Czynnikiem bodźcowym są ponadto: niska temperatura, duża prędkość wiatru i zwiększone promieniowanie UV. Bioklimat morski oddziałuje jako czynnik hartujący poprzez usprawnianie mechanizmów termoregulacyjnych organizmu w efekcie intensywnych bodźców ochładzających. Kinezyterapia, podobnie jak helioterapia, powoduje usprawnienie czynności narządu oddechowego poprzez pogłębianie się oddechu i wzrost pojemności życiowej płuc. Pod wpływem bodźców termicznych nasila się przemiana materii, dodatni bilans azotu i przyrost białka w ustroju. Ze względu na swe właściwości klimat morski korzystnie oddziałuje w leczeniu chorób dróg oddechowych, alergicznych i chorób skóry u dzieci i dorosłych. Wskazany jest również w profilaktyce zdrowotnej, leczeniu chorób zawodowych i cywilizacyjnych [Jankowiak i wsp. 1976, Farat i wsp. 2010].

Podstawowe założenie klimatoterapii opiera się na dwóch zasadniczych czynnikach – spoczynku lub odprężeniu oraz adaptacji do nowego przyrodniczego środowiska, w wyniku której następują korzystne zmiany w organizmie. Ruch jest często czynnikiem dodatkowym ułatwiającym odprężenie (zwłaszcza psychiczne) i adaptację.

Obecne kierunki badań z zakresu biometeorologii człowieka skupiają się na określeniu typów sytuacji meteorologicznych, które są najbardziej meteorotropowe.

Meteorotropizm to pojęcie oznaczające wrażliwość organizmów żywych (w tym przypadku człowieka) na bodźce meteorologiczne. Związane jest to najczęściej z zaburzeniami homeostazy organizmu. Sprawność homeostazy, czyli stanu równowagi organizmu, u noworodków nie jest w pełni wykształcona, a u ludzi w wieku powyżej 25. roku życia już się stopniowo obniża. W tych grupach ludności wpływ zmian sezonowych pogody jest wyraźniejszy, co także ma swoje odzwierciedlenie w liczbach sezonowej śmiertelności – najmniej zgonów jest w okresie lipca, a najwięcej w lutym-marcu i listopadzie-grudniu.

Zgodnie z definicją WHO „zdrowie” to:

„...stan pełnej pomyślności fizycznej, umysłowej i społecznej, a nie tylko brak choroby lub niemocy.”

Czynniki wpływające na stan zdrowia człowieka:

- ekologia – 45% (stan środowiska, sposób życia)
- genetyka – 20%
- pogoda – 20%
- ochrona zdrowia – 10%
- jakość życia (sytuacja materialna) – 5% [Kozłowska-Szczęśna i wsp. 2004].

Z tego wynika, że warunki meteorologiczne mają taki sam wpływ na stan zdrowia człowieka, jak czynniki genetyczne i znacznie większy niż ogólnie pojęty system ochrony zdrowia oraz jakość życia wyznaczana sytuacją materialną człowieka.

Reakcje wywołane zmianami pogody u ludzi dzieli się zazwyczaj na 3 grupy:

- 1) fizjologiczna reakcja pogodowa,
- 2) nadmierna reakcja pogodowa,
- 3) patologiczna reakcja pogodowa.

Fizjologiczna reakcja pogodowa są to reakcje związane z przebiegiem adaptacji do zmian pogodowych, nieujawniające się w świadomości danej osoby. Występuje u wszystkich ludzi i obejmuje zespół mechanizmów mających na celu utrzymanie czynnościowej równowagi wewnętrznej (homeostazy) organizmu.

Nadmierna reakcja pogodowa (świadome odczucie zmian pogodowych) występuje po przekroczeniu określonego poziomu zjawisk meteorologicznych i obejmuje zaburzenia czynnościowe układu autonomicznego, występuje obniżenie sprawności organizmu. Reakcje te występują głównie u osób nadwrażliwych, przeciążonych pracą, osłabionych, np. rekonwalescentów i nie przystosowanych do danych warunków klimatycznych. Stwierdza się między innymi niechęć do pracy, zaburzenia koncentracji uwagi, bóle głowy, zaburzenia czynności serca i snu.

Patologiczna reakcja pogodowa, czyli nadwrażliwość na zmiany pogody obejmuje najczęściej zmiany związane z zaostrzeniem i pogłębieniem istniejących już schorzeń. Współczesna biometeorologia wychodzi z założenia, że pogoda czy jej poszczególne elementy nie są czynnikami etiologicznymi, ale stanowią dodatkowe obciążenie organizmu, powodując zachwianie homeostazy już chorego ustroju, sprzyjają ujawnieniu choroby, jej zaostrzeniu lub powstawaniu powikłań czy zgonów [Bogucki i wsp. 1999].

Pogoda i klimat danego obszaru są istotnymi elementami warunkującymi funkcjonowanie organizmów żywych. Są to czynniki determinujące zarówno wygląd zewnętrzny osobnika, szybkość procesów życiowych jak i sposób życia ludzi, zwierząt oraz roślin. Nie poznane do końca tajniki wpływu poszczególnych elementów pogody na życie organizmów żywych wymuszają stosowanie uogólnień, do których w biometeorologii zalicza się zespoły pogodowe.

Są to elementy opisujące aktualny stan atmosfery, działające podobnie na organizmy żywe [Kaczorowska 1986].

4.1. Zespoły czynników meteorologicznych

W praktyce biometeorologicznej wyodrębnia się następujące 7 zespołów czynników:

- 1) termiczne,
- 2) chemiczne,
- 3) aerodynamiczne i baryczne (mechaniczne),
- 4) neurotropowe (neuropsychotropowe) atmosfery,
- 5) fotochemiczne,
- 6) świetlne,
- 7) elektryczności atmosferycznej [Jankowiak i wsp. 1976, Bogucki i wsp. 1999].

Zespół czynników termicznych ma przede wszystkim wpływ na gospodarkę ciepłą organizmów ludzi i zwierząt. Zalicza się do nich temperaturę powietrza, natężenie promieniowania podczerwonego i wilgotność względną powietrza. W biometeorologii rozpatruje się wpływ czynników termiczno-wilgotnościowych na organizm człowieka w czterech układach:

- wysoka temperatura i wysoka wilgotność powietrza – sprawiają trudności w oddawaniu nadmiaru ciepła z organizmu, prowadzą do jego przegrzania;
- wysoka temperatura i niska wilgotność powietrza – przy zapewnieniu organizmowi stałego dostępu do wody warunki mogą być znośne;
- niska temperatura i wysoka wilgotność powietrza – taki układ sprzyja szybkiemu oddawaniu ciepła z organizmu, może prowadzić do nadmiernego wychłodzenia organizmu, dodatkowo wysoka wilgotność powietrza sprzyja rozwojowi chorób dróg oddechowych;
- niska temperatura i niska wilgotność powietrza – taki układ może prowadzić do nadmiernej utraty wody z organizmu, przy zapewnieniu dostępu do wysokokalorycznego pożywienia i wody oraz odpowiedniej odzieży warunki znośne.

Zespół czynników chemicznych, do których należy ciśnienie cząsteczkowe tlenu, stężenie tzw. ozonu dolnego, dwutlenku węgla, a także zanieczyszczeń gazowych i aerozoli naturalnych oraz pochodzenia antropogennego.

Zespół czynników aerodynamicznych i barycznych (mechanicznych) są to czynniki oddziaływające mechanicznie, będące wynikiem działania silnego wiatru i większych zmian ciśnienia atmosferycznego, zwłaszcza zmian skokowych.

Zespół czynników neurotropowych (neuropsychotropowych) atmosfery działających bodźcowo na organizm człowieka, w szczególności krótkotrwałych zmian pogodowych, najczęściej wieloczynnikowych, których bliższe zdefiniowanie jest niemożliwe, są to np. zmiany samopoczucia związane z fenem, powstającymi różnorodnymi dźwiękami w trakcie wiatru (wycie, zawodzenie, jęki).

Zespół czynników fotochemicznych to przede wszystkim efekt działania promieniowania ultrafioletowego (UV) przenikającego przez skórę, które inicjuje szereg procesów biochemicznych o działaniu ogólnorozwojowym, np. synteza witaminy D₃ dzięki przemianie 7-dehydrocholesterolu. Ma pośredni wpływ na gospodarkę wapniowo-fosforową organizmu, wywołuje także rumień skórny poprzez wzmożoną syntezę melaniny. Promieniowanie UV wpływa również na zwiększenie ilości wydzielanego z hemoglobiny tlenu, co podwyższa

poziom oddychania komórkowego. Dzięki temu także wzrastają zawartość hemoglobiny we krwi oraz liczba erytrocytów. Jednocześnie wzrasta poziom ciał odpornościowych w organizmie. Zauważalne jest również pogłębienie oddechu i zmniejszenie częstotliwości oddychania [Jankowiak i wsp. 1976, Bogucki i wsp. 1999].

Zespół czynników świetlnych obejmuje promieniowanie słoneczne z zakresu widzialnego (światło białe) działającego na światłoczułe komórki oka, czyli odbieranie wrażeń wizualnych i optycznych. Pośrednio oddziałują na aktywność procesów biologicznych ustroju poprzez prawidłowe funkcjonowanie gruczołów dokrewnych, w tym także płciowych. Powoduje dojrzewanie pęcherzyków Graafa, a u mężczyzn brak światła może wpływać na zaburzenia spermatogenezy i obniżenie czynności płciowych. U dzieci obserwuje się wpływ światła na stymulację procesów odpornościowych organizmów. Zbyt krótki dzień świetlny lub zbyt małe natężenie światła przez dłuższy okres mogą powodować depresje i zaburzenia psychiczne prowadzące do zachowań samobójczych [Jankowiak i wsp. 1976, Bogucki i wsp. 1999].

Zespół elektryczności atmosferycznej to szereg zjawisk natury elektrycznej zachodzących w atmosferze. Zalicza się do nich takie elementy jak: zmiany natężenia pola elektrycznego Ziemi (zwłaszcza zmiany skokowe występujące w trakcie wyładowań atmosferycznych wpływają na pogłębienie stanów chorobowych), jonizacja powietrza (ujemne jony O_2 działają korzystnie na organizm, dodatnie CO_2 mają niekorzystny wpływ), fal elektromagnetycznych oraz pola magnetycznego Ziemi [Jankowiak i wsp. 1976, Bogucki i wsp. 1999].

Czynniki pogodotwórcze, które mają największy wpływ na organizm człowieka to:

- ciśnienie atmosferyczne,
- czynniki solarne i zachmurzenie,
- czynniki termiczne,
- ruch powietrza (tab. 9).

Tabela 9

Skrajne wartości niektórych parametrów pogodowych

Temperatura powietrza -89,5°C +60°C	Ciśnienie atmosferyczne 230 mm Hg 800 mm Hg	Stężenie O_3 0,08 mg/m ³ 0,01 mg/m ³
Wilgotność względna 15% 90%	Prędkość wiatru 0 km/h 90 km/h	Stężenie CO_2 0,03% 0,07%
		Promieniowanie jonizujące naturalne 0,095 r/rok 0,123 r/rok

Ciśnienie atmosferyczne. Wieloletnia wartość średnia ciśnienia atmosferycznego dla Europy wynosi około 1013 hPa (760 mmHg). Ciśnienie powietrza maleje wraz z wysokością o około 8 mmHg (10,66 hPa) na każde 100 m wzniesienia. Zmienia się także w zależności od temperatury i wilgotności powietrza. Równoległe ze zmianami ciśnienia atmosferycznego zmienia się ciśnienie cząsteczkowe tlenu. Niedobór tlenu w powietrzu wpływa na przebieg czynności układu oddechowego organizmów.

Czynniki solarne i zachmurzenie, czyli nasłonecznienie i natężenie promieniowania słonecznego wpływają w sposób obiektywny na zmiany aktywności biologicznej i samopo-

czucia człowieka. Ilość energii słonecznej przenikającej do powierzchni Ziemi, do biosfery, zmienia się w szerokich granicach, w zależności od wysokości Słońca nad horyzontem, ale również od warunków pogodowych związanych ze stopniem zachmurzenia. Atmosfera staje się mniej przezroczysta także w wyniku wzrostu jej zanieczyszczenia. Badania natężenia promieniowania słonecznego wykazują, że w silnie zanieczyszczonych rejonach przemysłowych straty w dopływie energii promieniowania słonecznego mogą dochodzić do kilkunastu, a w wyjątkowo niekorzystnych warunkach nawet do kilkudziesięciu procent. Straty te dotyczą najcenniejszej części promieniowania, a mianowicie promieniowania ultrafioletowego [Jankowiak i wsp. 1976, Bogucki i wsp. 1999].

Czynniki termiczne to współdziałanie temperatury powietrza, jego wilgotności i ruchu (prędkość wiatru) wraz z promieniowaniem ciepłym (podczerwonym) słonecznym i pochodzącym z innych źródeł. Wspólnie czynniki te kształtują warunki termiczne środowiska atmosferycznego. Skrajne wartości **temperatury powietrza** na kuli ziemskiej notowane są w granicach od +60°C na pustyniach tropikalnych do -89,5°C na podbiegunowym lądzie Antarktydy (tab. 9). Większe zmiany temperatury powietrza, np. nagłe ochłodzenie lub ocieplenie nawet o kilka stopni stanowią silny bodziec, wymagający przystosowania się organizmu do nowych warunków.

Za optymalne wartości **wilgotności względnej powietrza** przyjmuje się w zakresie 30–70%. Wysoka wilgotność powietrza (powyżej 85%), przy wysokiej jego temperaturze (powyżej +25°C), stwarza uciążliwe warunki termiczne dla człowieka, określane jako stan parności. Przy wysokiej temperaturze powietrza, przekraczającej 26–27°C, człowiek zaczyna się intensywnie pocić, tzn. poprzez parowanie potu oddawać nadmiar ciepła. Pot paruje szybko i ochładza skórę, gdy powietrze jest suche, natomiast jego parowanie jest utrudnione w warunkach dużej wilgotności powietrza. Zawartość wody w atmosferze waha się średnio od 2% objętości w średnich szerokościach geograficznych do około 4% objętości w gorącej strefie międzyzwrotnikowej. Większą wilgotnością powietrza cechują się regiony wybrzeży mórz i oceanów. Niedosyt fizjologiczny wilgotności powoduje wzrost parowania wody z błon śluzowych mających kontakt ze środowiskiem zewnętrznym [Jankowiak i wsp. 1976, Bogucki i wsp. 1999].

Komfort termiczny, czyli warunki termiczne najbardziej optymalne dla funkcjonowania organizmu, to temperatura 21–22°C i wilgotność względna około 50%. U organizmów stałocieplnych w punkcie komfortu termicznego produkcja ciepła jest na najniższym możliwym fizjologicznie poziomie. To znaczy, że aby utrzymać stałą temperaturę ciała, organizm zużywa najmniej energii, którą pobrał w pokarmie, czyli koszty utrzymania organizmu są najniższe.

Ruch powietrza jest to przemieszczanie się cząsteczek powietrza w wyniku różnic ciśnienia powietrza. Ruch powietrza w płaszczyźnie poziomej nazywa się wiatrem. Wiatr współdziała w kształtowaniu warunków termicznych odczuwalnych, przyspiesza oddawanie ciepła z organizmu. Silny wiatr jest także bodźcem mechanicznym w postaci oporu powietrza. Spełnia też pozytywną rolę mikromasażu skóry, usprawniając mechanizm termoregulacji ustroju. Jako przykład wskazać można warunki plaż nadmorskich. W zahartowaniu organizmu, którego nabywa się podczas przebywania w rejonach nadmorskich, swój udział ma mikromasaż nie odkrytej odzieżą skóry pod wpływem działania wiatru [Jankowiak i wsp. 1976, Bogucki i wsp. 1999]. Optymalne dla ludzi prędkości ruchu powietrza wynoszą: w ciepłej porze roku od 0,2 do 0,5 m/s, a w zimnej porze roku od 0,2 do 0,3 m/s [Krause 2007, Wiczorek 2010]. Dla wielu organizmów wiatr jest jedynym środkiem transportu, często na duże odległości – przenosi i rozsiewa nasiona gatunków roślin, umożliwia przemieszczanie się na ogromne odległości (nawet setki kilometrów) pajęczakom na niciach „babiego lata”.

Jako bodźcowo działające uważa się te wartości czynników meteorologicznych charakteryzujące stan pogody, które przekraczają zdolności homeostazy lub wyzwalają reakcje stresowe organizmów (tab. 10).

Tabela 10

Wpływ parametrów mikroklimatu na organizm ludzki (wg różnych autorów)

L.p.	Analizowany czynnik		Skutki działania	Zapobieganie
1.	Temperatura powietrza	zbyt wysoka	Wzrost ciepłoty ciała, przyspieszenie akcji serca, zmniejszenie wydajności pracy, wzrost liczby błędów, senność	Zwiększenie wydajności wentylacji, nawiew chłodnego powietrza
		zbyt niska	Uczucie sztywnienia mięśni, spadek napięcia uwagi	Nawiew ciepłego powietrza, zwiększenie intensywności ogrzewania
2.	Wilgotność powietrza	zbyt wysoka	Zmniejszenie możliwości pracy w wysokich temperaturach	Poprawa wentylacji, nawiew suchego powietrza
		zbyt niska	Wysychanie śluzówek	Nawilżanie powietrza
3.	Prędkość ruchu powietrza	zbyt duża	Bóle mięśniowe	Zlikwidowanie przeciągów, zmniejszenie prędkości powietrza nawiewanego poprzez rozpraszanie strumienia np. za pomocą anemostatów
		zbyt mała	Zmniejszenie możliwości pracy w wysokich temperaturach	Poprawa wentylacji

Wymienione bodźce meteorologiczne mogą wpływać na organizm w sposób:

- obciążający – dodatkowe czynniki niekorzystne, które organizm musi przezwyciężyć,
- stymulujący – optymalizuje procesy zachodzące w organizmie,
- odbarczający (osłaniający) – wpływa na poprawę procesów zachodzących w organizmie [Bogucki i wsp. 1999].

Bodźce meteorologiczne działające na organizm człowieka stymulująco lub odbarczająco są wykorzystywane w klimatoterapii, czyli w celach leczniczych.

5. WPŁYW WYBRANYCH CZYNNIKÓW METEOROLOGICZNYCH NA ORGANIZMY LUDZI I ZWIERZĄT

5.1. Temperatura powietrza

Temperatura powietrza jest bardzo ważnym czynnikiem i bodźcem biometeorologicznym, gdyż determinuje gospodarkę cieplną organizmu i intensywność przenoszenia ciepła przez skórę (np. regulacja temperatury skóry poprzez zmiany przepływu skórnego krwi oraz intensywności parowania potu). Szybki napływ ciepłych mas powietrza powoduje u człowieka przyspieszenie tętna, obniżenie ciśnienia tętniczego krwi, zwiększenie wentylacji płuc, zwiększenie krążenia krwi i tym podobne. Istotnym zagadnieniem dotyczącym temperatury powietrza jest tzw. temperatura odczuwalna, gdyż np. czas zamarzania wody w zbiorniku umieszczonym na otwartej przestrzeni jest uzależniony nie tylko od temperatury powietrza, ale także od prędkości wiatru. Obserwacje współdziałania temperatury powietrza i prędkości wiatru przyczyniły się do powstania pojęcia „ochładzania”. Określa ono wielkości strat ciepła z jednostki powierzchni w określonej jednostce czasu. Obecnie przy określaniu wielkości ochładzania bierze się pod uwagę nie tylko wysokość temperatury powietrza i jej zmiany, ale także cały szereg innych czynników meteorologicznych – wilgotność powietrza, promieniowanie podczerwone, prędkość ruchu powietrza, intensywność parowania i inne [Jankowiak i wsp. 1976, Bogucki i wsp. 1999]. Nadmiernym stratom ciepła z organizmu człowieka zapobiega układ termoregulacyjny oraz odpowiednio dobrane ubranie, czyli dostosowane do warunków termiczno-wilgotnościowych, a także siły i prędkości wiatru. Natomiast u zwierząt stałocieplnych, oprócz funkcji układu termoregulacyjnego, bardzo ważna jest okrywa ciała, jej rodzaj, grubość i izolacyjność.

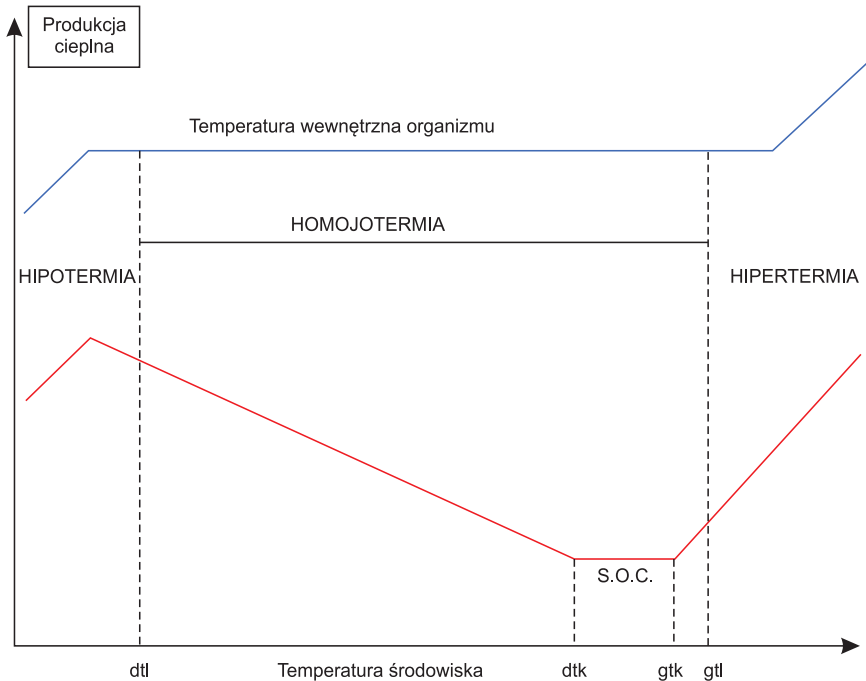
Bodźce meteorologiczne wywołują w organizmie człowieka i zwierząt wiele zmian czynnościowych, metabolicznych i morfologicznych, inicjują procesy biologiczne i biochemiczne, przyczyniające się w końcowym efekcie do wzmożenia naturalnej odporności ustroju i wpływają dodatnio lub ujemnie na psychikę oraz samopoczucie.

5.1.1. Mechanizm termoregulacji organizmu stałocieplnego

Ciepło odczuwane przez człowieka jest nie tylko wynikiem oddziaływania temperatury powietrza. Wpływają na to również wilgotność i ruch powietrza. Dopiero wspólny wpływ temperatury powietrza łącznie z działaniem promieniowania podczerwonego Słońca (i ze sztucznych źródeł ciepła), wilgotnością i ruchem powietrza wpływają na zmiany w bilansie cieplnym ustroju. Organizm ludzki wytwarza ciepło w wyniku procesów metabolicznych,

czyli „spalania” składników pokarmowych. Ilość wyprodukowanego ciepła przez organizm człowieka może być różna, gdyż zależy od wielu czynników, m.in. od płci, wieku, aktywności fizycznej, rodzaju przyjętego pokarmu. Człowiek o masie ciała 70 kg, będąc w całkowitym bezruchu w pozycji leżącej, w ciągu godziny uwalnia ok. 293 kJ ciepła, czyli tyle ile 80 W żarówka [Krause 2007]. Organizm traci ciepło przez promieniowanie, konwekcję, przewodzenie oraz parowanie.

Za utrzymanie odpowiedniego bilansu cieplnego, zapewniającego stałą temperaturę ciała, odpowiedzialny jest mechanizm termoregulacyjny. Wahania temperatury otoczenia w pewnych określonych granicach nie wpływają na zmianę temperatury wewnętrznej (ryc. 16).



Ryc. 16. Schemat termoregulacji organizmu stałocieplnego: dtl – dolna temperatura letalna, gtl – górna temperatura letalna, dtk – dolna temperatura krytyczna, gtk – górna temperatura krytyczna, S.O.C. – strefa obojętności cieplnej (zakres temperatur optymalnych dla organizmu) [autor]

Nadmiar wyprodukowanego ciepła usuwany jest z ustroju przez termoregulację fizyczną. Większe lub mniejsze wytwarzanie ciepła w toku procesów metabolicznych (zależne od warunków termicznych otoczenia) zapewnia utrzymanie stałej temperatury ciała przez termoregulację chemiczną. Na układ termoregulacji składają się:

- 1) elementy termorecepcyjne,
- 2) ośrodek termoregulacji,
- 3) efekторы układu.

W skórze znajdują się receptory zimna i ciepła, za których pośrednictwem mogą być wyzwalane odpowiednie reakcje termoregulacyjne. Podobne receptory, tzw. interreceptory, znajdują się również w mięśniach, drogach oddechowych, spłotach żylnych. Ośrodek termoregulacji

znajduje się w części ośrodkowego układu nerwowego zwanego podwzgórzem. W przedniej części podwzgórza mieści się ośrodek utraty ciepła – tzw. termoregulacji fizycznej, w tylnej – ośrodek utrzymania ciepła, czyli termoregulacji chemicznej. Uszkodzenie przedniej części ośrodka upośledza lub znosi reakcje chroniące ustroj przed przegrzaniem. Uszkodzenie zaś tylnej części znosi reakcje chroniące ustroj przed oziębieniem. Ośrodek termoregulacji otrzymuje sygnały z termoreceptorów skórnych oraz reaguje na bodźce wyzwalane przez zmianę temperatury krwi przepływającej przez podwzgórze. Jeżeli układ termoregulacyjny odbierze sygnał o obniżaniu się temperatury organizmu, wówczas włącza kolejne mechanizmy odpowiedzialne za dodatkową produkcję ciepła. Najpierw następuje wzrost tonusu mięśni, którego efektem jest uwalnianie dodatkowych ilości ciepła do krwi, co przy małym spadku temperatury ciała może być procesem wystarczającym. Jeżeli ten mechanizm nie zapewni odpowiedniego dogrzania organizmu, to uruchamiane są małe partie mięśni, które poprzez drżenie produkują dodatkowe ilości ciepła. Ostatecznym etapem w utrzymaniu stałej temperatury ciała jest wzrost przemian metabolicznych, których efektem jest uwalnianie ciepła z procesów spalania materiałów energetycznych w organizmie, przede wszystkim tłuszczu i węglowodanów [Kozłowska-Szczęśna i wsp. 1997, Bogucki i wsp. 1999]. U zwierząt są jeszcze dodatkowe mechanizmy chroniące organizm przed wychłodzeniem. Uruchamiane są partie mięśni podskórnych, które powodują unoszenie się okrywy ciała, np. sierści lub piór. Dzięki uniesieniu się okrywy i zaleganiu między sierścią czy piórami warstwy nieruchomego powietrza tworzy się dodatkowa izolacja, która chroni organizm przed nadmierną utratą ciepła. Jeżeli układ termoregulacyjny odbierze sygnał o wzroście temperatury organizmu ponad fizjologiczną, wówczas włącza się termoregulacja fizyczna, czyli odpowiedzialna za wydalanie nadmiaru ciepła. Rozszerzają się naczynia krwionośne w skórze, wzrasta skórny przepływ krwi, dzięki któremu nadmiar ciepła z organizmu wydalan jest przez skórę do środowiska (działa jak grzejnik centralnego ogrzewania). Wzrasta także wentylacja płuc poprzez głębsze i częstsze oddechy, co również łączy się z oddawaniem ciepła z organizmu. W przypadku kiedy te procesy są niewystarczające, zaczynają działać gruczoły potowe. Wydzielany jest pot, który zwilża powierzchnię skóry. Jednak, aby ten proces przyniósł utratę ciepła z organizmu, pot z powierzchni skóry musi odparować. W trakcie parowania wody (potu) odbierana jest energia cieplna z powierzchni ciała i dopiero ten proces przynosi straty ciepła. W przypadku zbyt dużej wilgotności względnej powietrza w danym środowisku wydzielanie potu nie daje ochłodzenia i może prowadzić do przegrzania organizmu. Dzieje się tak na przykład w klimacie amazońskiej puszczy tropikalnej. Dodatkowo w środowisku gorącym towarzyszą zmienne zachowania się ludzi – odruchowo szukają cienia, zdejmują odzież, zwalniają tempo pracy [Krause 2007]. U zwierząt, które nie mają gruczołów potowych lub ich ilość jest znikoma, np. u psów, oddawanie nadmiaru ciepła z organizmu odbywa się poprzez ziajanie i odparowywanie wody z powierzchni języka i błon śluzowych jamy gębowej.

5.1.2. Wymiana ciepła między ustrojem a otoczeniem

Wymiana ciepła między ustrojem a otoczeniem odbywa się przez: promieniowanie, przewodzenie, konwekcję i parowanie. Organizm traci ciepło przez promieniowanie (ok. 40% strat ciepła z organizmu w spoczynku), konwekcję i przewodzenie (ok. 26% strat) oraz parowanie ze skóry (ok. 18% strat) i parowanie z błon śluzowych (ok. 16% strat ciepła z organizmu) [Jankowiak i wsp. 1976]. Człowiek znaczną część swego ciepła „oddaje” do otoczenia na skutek promieniowania podczerwonego. Ilość tego promieniowania zależy od warunków otoczenia, powierzchni i pozycji ciała. Często obserwuje się zjawisko polegające na tym, że w czasie

znacznego ochłodzenia człowiek odruchowo kurczy się, przez co zmniejsza swą powierzchnię styku z otoczeniem i w ten sposób chroni się przed nadmiernym wypromieniowaniem ciepła. Utrata ciepła przez przewodzenie jest niewielka, ponieważ ciało człowieka zwykle izolowane jest przez odzież. Utrata ciepła przez przewodzenie zachodzi wówczas, gdy ciało styka się bezpośrednio z innym, chłodniejszym ciałem, np. w czasie kąpieli w chłodnej wodzie, leżenia na trawie, siedzenia na zimnych kamieniach, w czasie snu na materacach (np. w namiotach), które nie są dobrym izolatorem ciepłym, opierania się o zimną ścianę. Odczuwane jest to przez organizm jako nieprzyjemne oziębienie pleców i okolicy lędźwiowo-krzyżowej. Utrata ciepła przez przewodzenie może również odbywać się poprzez dłonie stykające się z zimnymi elementami w czasie np. obsługi maszyn czy pracy w chłodni – przenoszenia mrozonek [Kozłowska-Szczęсна i wsp. 1997, Marszałek i wsp. 1997].

Jeśli ciepło unoszone jest wraz z cząsteczkami powietrza, to taki proces określa się mianem konwekcji, czyli unoszeniem ciepła. W organizmie stałocięplnym ciepło unoszone jest z głębszych części, tzn. narządów o wysokiej przemianie materii do powierzchni skóry. Szybkość przenoszenia ciepła tą drogą zależy przede wszystkim od przewodnictwa cieplnego tkanek i od różnicy temperatury między wnętrzem ciała a powierzchnią skóry. Przewodnictwo cieplne tkanek powierzchniowych jest wielokrotnie większe od przewodnictwa tkanki tłuszczowej i naskórka. Wymiana ciepła między powierzchnią ciała a otoczeniem przez konwekcję zależna jest od temperatury, ruchu powietrza i wilgotności powietrza. Przez konwekcję może odbywać się zarówno ogrzewanie, jak i utrata ciepła z organizmu. Utrata ciepła przez parowanie zachodzi wówczas, gdy prężność pary wodnej na powierzchni skóry jest wyższa niż w otaczającym powietrzu. U człowieka woda paruje ze skóry i błon śluzowych dróg oddechowych. Utrata ciepła tą drogą jest większa w środowisku o małej wilgotności (suche powietrze), a mniejsza przy większej wilgotności powietrza. W klimacie tropikalnym, cechującym się wysoką temperaturą i dużą wilgotnością powietrza, parowanie wody ze skóry i dróg oddechowych jest utrudnione i powstaje wówczas uczucie duszności [Kozłowska-Szczęсна i wsp. 1997, Marszałek i wsp. 1997].

Niezależnie od warunków atmosferycznych praca fizyczna powoduje przyspieszenie procesów przemiany materii. Około 70% całej wydatkowanej energii podczas pracy uwalnia się w postaci ciepła. Aby utrzymać stałą temperaturę ciała, organizm oddaje nadmiar wytworzonego ciepła do otoczenia. Oddawanie ciepła przez organizm zarówno w spoczynku, jak i podczas pracy zależy od warunków środowiska zewnętrznego. Utrzymanie temperatury ciała na stabilnym poziomie w środowisku o wysokiej temperaturze jest możliwe dzięki zdolności organizmu do usuwania nadmiaru ciepła. Bilans termiczny organizmu jest zachowany dopóty, dopóki ilość ciepła usuwanego z ustroju równa się ilości ciepła metabolicznego, powstającego w organizmie i ilości ciepła zyskanego z otoczenia. W środowisku o niskiej temperaturze utrzymanie stałej temperatury ciała jest możliwe dopóty, dopóki ilość ciepła powstałego w organizmie, zwiększona dzięki termoregulacji chemicznej, zrównoważy straty ciepła – zmniejszonej dzięki termoregulacji fizycznej [Kozłowska-Szczęсна i wsp. 1997, Marszałek i wsp. 1997].

5.1.3. Wpływ wysokiej temperatury otoczenia na organizm

Termoregulacyjną odpowiedzią organizmu stałocięplnego na wzrost temperatury otoczenia jest przede wszystkim rozszerzenie naczyń krwionośnych skóry i wzrost skórno przepływu krwi. Następnie uruchomiony zostaje drugi mechanizm obronny, tj. wzmożone wydzielanie potu. Oba te mechanizmy pozwalają na utrzymanie homeostazy termicznej

organizmu. Ich działanie powoduje jednak cały ciąg wtórnych zmian o charakterze czynnościowym (odwracalnym). Między innymi zmiany w rozmieszczeniu krwi, przyspieszenie czynności serca, odwodnienie, utrata soli z organizmu. Jeżeli przekroczone zostaną możliwości termoregulacyjne organizmu, wówczas wzrasta temperatura ciała, co szczególnie wyraźnie wpływa na czynności ośrodkowego układu nerwowego.

U człowieka nie przystosowanego do wysokiej temperatury wpływ gorąca przejawia się złym samopoczuciem, zmniejszeniem wydolności fizycznej i psychicznej. Zwiększa się częstotliwość tętna i oddechów, spada ciśnienie krwi, człowiek staje się skłonny do omdleń. Mogą pojawiać się bóle skurczowe ze strony przewodu pokarmowego. U ludzi narażonych przez dłuższy czas na działanie wysokiej temperatury występuje ogólna bierność, trudność w koncentracji uwagi, czasem upośledzenie zdolności do wykonywania czynności wymagających zręczności i precyzji. Obniżenie wydolności fizycznej człowieka powoduje, że nawet lekka praca stanowi duże obciążenie organizmu. Obniża się zwłaszcza zdolność do wykonywania krótkotrwałych wysiłków fizycznych, o których decyduje czynność układu nerwowego i samych mięśni. Przyczyną obniżenia ogólnej wydolności fizycznej w środowisku o podwyższonej temperaturze jest upośledzenie możliwości adaptacji organizmu do wysiłków, szczególnie w zakresie układu krążenia, co wiąże się z gorszym zaopatrzeniem w tlen. W związku z tym człowiek w gorącym środowisku staje się spowolniały, stara się ograniczyć wysiłek fizyczny, przyjmuje chętnie pozycję leżącą. Nawet krótkotrwałe zmiany temperatury powietrza powodują zaburzenia czynności wielu narządów i układów. Znany jest fakt, że jednorazowy napływ mas tropikalnego powietrza w ciągu kilku dni wywołuje u mieszkańców tego terenu przyspieszenie tętna, obniżenie ciśnienia krwi, przyspieszenie oddechów, podwyższenie temperatury ciała, rozszerzenie naczyń skóry, zwiększone wydzielanie potu, spadek wskaźnika hemoglobiny, obniżenie liczby leukocytów, rzadsze oddawanie moczu i podwyższenie podstawowej przemiany materii [Marszałek i wsp. 1997, Bogucki i wsp. 1999].

Zazwyczaj ludzie starsi mają mniejsze możliwości adaptacji do środowiska o wysokiej temperaturze. Kobiety cechuje gorsza tolerancja wysokiej temperatury otoczenia w czasie pierwszych ekspozycji. Szczególnie wyraźna jest gorsza adaptacja psychiczna (nadpobudliwość nerwowa w czasie aklimatyzacji). Pod wpływem aklimatyzacji zanikają różnice w reakcji na obciążenie cieplne między mężczyznami i kobietami. Kobiety zaaklimatyzowane równie dobrze znoszą pobyt i pracę w gorącym środowisku jak mężczyźni [Marszałek i wsp. 1997].

5.1.4. Przystosowanie organizmu do wysokiej temperatury otoczenia

Warunki termiczne otoczenia, pozwalające na utrzymanie równowagi cieplnej organizmu, które są dla człowieka najkorzystniejsze, określa się terminem komfortu termicznego. Komfort termiczny zapewnia dobre samopoczucie i pełną zdolność do pracy przez dłuższy czas. Przyjęto, że temperatura 21–22°C i wilgotność względna około 50% oraz ruch powietrza 0,10 m/s (1 m/s = 3,6 km/h; 1 km/h = 0,28 m/s) dla człowieka lekko ubranego, wykonującego niewielki wysiłek fizyczny, to warunki komfortu termicznego. W takich warunkach, jeżeli człowiek jest w całkowitym spoczynku, to przez skórę traci ok. 300 ml wody na dzień. Natomiast w środowisku gorącym, w skrajnych warunkach utrata wody z organizmu w wyniku pocenia się może dochodzić do 4 l/h [Krause 2007]. W życiu codziennym i pracy człowiek rzadko przebywa w warunkach komfortu termicznego, najczęściej organizm ludzki podlega wpływom zmiennych czynników meteorologicznych czy też mikroklimatycznych. Zaznacza się to najwyraźniej, gdy zmieniając miejsce zamieszkania, człowiek zmienia strefę klimatyczną.

Organizm ludzki ma możliwości przystosowania się do przebywania i pracy w zmienionych warunkach pogodowych i klimatycznych, w procesie zwanym aklimatyzacją.

Aklimatyzacja do zmienionych warunków meteorologicznych jest to proces prowadzący do zmian w organizmie, w wyniku których człowiek staje się bardziej przystosowany do działania tych bodźców, ustępują niekorzystne objawy, usprawniają się bowiem mechanizmy termoregulacji. Podczas okresu aklimatyzacji do otoczenia o wysokiej temperaturze następują zmiany w układzie krążenia, oddechowym, w czynności układu nerwowego, gruczołów potowych, zmiany w gospodarce mineralnej i wodnej. Towarzyszą temu zmiany w natężeniu procesów metabolicznych oraz zmiany w zachowaniu się człowieka. Człowiek zaaklimatyzowany do warunków wysokiej temperatury intensywnie się poci, ale w jego pocie stężenie związków mineralnych (w tym też soli) jest znacznie niższe niż u osoby niezaaklimatyzowanej. Dzięki temu nie dochodzi do demineralizacji organizmu. W naszych warunkach klimatycznych człowiek podlega aklimatyzacji przy zmianach pór roku. Wykazano, że w okresie jesienno-zimowym wzrasta wydzielanie hormonów tarczycowych, które mają wpływ na natężenie procesów metabolicznych, w związku z tym m.in. w tym okresie obserwowane jest podwyższenie przemiany materii, odwrotnie niż w okresie letnim, kiedy obserwuje się obniżone wydzielanie hormonów tarczycowych i obniżenie przemiany materii [Marszałek i wsp. 1997].

5.1.5. Działanie niskiej temperatury na organizm człowieka

Człowiek odczuwa zimno wtedy, gdy straty ciepła są większe niż zdolność wytwarzania ciepła przez organizm. Obroną ustroju przed nadmiernym ochładzaniem jest skurcz naczyń krwionośnych skóry, który powoduje zmniejszenie skórniego przepływu krwi i przewodnictwa cieplnego tkanek powierzchniowych. Temperatura powierzchni ciała zostaje obniżona, w wyniku czego zmniejszają się straty ciepła na drodze przewodzenia, konwekcji i promieniowania. Towarzyszy temu skurcz naczyń zaopatrujących niektóre narządy wewnętrzne, zmniejsza się ukrwienie pewnych okolic ciała, co może być jednym z czynników powodujących zmiany nieżytowe nosa, gardła, oskrzeli itp. Obserwuje się to często w okresach zmian temperatury powietrza. W środowisku o niskiej temperaturze zmniejsza się pocenie, w związku z tym oszczędzone zostają znaczne ilości ciepła zużywanego na parowanie. Człowiek kurczy się od ruchowo (wzrost tonusu mięśni), co zmniejsza powierzchnię styku z chłodnym otoczeniem i opóźnia straty ciepła. Drugim czynnikiem chroniącym ustrój przed nadmierną utratą ciepła jest wzrost natężenia przemiany materii. Zwiększone wytwarzanie ciepła przez organizm jest wynikiem zmian metabolicznych związanych z działaniem takich czynników, jak: wzrost wydzielania hormonów mających wpływ na przyspieszenie przemiany materii (hormony tarczycy, nadnerczy), wzrost napięcia mięśniowego oraz pojawienie się dreszczy, które polegają na skurczach małych grup mięśniowych, zwiększenie ogólnej aktywności fizycznej. Stwierdzono wzrost przemiany materii u człowieka już po 2 minutach przebywania w otoczeniu o temperaturze 2°C. Fizjologiczny mechanizm obronny przed zimnem nie jest wystarczający w naszych warunkach klimatycznych. Konieczne jest poszukiwanie zabezpieczenia przez stosowanie odpowiedniej odzieży, ogrzewanie pomieszczeń, w których przebywa się i pracuje. Pewną obroną przed zimnem jest też stosowanie odpowiedniego odżywiania – wysokokalorycznego – oraz częstsze przyjmowanie posiłków (np. 5 razy dziennie) w czasie zimy niż w porach letnich. Osoby zaaklimatyzowane do zimna mają na ogół wyższy poziom przemiany materii, a przy doraźnym oziębieniu występuje u nich szybszy wzrost natężenia procesów metabolicznych [Kozłowska-Szczęsna i wsp. 1997, Marszałek i wsp. 1997, Marszałek 2009].

5.2. Promieniowanie słoneczne jako źródło bodźców fotochemicznych

Promieniowanie słoneczne jest bogatym źródłem energii promienistej cechującej się właściwościami cieplnymi, świetlnymi, fotochemicznymi, chemicznymi i biochemicznymi. Biologiczne działanie promieniowania słonecznego zależy od długości fali, natężenia oraz zdolności absorpcyjnej skóry. Intensywność działania zależy przede wszystkim od natężenia promieniowania ultrafioletowego jako najbardziej aktywnej biologicznej części składowej promieniowania słonecznego [Dybczyński i Wolska 1997].

5.2.1. Biologiczne działanie promieniowania ultrafioletowego

Promieniowanie ultrafioletowe jest najbardziej aktywną biologicznie częścią widma słonecznego. Do Ziemi dociera tylko jego część, bowiem najkrótsze promienie C (150–290 nm) oraz część promieniowania B (290–320 nm) zostają pochłonięte przez atmosferę.

Promieniowanie ultrafioletowe wywołuje wiele reakcji chemicznych miejscowych (wpływ bezpośredni) oraz ogólnych (wpływ pośredni). Do objawów miejscowych należy powstawanie rumienia fotochemicznego na skórze w 4–8 godzin po naświetlaniu.

Pod wpływem naświetlania promieniowaniem ultrafioletowym powstaje brązowe zabarwienie skóry (opalenie) o różnych odcieniach, zależnych od karnacji skóry; związane jest to ze wzmożonym wytwarzaniem barwnika skóry – melaniny. Upagniona przez wielu ludzi opalenizna uzyskana podczas kąpieli słonecznych czy naświetlań lampą kwarcową jest w istocie mechanizmem obronnym ustroju przed nadmiernym wnikiem promieni.

Promieniowanie UV negatywnie działa na organizmy osobników albinotycznych lub częściowo albinotycznych, zwłaszcza po spożyciu pokarmów roślinnych zawierających tzw. fotokatalizatory (fotosensybilizatory), czyli substancje reagujące z promieniami słonecznymi – np. gryka, dziurawiec. Pod wpływem tych substancji u osobników albinotycznych obserwuje się specyficzne zmiany skórne zwane osutką gryczaną (fagopiryzmus).

Promienie ultrafioletowe frakcji A i B mają właściwości pobudzania ziarninowania (gojenia się ran), co wykorzystywane jest w leczeniu owrzodzeń skóry. Jednak zbyt długie działanie promieni UV może powodować stany zapalne skóry (*dermatitis*), wynikiem których są powstające pęcherzyki z płynem surowiczym, a nawet martwica skóry. W takim wypadku do krwi przedostają się produkty rozpadu komórek, co wywołuje ogólny odczyn chorobowy objawiający się podwyższeniem temperatury ciała, pobudzeniem nerwowym, zaburzeniami czynności przewodu pokarmowego, a niekiedy nawet śmiercią [Dybczyński i Wolska 1997].

Ogólne działanie na ustrój promieniowania ultrafioletowego polega na wytwarzaniu witaminy D₃ w formie aktywnej w skórze i działaniu na gospodarkę mineralno-wodną. W wyniku naświetlań nadfioletem zwiększa się przyswajanie wapnia i fosforu przez organizm, co ma znaczenie w rozwoju kości u dzieci. Pod wpływem naświetlań promieniami ultrafioletowymi zwiększa się przemiana materii i przyspiesza spalanie tłuszczów, szczególnie u osób otyłych. U osób szczupłych natomiast zwiększa się apetyt. Działanie promieniowania ultrafioletowego na krew wyraża się wzrostem liczby krwinek czerwonych i zawartości hemoglobiny.

Właściwość ta wykorzystywana jest w leczeniu anemii, w rekonwalescencji po chorobach zakaźnych i zabiegach operacyjnych.

Na psychikę – naświetlenia promieniami ultrafioletowymi działają pobudzająco, mobilizująco. U osób uprawiających gimnastykę i sport wyczynowy naświetlania takie zwiększają sprawność, siłę, poprawiają wyniki sportowe.

Promieniowanie ultrafioletowe wpływa na czynność niektórych gruczołów wydzielających hormony. Wzmaga się czynność nadnerczy, jajników i tarczycy. W schorzeniach przebiegających z nadczynnością tych gruczołów, a zwłaszcza w nadczynności tarczycy i nadnerczy, naświetlanie promieniami nadfioletowymi jest przeciwwskazane.

Promienie UV wpływają również na zwiększenie ilości wydzielanego z hemoglobiny tlenu, co podwyższa poziom oddychania komórkowego. Dzięki temu także wzrasta zawartość hemoglobiny we krwi oraz liczba czerwonych krwinek. Jednocześnie wzrasta poziom ciał odpornościowych w organizmach ludzi i zwierząt. Zauważalne jest również pogłębienie oddechu i zmniejszenie częstotliwości oddychania.

UV ma silne właściwości bakteriobójcze, ale przy jego nadmiarze, zwłaszcza UV frakcji C, może dochodzić do nowotworzenia.

Według badań z ostatnich lat wykazano, że niezbędne do zapoczątkowania pigmentacji skóry człowieka (wywołania opalenizny) natężenie promieniowania UVB występuje przy wysokościach Słońca powyżej 30° (nad linią horyzontu), a dolna granica fotochemicznej aktywności promieniowania słonecznego określona jest wysokością Słońca nie mniejszą niż 20° (okres listopad-styczeń przynosi tzw. głód ultrafioletowy) [Kozłowska-Szczęsna i wsp. 1997, Krawczyk 2002].

5.2.2. Biologiczne działanie promieniowania podczerwonego

Niewidzialne promieniowanie podczerwone ma właściwości cieplne. Źródłem tego promieniowania jest Słońce oraz ciała podgrzewane do wysokiej temperatury. Promienie podczerwone przenikają dość głęboko do tkanek, gdzie zmieniają się w ciepło. Ciepło uzyskane tą drogą może przyspieszać reakcje chemiczne ustroju, pod ich wpływem wzrasta przemiana materii i zwiększa się zapotrzebowanie na tlen. Promieniowanie to ma działanie przeciwskurczowe, łagodzi bóle przebiegające ze wzmożonym napięciem (skurczem) mięśniówki gładkiej, np. w narządach jamy brzusznej. Podczerwień ma wyraźne działanie przeciwbólowe. Po nagrzewaniu na słońcu zmniejszają się bóle reumatyczne, bóle po urazach kości i stawów. Promieniowanie cieplne wywołuje również na skórze tzw. rumień wczesny, który powstaje w czasie lub bezpośrednio po naświetlaniu. Powstanie tego rumienia związane jest z miejscowym rozszerzeniem naczyń krwionośnych pod wpływem ciepła. Przedawkowanie podczerwieni powoduje oparzenia, działa również szkodliwie na oko, podobnie jak ultrafiolet [Koradecka i wsp. 1997, Dybczyński, Wolska 1997].

Sztuczne promienniki podczerwieni często stosuje się w budynkach, w których występuje „konflikt interesów”, czyli przebywają osobniki mające różne wymagania termiczne. Promienniki te umożliwiają punktowe dogrzanie stanowiska pracy osobom wykonującym jakies specjalistyczne czynności wymagające odpowiednio wysokiej temperatury, np. w laboratoriach mikrobiologicznych. U zwierząt z kolei umożliwiają punktowe dogrzanie np. legowiska, gdy dorosłe zwierzęta wymagają znacznie niższej temperatury niż ich potomstwo (maciora wymaga max. 20°C, a prosięta w pierwszym tygodniu życia 35–36°C).

5.2.3. Biologiczne działanie promieniowania widzialnego

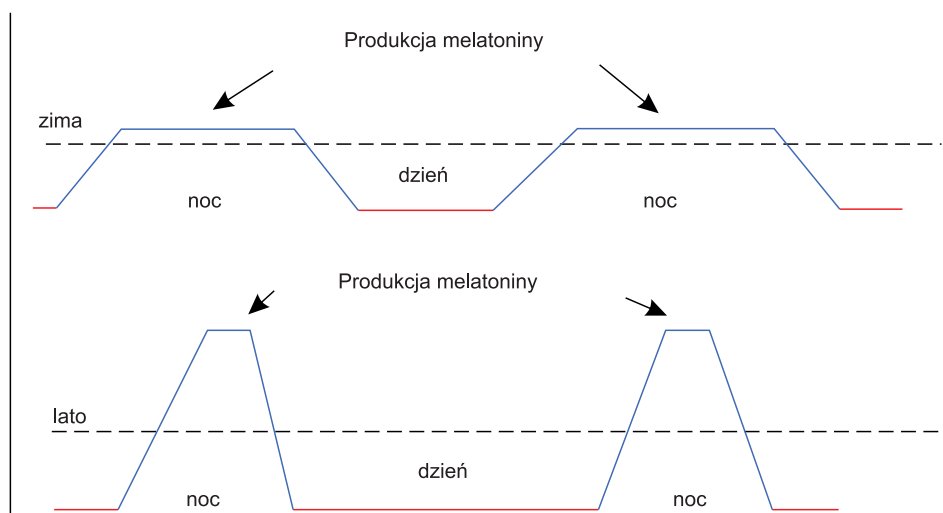
Światło widzialne ma szeroki zakres wpływu na organizmy żywe. Przede wszystkim ułatwia ludziom i zwierzętom poruszanie się w środowisku, orientowanie się w terenie, poszukiwanie pokarmu oraz kontakt z innymi osobnikami, czyli wpływa na wzmószoną aktywność ruchową.

Światło jest także niezbędne do prawidłowego funkcjonowania gruczołów dokrewnych. Światło działa na siatkówkę oka, ze skupisk neuronów sekrecyjnych podnieta biegnie torami Frey'a do podwzgórza, a stamtąd do przedniego płata przysadki mózgowej, co pobudza wydzielanie hormonów gonadotropowych. Hormony te powodują dojrzewanie pęcherzyków Graafa. Działanie światła wzmacnia także wydzielanie hormonów tyreotropowego i kortykotropowego oraz hormonów szyszynki (melatoniny i serotoniny) [Dybczyński, Wolska 1997].

Człowiek jest istotą fotofilną. Ograniczony dostęp do światła może powodować częściowy lub nawet całkowity zanik funkcji reprodukcyjnych. U mężczyzn zbyt długi okres braku światła wpływa na zaburzenia spermatogenezy i obniżenie czynności płciowych.

Pozytywny wpływ światła na stymulację procesów odpornościowych organizmów obserwuje się zwłaszcza u dzieci. W okresach niedoboru promieniowania świetlnego stwierdza się zmniejszoną odporność organizmu na infekcje oraz zwiększone zapotrzebowanie na węglowodany [Dybczyński i Wolska 1997].

U zwierząt fotofilnych w przypadku braku odpowiednio długiego dnia świetlnego oraz właściwego natężenia światła dochodzi do zaburzeń płodności. Bardzo wyraźnie zaburzenia reprodukcji ujawniają się u zwierząt gospodarskich. Ograniczona ilość promieniowania widzialnego powoduje bezpłodność u loch. U krów występują niewyraźne objawy rujowe, co wpływa na zmniejszenie wskaźnika zapłodnień, wydłużenie okresu międzyciążowego, spadek mleczności. U drobiu następuje spowolnienie wzrostu i rozwoju, a w okresie nieśności nawet radykalny spadek jej wydajności. U zwierząt tucznych ogranicza się ilość światła, dzięki czemu wzrasta stopień wykorzystania paszy na cele produkcyjne.



Ryc. 17. Schemat dobowych zmian wydzielania melatoniny w zależności od pory roku i długości nocy [Jankowiak i wsp. 1976]

Zbyt długi okres pogody pochmurnej, czyli ograniczającej dopływ określonej ilości promieniowania widzialnego, zwłaszcza w okresie jesienno-zimowym sprzyja nastrojowi melancholii i rozdrażnienia, a nawet depresji. Dlatego często te przypadłości nazywane są „depresją zimową”. Na tę przypadłość najczęściej zapadają mieszkańcy krajów północnych. W Polsce ok. 3–4% populacji cierpi corocznie z powodu depresji zimowej. Przyczyną tych dolegliwości są zmiany biochemiczne zachodzące w mózgu. Związane jest to z większą produkcją melatoniny w okresie niedoboru światła widzialnego (ryc. 17).

6. WPŁYW ZMIAN CIŚNIENIA ATMOSFERYCZNEGO NA ORGANIZM LUDZKI

Słup powietrza o przekroju 1 cm^2 i wysokości 1 km waży ok. $1,003 \text{ kg}$, czyli nacisk jaki wywołuje na powierzchnię 1 cm^2 , wynosi 1 kgf (kilogram-siła). Przeciętnie powierzchnia ciała dorosłego człowieka wynosi $18\,000 \text{ cm}^2$, co sprawia, że na organizm człowieka działa siła $18\,000 \text{ kgf}$. Nacisk zewnętrzny wywierany przez ciśnienie atmosferyczne równoważony jest przez ciśnienie wewnętrzne organizmu (tj. sprężystość tkanek, ciśnienie osmotyczne, hydrodynamiczne oraz hydrostatyczne). Dzięki temu organizm jest w homeostazie ze środowiskiem. Jeżeli ciśnienie atmosferyczne obniży się o 40 hPa , to nacisk na powierzchnię ciała zmaleje o 1000 kgf . To spowoduje poważne zaburzenia w równowadze z ciśnieniem wewnętrznym organizmu, które stanie się znacznie wyższe od ciśnienia atmosferycznego, a to przyczynia się do powstania poważnych dolegliwości danego organizmu [Jankowiak i wsp. 1976, Bogucki i wsp. 1999].

Nagłe spadki ciśnienia atmosferycznego prowadzą do dezorganizacji w funkcjonowaniu układu nerwowego. Powstają zaburzenia na odcinku naczyniowym (tranzytowym), czego efektem jest przyspieszona synteza kwaśnych mukopolisacharydów (podstawa tkanki łącznej) i zmniejszone ich wydalanie. Powoduje to blokadę łącznotkankową drogi tranzytowej, co w efekcie prowadzi do niedotlenienia i uszkodzeń komórek [Koradecka i wsp. 1997, Kwarecki 1997]. Zewnętrznie objawia się to:

- podnieceniem,
- euforią,
- stanem bezkrytyczności,
- zahamowaniem czynności zmysłów,
- zaburzeniami postawy ciała – występują dolegliwości układu ruchu.

W wyniku spadku ciśnienia atmosferycznego dochodzi także do zaburzeń w funkcjonowaniu układu krążenia – zwłaszcza serca. Nasilające się bóle w okolicach serca są efektem częściowej lub całkowitej blokady łącznotkankowej między naczyniem krwionośnym a komórką mięśnia sercowego. Pojawia się także przyspieszenie akcji serca.

Dochodzi również do lekkiego wzrostu ciśnienia tętniczego krwi oraz wypełniania się gazem jam ciała (ucha środkowego – przytłumienie słuchu; żołądka, jelit – wzdęcia) i pogorszenie dyfuzji tlenu z pęcherzyków płucnych do erytrocytów, co także wywołuje stan niedotlenienia.

Już zmiana ciśnienia atmosferycznego ponad 8 hPa w ciągu doby stanowi niekorzystny dla organizmu człowieka bodziec mechaniczny. Takie zmiany ciśnienia występują w trakcie przemieszczania się frontów atmosferycznych. U ludzi zdrowych powodują zmiany pobudli-

wości układu nerwowego. Zmiany te zaczynają się już 5–6 godzin przed nadejściem frontu i trwają do 3–5 godzin po jego przejściu. W tym przypadku fronty chłodne są bardziej aktywne meteorotropowo. Przynoszą one zmiany ciśnienia atmosferycznego oraz spadek temperatury powietrza. Spadek temperatury wywołuje obkurczanie się naczyń krwionośnych, co może upośledzać funkcjonowanie układu krążenia [Kozłowska-Szczęśna i wsp. 1997, Kwarecki 1997].

Zbyt niskie ciśnienie atmosferyczne idzie zazwyczaj w parze z niską zawartością tlenu, co skutkuje niedotlenieniem organizmu, a objawia się:

- przyspieszeniem tętna;
- zasinieniem błon śluzowych;
- obfitym poceniem się;
- sennością, uczuciem zmęczenia;
- osłabieniem metabolizmu;
- osłabieniem wydolności fizycznej;
- pogorszeniem zdolności widzenia, co jest efektem pogorszenia zdolności akomodacji oka; mniejsza wrażliwość siatkówki (pogorszenie widzenia po zmroku) zaczyna się od wysokości 2000–2500 m n.p.m.; od wysokości 3000–4500 m n.p.m. wrażliwość oka zmniejsza się 10-krotnie;
- spadkiem sprawności zmysłu równowagi [Kozłowska-Szczęśna i wsp. 1997, Kwarecki 1997].

Jeżeli przy spadku ciśnienia atmosferycznego (wraz z wysokością n.p.m.) spadnie stężenie tlenu poniżej 10%, doprowadzi to do zejścia śmiertelnego.

Z biegiem czasu organizm przystosowuje się do przebywania w środowisku o obniżonej zawartości tlenu (niskim ciśnieniu atmosferycznym). Następuje w nim szereg zmian, które w efekcie prowadzą do wyrównania niedoborów tlenu, np.:

- przyspieszenia akcji serca,
- pogłębienia oddechów,
- wzrostu ilości hemoglobiny,
- zwiększenia się liczby i wielkości erytrocytów,
- podwyższenia się ilości białek we krwi,
- zwiększenia się lepkości osocza.

Zbyt niskie ciśnienie atmosferyczne ma negatywny wpływ na rozród ludzi i zwierząt. Doświadczyli tego już w XVI wieku hiszpańscy kolonizatorzy Ameryki Południowej, którzy pierwsze miasta zakładali na znacznych wysokościach w górach (były łatwiejsze do obrony). Na przykład pierwszą stolicą Peru była Janja położona na wysokości 3500 m n.p.m. Sprowadzone z Europy i utrzymywane tam zwierzęta (konie, świnie, kury) w ogóle się nie rozmnażały. Zmusiło to Hiszpanów do przeniesienia stolicy znacznie niżej, stąd też założono ją nad morzem w Limie w 1535 r. Podobnie działo się w Boliwii, gdzie powstało miasto Potosi na wysokości 4300 m n.p.m. Po prawie 60 latach od założenia miasta liczba jego ludności zaczęła gwałtownie spadać. Starzy ludzie wymierali, a dzieci w ogóle się nie rodziły [Trojan 1985].

Dopiero późniejsze badania wykazały, że bezpłodność w warunkach niskiego ciśnienia atmosferycznego związana jest z płcią męską. Na przykład u tryków owiec hodowanych w obszarach wysokogórskich bezpłodność obejmuje aż 50% osobników, a doświadczenia na szczurach przeprowadzane w niskim ciśnieniu stwierdziły, że występowały u nich objawy degradacji jąder. U innych gatunków, np. królików wykazano, że przy obniżonym ciśnieniu

plemniki przestają się poruszać, co uniemożliwia zapłodnienie. Osobniki żeńskie natomiast nie wykazują żadnych objawów negatywnych i zachowują normalną płodność [Trojan 1985].

Górskie osady i osiedla ludzkie położone są do wysokości ok. 3500–4000 m n.p.m., natomiast niektóre zwierzęta mogą występować nawet do wysokości ponad 6000 m n.p.m.

Wzrost ciśnienia otoczenia nawet 2-krotnie w stosunku do optymalnego ciśnienia atmosferycznego nie jest tak groźny dla organizmu człowieka. Największe problemy fizjologiczne związane ze zmianą ciśnienia hydrostatycznego występują u ludzi przy nurkowaniu na większych głębokościach. Nieumiejętne zmienianie głębokości przebywania może prowadzić do urazów ciśnieniowych płuc, ucha, zatok oraz twarzy (a szczególnie oczu). Podczas schodzenia na coraz większą głębokość radykalnie wzrasta ciśnienie otoczenia, co powoduje wzrost prężności gazów rozpuszczonych we krwi. W trakcie wynurzania się ciśnienie otoczenia działające na organizm spada i jeżeli przebiega zbyt szybko, dochodzi do embolii gazowej, czyli wydzielania się pęcherzy gazów (zwłaszcza niebezpieczny jest azot) w naczyniach krwionośnych. Pęcherze te blokują naczynia, co w efekcie najczęściej powoduje śmierć [Koradecka i wsp. 1997, Sićko 1997]. Bardzo dużą tolerancję na zmiany ciśnienia w środowisku mają zwierzęta wodne, zwłaszcza żyjące w morzach i oceanach. Bez uszczerbku dla zdrowia mogą zmieniać głębokość przebywania, a co za tym idzie, także funkcjonować w środowisku o znacznych zmianach ciśnienia hydrostatycznego w znacznym zakresie.

7. RUCH POWIETRZA A ORGANIZM CZŁOWIEKA

Ruch powietrza, czyli przemieszczanie się cząsteczek lub mas powietrznych z miejsca na miejsce, ma wpływ na organizmy żywe. Przy czym wpływ ten może być pozytywny lub negatywny w zależności od prędkości wiatru. Na przykład na wyspach, na których występują częste i silne wiatry, istnieje bardzo mało owadów latających, zwłaszcza motyli. Na Wyspach Fryzyjskich nie występują gatunki owadów tak popularne na pobliskim kontynencie europejskim, jak: bielinek, rusałka, skalnik, wujek, żałobnica, nibypyszczola. Nad obszarami pustyni i stepów wzbijają się w powietrze tylko nieliczne owady o bardzo masywnej budowie, np. trzmiele, a większość gatunków owadów występuje jedynie w warstwie skąpej roślinności [Trojan 1985].

Strumienie spływającego powietrza są nośnikiem informacji zapachowych dla zwierząt. Wiatr przenosi na znaczne odległości informacje o źródłach pożywienia, zagrożeniu ze strony drapieżników lub miejscu przebywania innych osobników w okresie godowym. Komary związane są ze środowiskami podmokłymi – mokradłami, pradolinami rzek, starorzeczami. Wieczorem, gdy wilgotność powietrza jest wysoka, wykonują loty w poszukiwaniu pokarmu. Ochładzające się powietrze zwiększa swoją gęstość i zaczyna spływać rowami i korytami rzek w dolinne rejony mokradeł, gdzie bytują komary. Razem z powietrzem w te miejsca spływają informacje zapachowe, wskazujące na występowanie zwierząt – koni, bydła i innych oraz ludzi, których krew może stanowić pokarm dla samic komarów. Dlatego też komary lecąc pod prąd wiatru, który dostarcza im tych informacji, bezpośrednio trafiają w rejony osad ludzkich, gdzie oprócz ludzi znajdują się zwierzęta gospodarskie. Kiedy brakuje tych strumieni powietrza, komary muszą intensywnie penetrować duży teren w poszukiwaniu pokarmu [Trojan 1985].

Zjawisko anemochorii polega na rozprzestrzenianiu się organizmów żywych wraz z wiatrem. Stanowi ona znaczny udział w zasiedlaniu nowych terenów przez dane organizmy, których do tej pory nie było na tych obszarach. Wiatry wiejące z południa przenoszą na wybrzeża Morza Północnego gatunki alpejskich oraz tropikalnych okrzemek, które znajdowane są w kroplach wody na mchach i porostach. Motyle śródziemnomorskie z rodziny zawisaków (*Deilephila neri*), w ciepłe lata, niesione wiatrem dolatują aż do Petersburga i Finlandii, mimo że w tym środowisku nie mogą się rozmnażać (odbyć pełnego cyklu larwalnego) oraz przeżyć. Zarodniki mchów wraz z wiatrem mogą pokonywać nawet odległość 2000 km. Małe pająki zawieszane na niciach „babiego lata” mogą przemieszczać się na znaczne odległość i często spotykane są nad otwartym morzem ok. 400 km od najbliższego lądu. Podobnie ważki (*Odonata*) występujące na wysepkach Pacyfiku potrafią przelatywać z wyspy na wyspę nawet na odległość kilkuset kilometrów, jeżeli tylko występują sprzyjające wiatry [Trojan 1985].

Rośliny w trakcie ewolucji i przystosowywania się do życia w określonych warunkach wytworzyły także różne sposoby rozprzestrzeniania się. Specyficzny sposób występuje w cyklu

rozprzestrzeniania się roślin należących do grupy biegaczy śnieżnych i stepowych. Latem na stepach rośliny te tracąc wodę, zasychają, skręcają się, są odrywane od podłoża przez wiatr i szepią się razem w kuliste lub walcowate twory. Wiatr toczy je po podłożu, często na ogromne odległości, aż trafią w zagłębienia i wilgotne miejsca. Tam szybko wchłaniają wodę, rozprostowują się, zakorzeniają i zaczynają normalną wegetację [Trojan 1985].

Wiatr przyspiesza oddawanie ciepła z organizmu człowieka (lub zwierzęcia) przez uniesienie (konwekcję) oraz przyspiesza parowanie potu, co dodatkowo potęguje utratę ciepła z organizmu. Ruchy powietrza są bodźcami mechanicznymi, które odczuwane są w postaci oporu powietrza, gdy idzie się „pod wiatr”. Jednak umiarkowanie silny wiatr (o prędkości 5–10 m/s), działając na obnażone części ciała człowieka, spełnia pozytywną rolę mikromasażu skóry. Dzięki temu przyczynia się do usprawniania mechanizmów termoregulacji ustroju (np. warunki plaż nadmorskich) oraz zahartowania organizmu, jakiego nabiera się podczas pobytu nad morzem [Bogucki i wsp. 1999].

8. NATURALNE SKŁADNIKI I ZANIECZYSZCZENIA ŚRODOWISKA ATMOSFERYCZNEGO A ORGANIZM ŻYWY

Zmiany w proporcji naturalnych składników powietrza oraz obecność czynników wprowadzonych do środowiska atmosferycznego przez człowieka oddziałują zarówno na organizm ludzki, jak również na świat roślinny i zwierzęcy.

Zmiany ciśnienia cząsteczkowego tlenu w powietrzu atmosferycznym, występujące na większych wzniesieniach nad poziomem morza, stanowią silny bodziec (hipoksja) powodujący szereg zmian czynnościowych w układzie krążenia i oddychania. Efektem biologicznym tych zmian jest przyspieszenie i pogłębienie oddechów, przyspieszenie czynności serca, a następnie – zmiany w rozmieszczeniu krwi w poszczególnych obszarach naczyniowych. Pobudzony zostaje też układ krwiotwórczy, zwiększa się liczba krwinek czerwonych i hemoglobiny we krwi. Zmiany innych składników powietrza występujących w małych ilościach, jak: ozon, para wodna, dwutlenek węgla i gazy szlachetne – mogą również wywołać różne reakcje biologiczne w ustroju człowieka [Jankowiak i wsp. 1976].

Ozon dolny zawarty w powietrzu w troposferze jest składnikiem aromatyzującym, a jego śladowe ilości dają odczucie orzeźwienia. W małych ilościach nie wywiera istotnego działania biologicznego. Niewielka jego ilość w powietrzu atmosferycznym korzystnie wpływa na organizm człowieka, absorbuje szkodliwe dla organizmu promieniowanie ultrafioletowe oraz częściowo również podczerwone, wykazuje też niewielkie właściwości bakteriobójcze. Przy większych stężeniach drażni błony śluzowe oskrzeli, po pewnym czasie działania usposabia do chorób infekcyjnych płuc [Jankowiak i wsp. 1976, Bogucki i wsp. 1999].

W powietrzu atmosferycznym, w niewielkich ilościach, znajduje się również jod. W okolicach nadmorskich zawartość jodu w powietrzu może być wielokrotnie większa niż w pozostałych rejonach. Pochodzi on z parowania wody, a głównie z gnicia i rozkładu wodorostów morskich. Znaczna zawartość jodu w aerozolu jest również wokół tężni w Ciechocinku i Inowrocławiu. Jod ma ogromne znaczenie dla organizmu człowieka, jest on niezbędny w produkcji hormonów tarczycowych. W okresach zimowych zapotrzebowanie na jod jest większe.

Zwiększenie zawartości pary wodnej w powietrzu atmosferycznym może powodować stany parności, które w znacznym stopniu obciążają ustrój człowieka. Przy małej z kolei wilgotności powietrza, jaka często występuje w pomieszczeniach centralnie ogrzewanych oraz w suchych porach roku, w czasie mroźnych zim, może dochodzić do wysychania błon śluzowych nosa, obniżenia zdolności oczyszczania powietrza wdychanego oraz wzmożonego pragnienia (niedosyt fizjologiczny wilgoci).

Najbardziej zmiennym składnikiem biosfery jest dwutlenek węgla (0,03–2,0%). Związek ten bierze udział w kształtowaniu warunków termicznych biosfery, pochłania bowiem promieniowanie ciepłe długofalowe, a także posiada zdolności odbijania tego promieniowania (potęgując efekt cieplarniany).

Na zdrowie i samopoczucie człowieka wpływają nie tylko składniki naturalne, ale również substancje wprowadzone w dużych ilościach do powietrza. Produkty te powstają w wyniku przemian energetycznych wywołanych przez człowieka. Ważne znaczenie mają także środki chemiczne używane do produkcji i konserwacji żywności oraz zatrucie powietrza przez gazy spalinowe pojazdów mechanicznych i zanieczyszczenia zakładów przemysłowych. Szkodliwy dla zdrowia aerozol sztuczny działa przede wszystkim na drogi oddechowe. W zależności od wielkości cząsteczek i posiadanego ładunku przenika on do różnych odcinków dróg oddechowych, podrażnia błony śluzowe, może również tą drogą przedostawać się do krwi i powodować ogólne zatrucia. Coraz więcej obserwuje się przypadków alergii z objawami miejscowymi i ogólnymi jako reakcje na wspomniane czynniki [Jankowiak i wsp. 1976, Bogucki i wsp. 1999].

Aerozol biologiczny, który składa się z uniesionych w powietrzu wirusów, bakterii, grzybów, komórek roślinnych i zwierzęcych, jest dla człowieka szczególnie szkodliwy ze względu na swoje właściwości zakaźne, uczulające i uodporniające. Poza drogą oddechową szkodliwe substancje powietrza mogą oddziaływać przez skórę, spojówki oczu oraz drogą pokarmową. Niektóre składniki powietrza, rozpuszczalne w tłuszczach i wodzie, mogą dostawać się w głąb skóry, gdzie tworzą kompleksy z białkiem komórkowym, często o właściwościach uczulających [Dutkiewicz 1997].

Przedostawanie się drogą pokarmową substancji zanieczyszczających powietrze (wskutek połknięcia powietrza i śluzu z dróg oddechowych) jest stosunkowo najmniej szkodliwe dla organizmu dzięki odtruwającemu działaniu wątroby.

Z wieloma szkodliwymi substancjami człowiek spotyka się w pracy zawodowej, np. pył węglowy, krzemowy, talk, cement, włókna azbestu. Mogą one powodować przewlekłe zapalenie tkanki śródmiąższowej płuc, nieżyty oskrzeli i inne tego typu objawy. Niektóre pyły (np. azbestowe) dostając się do organizmu, wywołują reakcje nowotworcze prowadzące do powstawania nowotworów (zwłaszcza płuc).

8.1. Wpływ zanieczyszczeń powietrza na zdrowie człowieka

Zanieczyszczenia powietrza mogą dotrzeć wszędzie, jednak największe ich stężenie odnotowuje się w rejonach przemysłowych. Tam też obserwuje się największy ich wpływ na zdrowie ludzi i zwierząt. Związek ten jest jeszcze bardziej widoczny, gdy rozpatruje się go z innymi czynnikami, takimi jak: palenie papierosów, nasłonecznienie, stan psychiczny ludzi itp.

Dwutlenek siarki (SO₂) jest gazem uwalnianym w dużych ilościach przy procesach spalania paliw kopalnych, zwłaszcza węgla. Atakuje najczęściej drogi oddechowe i struny głosowe. Powoduje kurczenie drzewa oskrzelowego, obniża wskaźniki czynnościowe płuc. Przdysponuje układ oddechowy do częstych stanów zapalnych. Po wnikięciu w ściany dróg oddechowych przenika do krwi i dalej do całego organizmu; kumuluje się w ściankach tchawicy i oskrzelach oraz w wątrobie, śledzionie, mózgu i węzłach chłonnych. Duże stężenie SO₂

w powietrzu może również prowadzić do zmian w rogówce oka. Stężenie SO_2 powyżej $3,5 \text{ mg/m}^3$ powietrza (występujące w trakcie smogu) może stwarzać zagrożenie dla życia ludzi [Kozłowska-Szczęсна i wsp. 1997, Puchalska, Skowron 1997].

Tlenek węgla (CO) powstaje w wyniku niepełnego spalania węgla. Jest niezwykle groźny, gdyż posiada właściwości silnie toksyczne (karboksyhemoglobina). Powoduje ciężkie zatrucia (zaczadzenie), a nawet śmierć organizmu. Bardzo często w okresie zimowym w mieszkaniach zbyt szczelnie zamkniętych, przy braku sprawnej wentylacji dochodzi do ułatniania się tego gazu z urządzeń grzewczych (piece, junkersy gazowe).

Tlenek azotu (NO) ma działania toksyczne. Obniża odporność organizmu na infekcje bakteryjne, działa drażniąco na oczy i drogi oddechowe, jest przyczyną zaburzeń w oddychaniu, powoduje choroby alergiczne (m.in. astmę). Tlenki azotu (NO_x) są prekursorami powstających w glebie związków rakotwórczych i mutagennych. W połączeniu z gazowymi węglowodorami tworzą w określonych warunkach atmosferycznych zjawisko smogu, znanego z Los Angeles, Londynu i Meksyku. Tlenki azotu, po utlenieniu w obecności pary wodnej, mają również udział w tworzeniu kwaśnych deszczów i ich niszczącym działaniu [Kozłowska-Szczęсна i wsp. 1997].

Wielopierścieniowe węglowodory aromatyczne (WWA) powodują ostre i przewlekłe zatrucia. W grupie węglowodorów aromatycznych duże zagrożenie stanowi **benzopiren**, ze względu na właściwości rakotwórcze. Ze związkami chemicznymi z tej grupy najczęściej kontakt mają kominiarze, gdyż są one integralnymi składnikami sadzy.

Metale ciężkie (np. ołów, kadm, miedź, cynk, chrom, nikiel, arsen) odkładają się w mózgu, szpiku kostnym, śledzionie, nerkach oraz tkance tłuszczowej. Posiadają właściwości toksyczne, często powodują uszkodzenie układu nerwowego. Wynikiem ich działania są zaburzenia wytwarzania hemoglobiny, co objawia się anemią. Przyczyniają się do zaburzenia snu, agresywności, mogą wywoływać zmiany nowotworowe. Żyjąc w środowisku skażonym metalami ciężkimi oraz spożywając pokarmy zawierające te metale (nawet w niewielkich ilościach) przez wiele lat, u ludzi dochodzi do kumulacji niektórych metali ciężkich np. w tkance tłuszczowej. Niebezpieczne dla zdrowia i życia człowieka mogą być wówczas, gdy osoba zaczyna stosować kurację odchudzającą. W takich przypadkach dochodzi do uruchomienia rezerw energetycznych w postaci tkanki tłuszczowej, a wraz z nimi dużych ilości metali ciężkich w niej zgromadzonych, co może doprowadzić do zatrucia, a nawet śmierci [Kozłowska-Szczęсна i wsp. 1997, Puchalska, Skowron 1997].

Pyły występujące w powietrzu atmosferycznym mogą mieć różnorodny wpływ na organizmy ludzi i zwierząt, w zależności od ich pochodzenia, składu chemicznego, granulacji. Najczęściej powodują podrażnienia naskórka i błon śluzowych oraz alergie. Niebezpieczne są pyły najdrobniejsze o wielkości cząstki poniżej $5 \mu\text{m}$, które z łatwością przenikają do płuc, pęcherzyków płucnych, a z nich także do krwiobiegu. W organizmie mogą wywoływać zatrucia, zapalenia górnych dróg oddechowych, pylicę, nowotwory płuc, choroby alergiczne i astmę [Kozłowska-Szczęсна i wsp. 1997, Jankowska, Więcek 1997].

9. HAŁAS JAKO CZYNNIK ŚRODOWISKA ŻYCIA

Często zapomnianym czynnikiem, mającym wpływ na destrukcję środowiska, jest hałas. Wielkie skupienia ludności, produkcji i usług na stosunkowo małych obszarach aglomeracji miejsko-przemysłowych powodują hałas, który przy większym natężeniu staje się szkodliwy dla zdrowia. Badania wykazały, że hałas o natężeniu 30 dB wywołuje reakcję psychofizjologiczną, 65 dB – reakcję układu wegetatywnego, 90 dB – osłabienie i ubytek słuchu, a 120 dB – mechaniczne uszkodzenie słuchu. Źródłem hałasu są fabryki, ruch uliczny, roboty drogowe i budowlane, a także urządzenia stosowane w gospodarstwach domowych (urządzenia mechaniczne, muzyka, radio, telewizja). Naturalnymi źródłami hałasu są niektóre procesy pogodotwórcze, np. silny wiatr powodujący szum lasu, „huczenie” morza, grzmoty. Wiatry typu fenowego powodujące powstawanie różnych dźwięków w gałęziach drzew (zwłaszcza iglastych) mogą wywoływać przygnębienie, załamania nerwowe, depresję psychiczną, myśli i działania samobójcze [Kozłowska-Szczęsna i wsp. 1997, Bogucki i wsp. 1999, Engel i wsp. 1997].

Obok obszarów silnie przekształconych przez człowieka istnieją jeszcze w Polsce zakątki, w których zachowała się przyroda mało zmieniona od wieków. Obszary te zasługują na pełną ochronę. Zazwyczaj nie ma na nich miejscowych zanieczyszczeń środowiska. Podlegają jednak wpływowi zewnętrznych źródeł emisji różnych zanieczyszczeń, które powodują dewastację szaty roślinnej i świata zwierzęcego, jednocześnie wpływając na zmiany klimatu lokalnego.

Hałas przy większym natężeniu staje się szkodliwy dla zdrowia. Przyjmuje się, że próg szkodliwości hałasu stanowi dźwięk o natężeniu 35 dB, a >85 dB określony jest jako „hałas nieznośny”, powodujący zaburzenia układów krążenia i pokarmowego [Engel i wsp. 1997]. W otoczeniu sanatoriów i szpitali maksymalny, krótkotrwały poziom dźwięku nie może przekraczać 70 dB.

Coraz większy hałas generowany przez działalność człowieka jest zagrożeniem dla zwierząt. Zaburza ich naturalne procesy życiowe, zwierzęta opuszczają swoje dotychczasowe siedliska, hałas uniemożliwia rozprzestrzenianie się dźwięków służących zwierzętom do porozumiewania się. Znacznie utrudnia obronę zwierzętom przed drapieżnikami, uniemożliwia właściwe zimowanie (np. nietoperzom), rozród itp. Szczególnie z powodu nadmiernego hałasu, emitowanego chociażby przez silniki okrętów, wybuchy podwodne powodowane przez firmy poszukujące ropy naftowej i gazu, sonary wojskowe, cierpią zwierzęta morskie, walenie, delfiny, żółwie morskie, którym dźwięk służy do komunikacji. Dźwięki emitowane w wodzie rozchodzą się na setki, a nawet tysiące kilometrów (np. detonacje materiałów wybuchowych w wodzie są słyszalne jeszcze z odległości ok. 3 tys. km). Zdezorientowane zwierzęta padają coraz częściej ofiarą zderzeń ze statkami, przestraszone czy zaskoczone zbyt głęboko nurkują,

co powoduje ich cierpienie, a nawet śmierć z powodu objawów podobnych do choroby keso-
nowej (embolii gazowej).

Ta sytuacja, niestety, nie ulegnie zmianie na lepsze, gdyż z roku na rok natężenie hałasu w środowisku działania człowieka jest coraz większe. Szacuje się, że hałas emitowany przez działalność na morzach i oceanach ulega podwojeniu co każde 10 lat (tak było w ostatnich 50 latach) [Hester i wsp. 2008, Hildebrand 2009, Ilyina i wsp. 2010, Martinez, Orams 2009, Vermeij i wsp. 2010].

10. BIOMETEOROLOGICZNA KLASYFIKACJA POGODY

Na potrzeby biometeorologii człowieka opracowano kilkanaście prób klasyfikacji biometeorologicznej typów stanu pogody, z których największą popularność zdobyła sobie klasyfikacja Ungeheuera. Zakłada ona, że podczas normalnego rytmicznego przebiegu pogody procesy biologiczne przebiegają normalnie. Każde zakłócenie tego przebiegu pociąga za sobą reakcje meteorotropowe. Jako najważniejsze czynniki warunkujące wyróżnienie typów pogody na potrzeby biometeorologii człowieka przyjęto odchylenia od przebiegu normalnego temperatury powietrza atmosferycznego, wilgotności względnej oraz ciśnienia atmosferycznego. Istotne również są fazy zmian pogody, gdyż układ tych zmian i następstwo faz po sobie mają różny wpływ na organizm człowieka [Bogucki i wsp. 1999].

Pozwoliło to na wyróżnienie 6 typów biometeorologicznych pogody bodźcowej:

- typ 1 – średnio ładnej pogody,
- typ 2 – pięknej pogody,
- typ 3 – pogody ładnej fenowej,
- typ 4 – rozpoczynającej się zmiany pogody,
- typ 5 – całkowicie zmiennej pogody,
- typ 6 – rozpoczynającego się uspokojenia pogody.

Typy od 1–3 kształtowane są przez promieniowanie słoneczne i wykazują normalną lub prawie normalną zmienność dobową przebiegu warunków meteorologicznych, typy 4–5 to stan pogody związany z przechodzeniem frontów atmosferycznych, gdzie notuje się znaczne odchylenia od normalnego przebiegu wartości elementów meteorologicznych oraz typ 6, gdzie zaburzony rytm przebiegu wartości meteorologicznych powoli ulega stabilizacji. Za najbardziej biometeorotropowe należy uznać typy pogody od 3 do 6.

W typie 4 mamy do czynienia z sytuacją przechodzenia przez dany rejon frontu atmosferycznego ciepłego oraz napływem ciepłej i wilgotnej masy powietrza. Obserwuje się wzrost zachmurzenia, poczynając od chmur piętra wysokiego oraz pojawiają się opady o charakterze ciągłym. Ulega zmianie dobowy rytm przebiegu wartości meteorologicznych.

W typie 5 pogodę kształtują warunki charakterystyczne dla przechodzenia frontu chłodnego, ze zmiennym zachmurzeniem, przelotnymi opadami deszczu oraz burzami i szkwałami. Ciśnienie po przejściu frontu wykazuje tendencję rosnącą. Dobowy przebieg temperatury powietrza i wilgotności względnej jest zaburzony i wykazuje cechy stłumienia.

W typie 6 przebieg pogody związany jest z tylną częścią niżu po przejściu frontu chłodnego w rejonie możliwości uaktywnienia się drugorzędnych frontów chłodnych. Początkowo masa powietrza jest chłodna i wilgotna, w miarę rozbudowy wyżu atmosferycznego staje się bardziej sucha i cieplejsza, dobowy zmienność parametrów temperatury i wilgotności powietrza atmosferycznego powoli powraca do stanu normalnego (tab. 11).

Oddziaływanie poszczególnych bioklimatycznych typów pogody na organizm człowieka
[wg Farata i wsp. 2010 za Ungeheuerem]

Reakcja człowieka	Typ 1	Typ 2	Typ 3	Typ 4	Typ 5	Typ 6
Sen	prawidłowy	prawidłowy	płytki	niespokojny	ciężki, głęboki	głęboki
Stan psychiczny	w normie	ożywienie	niespokojny	rozdrażnienie	przygnębianie	uspokojenie
Odczucie bólu	zmniejszone	zmniejszone	w normie	zwiększone	zwiększone	zmniejszone
Samopoczucie	dobrze	dobrze	pogorszenie	złe	poprawa	dobrze
Nieszczęśliwe wypadki	mniej	mniej	więcej	więcej	więcej	mniej
Stan rozdrażnienia	zmniejszony	w normie	rosnący	maksymalny	zmniejszony	w normie
Czas reakcji	przyspieszony	przyspieszony	opóźniony	opóźniony	opóźniony	w normie
Śmiertelność	zmniejszona	zmniejszona	w normie	zwiększona	zwiększona	zmniejszona

W praktyce można stosować także inną biometeorologiczną klasyfikację stanów pogody w odniesieniu do ich oddziaływania bodźcowego na organizm człowieka. Za decydujące kryterium można przyjąć stan ciśnienia atmosferycznego, a zwłaszcza jego zmienność i odległość punktu obserwacyjnego od centrum układu barycznego. Metoda ta za najbardziej bodźcową uważa pogodę, w której zmiany ciśnienia atmosferycznego zachodzą szybko i niecyklicznie. Z kolei pogoda z dużym zachmurzeniem i opadami atmosferycznymi, ale stabilna barycznie nie obciąża w nadmierny sposób procesów fizjologicznych człowieka. Taki typ kiepskiej, ale stabilnej pogody charakterystyczny jest dla tzw. zgniętego wyżu. Według tej klasyfikacji biometeorologicznej pogody najbardziej niekorzystne dla organizmu człowieka warunki pogodowe występują przy zmianach mas powietrznych. Najgorsze warunki są wówczas, gdy masy powietrza charakteryzują się krańcowo różnymi cechami fizycznymi. Na przykład, gdy w chłodnym okresie roku (w zimie) powietrze arktyczno-kontynentalne (suche i mroźne) przynoszące do Polski tzw. wyż rosyjski zostanie wyparte przez powietrze pochodzenia polarno-morskiego (wilgotne i ciepłe) znad północnego Atlantyku przynoszące niż. Oprócz zmiany temperatury i wilgotności przynoszą one znaczne zmiany ciśnienia atmosferycznego i ewolucję układów barycznych. Przechodzenie frontów atmosferycznych oraz chwiejna równowaga masy powietrza również znacznie pogarszają warunki biometeorologiczne na danym obszarze. Zazwyczaj pogoda kształtowana przez wyż atmosferyczny we wszystkich klasyfikacjach biometeorologicznych uznawana jest za stabilną [Bogucki i wsp. 1999].

W wyniku ewolucji wpływ klimatu i stanów pogodowych na organizmy ludzi ulegał ciągłym zmianom dążącym do największego uniezależnienia się od ich wpływu. Zwiększyły się warunki adaptacyjne do panujących warunków atmosferycznych. Jednak osiągnięcie pełnej niezależności nie jest możliwe nawet w odniesieniu do człowieka. Najdobitniejszym tego przykładem jest stan pogody obfitujący w skrajności mierzonych wartości pogodowych, np. obfite opady, burze, huraganowe wiatry i susze.

Bodźcowe oddziaływanie na organizm człowieka poszczególnych warunków meteorologicznych uzależnione jest od poziomu odporności zarówno fizjologicznej, jak i psychicznej. Co za tym idzie, najbardziej niekorzystny lub najbardziej korzystny wpływ pogody na organizm ludzki ma miejsce podczas choroby, przemęczenia fizycznego lub umysłowego, np. u sportowców w stanie przetrenowania. U meteoropatów w okresach zmian pogody znacznie obniża się koncentracja i wydajność pracy, a wzrasta zagrożenie związane z możliwością zwiększenia wypadkowości [Kozłowska-Szczęśna i wsp. 1997, Bogucki i wsp. 1999].

11. BODŹCE NEUROTROPOWE

Niektóre czynniki meteorologiczne i sytuacje pogodowe mają szczególny wpływ na układ nerwowy, narządy zmysłów i sferę psychiczną człowieka. W wyniku nieokreślonych, krótkotrwałych zmian pogody, w których jednocześnie zmianom ulega wiele czynników meteorologicznych i magnetoelektrycznych, dochodzi do zmian czynnościowych w układzie nerwowym, wyrażających się złym samopoczuciem, nadpobudliwością, drażliwością, lękiem, niepokojem, bólami głowy, często depresją. Już w 1920 r. Halle, a po nim w 1931 r. de Rudder wykazali, że w dniach panowania fenu (w Polsce zwanego halnym) dochodzi do zwiększenia liczby samobójstw. Mączyński [Jankowiak i wsp. 1976] wykazał, że podczas pogody uwarunkowanej istnieniem niżu bliskiego, frontu zokludowanego, wyżu zaburzonego i w czasie dni z przechodzeniem frontu atmosferycznego dochodzi do istotnego wzrostu dobowych częstotliwości wypadków drogowych. Inni autorzy wykazali wzrost dziennej liczby wypadków przy pracy i interwencji pogotowia ratunkowego w dniach panowania meteorotropowych sytuacji pogodowych [Jankowiak i wsp. 1976, Bogucki i wsp. 1999, Kozłowska-Szczęśna i wsp. 1997].

Nie zbadano dotąd dokładnie, które z czynników lub zespołów meteorologicznych są odpowiedzialne za zmiany w układzie nerwowym i narządach zmysłów. Promieniowanie widzialne słońca, zjawiska akustyczne towarzyszące wiatrowi, wyładowania elektryczne, ruch powietrza oraz warunki termiczne, wrażenia węchowe związane z zawartością ozonu w powietrzu, tlenków azotu, aerozolu morskiego i fitoncydów wpływają na różne narządy zmysłów. Bodźce te wywołują określone odruchy bezwarunkowe i warunkowe, mające związek ze sferą psychiczną człowieka.

12. WPŁYW TEMPERATURY POWIETRZA NA DYNAMIKĘ DZIAŁANIA LEKÓW

Zmiany metaboliczne, wewnątrzwydzielnicze, zmiany ukrwienia wywoływane w ustroju człowieka działaniem czynników meteorologicznych sprawiają, że jednakowe dawki leku mogą wywierać różne działanie u tego samego człowieka. Wykazano, że podczas przegrzewania atmosfery (w dni upalne) leki wchłaniają się szybciej w przewodzie pokarmowym, a w stanie ochłodzenia wchłanianie wstrzykniętych podskórnym leków zachodzi wolniej. W miarę wzrostu temperatury ciała wzrasta aktywność i toksyczność nasercowych glikozydów. Toksyczność hormonów kory nadnerczy, efedryny, amfetaminy wzrasta jednocześnie ze wzrostem otaczającej temperatury. Obniża się natomiast toksyczność kofeiny, która ulega szybszemu rozkładowi. W niskich temperaturach otaczającego powietrza przedłuża się hipoglikemiczne działanie insuliny. Toksyczność leków i substancji zanieczyszczających powietrze zwiększa się w wyższej temperaturze w wyniku szybszej absorpcji przez drogi oddechowe i skórę [Jankowiak i wsp. 1976].

13. CHARAKTERYSTYKA WYBRANYCH CHORÓB METEOROTROPOWYCH

Organizm człowieka zdrowego reaguje na niewielkie zmiany czynników pogodotwórczych w sposób niezauważalny. Jednak, kiedy zmiany te są znaczne i zachodzą w krótkim okresie czasu, nawet u człowieka zdrowego mogą wystąpić reakcje meteorotropowe, które objawiają się:

- sennością lub bezsennością,
- osłabieniem,
- małą wydolnością fizyczną,
- bólem głowy (migreny),
- dekoncentracją, zmęczeniem, zniechęceniem, apatią i brakiem apetytu,
- wzmożoną pobudliwością wegetatywnego układu nerwowego,
- osłabieniem reakcji adaptacyjnych [Kozłowska-Szczęsna i wsp. 1997].

Chorobami meteorotropowymi nazywa się te jednostki, co do których znaleziono korelację między ich występowaniem a zaistnieniem określonych sytuacji pogodowych. Czynniki meteorologiczne mogą inicjować lub wzmacniać rozwój choroby, a także sprzyjać występowaniu przenosicieli czynników chorobotwórczych [Jankowiak i wsp. 1976, Kozłowska-Szczęsna i wsp. 1997].

Choroby gośćcowe – obserwuje się nasilenie bólów stawów, nerwobóli, zaostrzenie stanów zapalnych stawów i kości na kilka godzin przed nadejściem frontu atmosferycznego ciepłego lub zimnego. **Dyzergie pourazowe i poamputacyjne** objawiają się bólami mięśni i stawów, które uległy urazowi przed laty, bóle kikutów, tzw. fantomowe, pojawiają się najczęściej na kilka godzin przed zmianą pogody. Bóle stawów wynikają ze zwiększenia się lepkości mazi stawowej, co zmniejsza poślizg powierzchni stawowej [Ankowska 2010].

Choroba wieńcowa – szacuje się, że ok. 90% ataków zawału serca koreluje dodatnio z przechodzeniem frontów atmosferycznych. Przy nagłych zmianach pogody bóle serca u osób chorych występują częściej. Przy przechodzeniu frontów chłodnych obserwuje się zmiany fizykochemiczne we krwi, występuje wzrost lepkości i skrócenie czasu krzepliwości → te zmiany i miażdżyca naczyń u chorych sprzyjają zawałom serca. W regionach, gdzie lato jest upalne i wilgotne, zapadalność na choroby układu krążenia wzrasta w lecie i zmniejsza się w zimie – ma na to wpływ stres cieplny działający na elastyczność i opór obwodowych naczyń krwionośnych, lepkość krwi, czas krzepnięcia i łamliwość włósniczek. W obserwacjach rocznych największą liczbę zachorowań na zawał serca stwierdzono w styczniu i lutym, a najmniejszą w czerwcu, lipcu i sierpniu. Zawał serca częściej spotyka osoby z zaburzeniami autonomicznego układu nerwowego. Badania wykazały, że u tych chorych występują wyraźne zaburzenia w termoregulacji oraz zmiany w czynności wydzielniczej gruczołów wydzielania

wewnętrzny pod wpływem zimnych frontów atmosferycznych. Zmiany krzepliwości krwi wraz ze współistniejącą miażdżycą naczyń serca sprzyjają powstaniu zawału serca [Kaiser 2006].

Niekorzystne warunki pogodowe mogą być przyczyną nawet do 30–40% zgonów wywołanych chorobami układu krążenia. Wykazano, że na wzrost liczby zgonów z tego powodu największy wpływ ma temperatura powietrza, zwłaszcza zbyt wysoka lub zbyt niska w danych warunkach środowiskowych. Najgroźniejsze pod tym względem są tzw. fale upałów lub fale mrozów oraz aktywne fronty ciepłe niosące gorące masy powietrza w chłodnej porze roku. Za przykład mogą służyć zdarzenia z sierpnia 2003 roku, kiedy to fale upałów (temperatura osiągała nawet 40°C) we Francji i Anglii przyczyniły się do zgonu ok. 15 tys. osób, a w całej Europie ok. 30 tys. osób.

Dodatkowym czynnikiem pogłębiającym choroby układu krążenia jest znaczny wzrost koncentracji zanieczyszczeń gazowych w powietrzu, zwłaszcza pochodzenia antropogenicznego.

Choroba nadciśnieniowa – stwierdzono, że największe wahania ciśnienia tętniczego krwi występują podczas frontów chłodnych. Największe spadki ciśnienia krwi pojawiają się w ciepłych porach roku oraz podczas przechodzenia frontów ciepłych. W okresach panowania niżu atmosferycznego obserwowane są również spadki ciśnienia krwi u osób zdrowych i u chorych z nadciśnieniem [Jankowiak i wsp. 1976, Kaiser 2006].

Choroby alergiczne – przy napływie chłodnych mas powietrza i nagłym wzroście burzliwości atmosfery gwałtownie wzrasta częstotliwość napadów astmy oskrzelowej. Napady duszności, katar sienny, astma, odczyny alergiczne skóry nasilają się w czasie kwitnienia i pylenia traw i drzew owocowych oraz innych gatunków roślin, a więc od wiosny do jesieni, unoszeniu tych zanieczyszczeń sprzyja sucha słoneczna pogoda (oprócz grzybów) z dużymi ruchami powietrza [Kaiser 2006].

Nieżyty nosa, gardła, krtani, tchawicy – nasilają się podczas przepływu zimnych mas powietrza. Wynika to z tego, że oziębienie ciała wywołuje:

**skurcz naczyń → spadek ukrwienia → spadek dostarczanego O₂
→ zablokowanie miejscowej przemiany materii → spadek odporności organizmu.**

Najbardziej odporni, tzn. najrzadziej chorują na tzw. przeziębienie, są ludzie o prawidłowej budowie ciała, przy prawidłowym stosunku powierzchni ciała do ciężaru. Ludzie szczupli i wysocy mający za dużą powierzchnię ciała do ciężaru, bardziej podatni są na oziębienie, częściej chorują na katar, szczególnie wiosną. Osoby otyłe mają mniejszą powierzchnię ciała w stosunku do objętości, ale w większym stopniu pocą się, a przy niewłaściwym ochłodzeniu chorują również często na katar, z tym że częściej zimą [Kaiser 2006].

Grypa – najwyższa zachorowalność występuje przy nagłym spadku ciśnienia atmosferycznego, nadejściu frontów chłodnych, napływie polarne powietrza morskiego i silnym wietrze. Podczas pogody niżowej maleje odporność organizmu na zakażenia, a wirusy wykazują większą aktywność, gdyż wirus grypy łatwiej przenosi się w powietrzu wilgotnym niż w suchym. Ludzie zahartowani rzadziej chorują na grypę, ponieważ mają sprawniejszą termoregulację i większą odporność na działania szkodliwych czynników [Kaiser 2006].

Wzrost napadów padaczkowych obserwuje się również przy przepływie chłodnych mas powietrza.

Na **choroby psychiczne** pobudzający wpływ ma napływ mas gorącego i suchego powietrza. Chorzy psychicznie wykazują szczególną wrażliwość na zmiany warunków atmos-

ferycznych. Okresy pobudzenia chorych na schizofrenię są znacznie częstsze przy zmianach ciśnienia atmosferycznego, niezależnie od kierunku tych zmian. Zwiększa się częstotliwość napadów drgawkowych u chorych z padaczką tuż po przejściu zimnych frontów atmosferycznych. Podczas wiatrów fenowych obserwuje się nasilenie objawów depresji, zwiększoną liczbę samobójstw, wzrost liczby bójek, kłótni, podniecenie płciowe, bóle gośćcowe, bóle głowy, wzrost temperatury ciała powoduje zwiększenie ciśnienia tętniczego krwi u chorych na nadciśnienie, powstawanie obrzęków, krwotoki śródmózgowe i zatory płucne [Kaiser 2006].

Wrzody żołądka i dwunastnicy – występują częściej jesienią i zimą niż w innych porach roku. Zjawisko narastania liczby zachorowań lub zaostrzeń choroby wrzodowej zauważa się w listopadzie, grudniu, styczniu i lutym. Powikłania choroby w postaci krwawień występują natomiast częściej w okresach panowania ciepłych frontów atmosferycznych. Mimo wieloletnich badań i obserwacji nie uchwycono dotąd ścisłej zależności między występowaniem choroby wrzodowej a określonym czynnikiem meteorologicznym. Na podstawie przeprowadzonych dotychczas badań można wysunąć następującą hipotezę – osoby z zachwianym systemem nerwowym częściej chorują na chorobę wrzodową, wykazują też większą wrażliwość na promieniowanie ultrafioletowe. Wrażliwość ta jest znacznie większa w porze zimowej niż letniej. Promieniowanie ultrafioletowe pobudza wytwarzanie histaminy, która z kolei może wpływać na zwiększone wydzielanie kwasu solnego w żołądku i wywoływać nadkwasotę, która sprzyja powstawaniu i zaostrzeniu choroby wrzodowej [Kaiser 2006].

Nowotwory skóry – znamienne jest występowanie tego schorzenia prawie zawsze na odkrytych powierzchniach skóry. Częściej zapadają na nie ludzie o delikatnej skórze z małą zawartością barwnika, szczególnie albinosi, rudzi i jaśni blondyni. W strefach klimatycznych, gdzie występuje większe natężenie promieniowania ultrafioletowego (bliżej równika), obserwuje się znacznie większą zapadalność na raka skóry, zwłaszcza dotyczy to ludzi białych – przybyszów. Fakty te sugerują pewien związek powstawania raka skóry z działaniem intensywnego naświetlania promieniowaniem nadfioletowym, szczególnie u osób wrażliwych na to promieniowanie. Nadmierne opalanie się, poprzez zbyt długie wystawianie ciała na działanie promieni słonecznych, może być szkodliwe, zwłaszcza dla osób o jasnej karnacji skóry [Kaiser 2006].

Naturalne ogniska **chorób zakaźnych** powstają w określonych warunkach geograficznych, w których mogą zaistnieć wszystkie czynniki niezbędne w tym łańcuchu epidemicznym (**człowiek** → **przenosiciel** → **zarazek** → **jego naturalny rezerwuuar w przyrodzie**), warunki meteorologiczne mogą sprzyjać lub utrudniać istnienie tych czynników. Klasycznym przykładem jest występowanie malarii – zakończenie cyklu rozwojowego *Plazmodium vivax* staje się możliwe tylko wówczas, gdy temperatura powietrza osiągnie co najmniej 16°C. Natomiast w przypadku japońskiego wirusowego zapalenia mózgu typu B, przenieszonego przez moskity, stwierdzono, że dopiero współdziałanie temperatury powietrza i opadów deszczu o określonym nasileniu kształtuje warunki, w których możliwy jest normalny rozwój przenosiciela tej choroby. Z kolei, masowe występowanie epidemii duru plamistego znacznie częściej występuje w klimacie umiarkowanym i chłodnym – warunki geoklimatyczne odgrywają tu pośrednią rolę, gdyż w chłodnym klimacie staje się konieczne noszenie wielowarstwowej odzieży, w której (przy braku higieny) gnieźdzą się wszy – przenosiciele tej choroby [Kaiser 2006].

14. AKLIMATYZACJA, AKLIMACJA I ADAPTACJA

Wszystkie reakcje organizmu na ukształtowanie czynników klimatycznych nazywa się przystosowaniem. Można je różnicować na przystosowanie fizjologiczne i fizjopatologiczne.

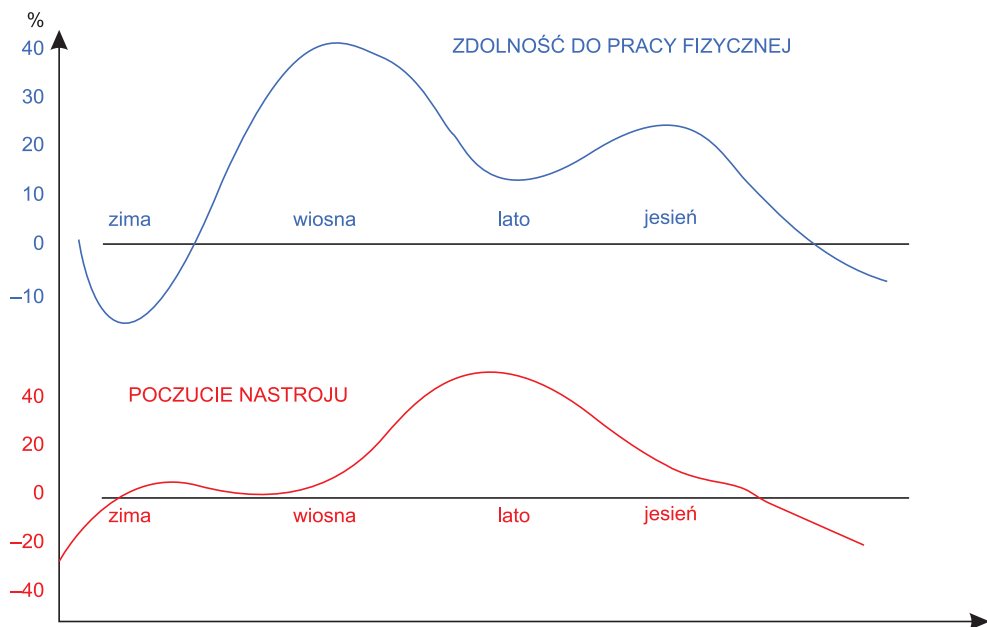
Aklimatyzacja jest to odwracalny zbiór procesów zachodzących w organizmie, zmian reakcji fizjologicznych, które wzmagają sprawność organizmu w czasie, gdy przebywa on w środowisku przekraczającym strefę neutralną. Procesy te zachodzą wówczas, gdy organizm znajdzie się w odmiennych warunkach atmosferycznych, przy zmianie stref klimatycznych czy też przy zmianach pór roku [Bogucki i wsp. 1999].

Już w pierwszych chwilach kontaktu z nowym środowiskiem obserwuje się odruchy przystosowania. Jednak dopiero dłuższe działanie bodźca prowadzi do aklimatyzacji ustroju drogą zmian czynnościowych, metabolicznych i morfologicznych. Procesy przystosowawcze organizmu są konieczne do utrzymania równowagi między środowiskiem wewnętrznym i zewnętrznym. Ta homeostaza jest niezbędna do prawidłowego przebiegu wszystkich procesów fizjologicznych zachodzących w organizmie. Większość tych procesów aklimatyzacyjnych regulowana jest przez układ nerwowy wegetatywny i przebiega poza świadomością człowieka. Aklimatyzacja polega na dostosowaniu procesów fizjologicznych do nowych warunków klimatycznych i pogodowych. To przystosowanie osiąga się także poprzez świadome, czynne (behawioralne) postępowanie, np. zmienia się tryb życia, zachowanie, dietę, odpowiedni dobór odzieży. Szybkość zachodzenia procesów aklimatyzacyjnych zależy od indywidualnych predyspozycji organizmu, jego wieku, natężenia czynników atmosferycznych w nowym środowisku. Osiągnięcie stanu równowagi organizmu w nowych warunkach środowiskowych oznacza pełną aklimatyzację. Procesy przystosowawcze zawsze dodatkowo obciążają organizm, tylko jedne organizmy przechodzą je łatwiej, a inne trudniej. Dlatego przy znacznych zmianach czynników klimatycznych może dochodzić do dłuższego lub krótszego okresu dyskomfortu objawiającego się różnymi dolegliwościami. Przystosowania aklimatyzacyjne mijają po powrocie organizmu do poprzednich warunków środowiskowych, czyli są nietrwałe. Stałe przebywanie jednostki w nowych warunkach klimatycznych prowadzi do stałych zmian przystosowawczych ustroju określanych jako **aklimacja**. Jest to również proces odwracalny, ale zakłada się, że zachodzi u ludzi, którzy na stałe zmienili miejsce zamieszkania, np. wyjechali na stałe z Polski do Australii. Jednak, gdyby osoba zdecydowała się powrócić po kilkudziesięciu latach do środowiska, z którego się wywodziła, to również te przystosowania aklimacyjne ulegną niwelacji, czyli organizm przejdzie procesy deaklimacji [Bogucki i wsp. 1999].

W warunkach klimatycznych Polski organizm człowieka podlega procesom aklimatyzacyjnym wraz ze zmianami pór roku. Jesienią przystosowuje się do skracającego się dnia świetlnego oraz niższych temperatur. Zmianie ulegają procesy fizjologiczne (poziom produkcji hormonów) i metabolizm (ryc. 17). W organizmie wzrasta zapotrzebowanie na pokarm

wysokokaloryczny. Z kolei na wiosnę organizm przystosowuje się do coraz dłuższego dnia świetlnego oraz coraz wyższych temperatur. Obniża się metabolizm i zapotrzebowanie organizmu na pokarm wysokokaloryczny.

Wraz ze zmianą pór roku zmienia się także wydolność i wydajność fizyczna organizmu człowieka. Zdolność do pracy radykalnie wzrasta wczesną wiosną, a poziom maksymalny osiąga w szczytowym okresie wiosny. Znacznie niższa jest wydajność fizyczna organizmu w pełni lata (ryc. 18). Organizm dużym kosztem musi utrzymać temperaturę ciała na optymalnym poziomie, a znacznie trudniej pozbyć się nadmiaru ciepła z organizmu w lecie, w czasie upałów, niż dogrzać go, gdy temperatura zewnętrzna jest niska [Jankowiak i wsp. 1976, Bogucki i wsp. 1999].

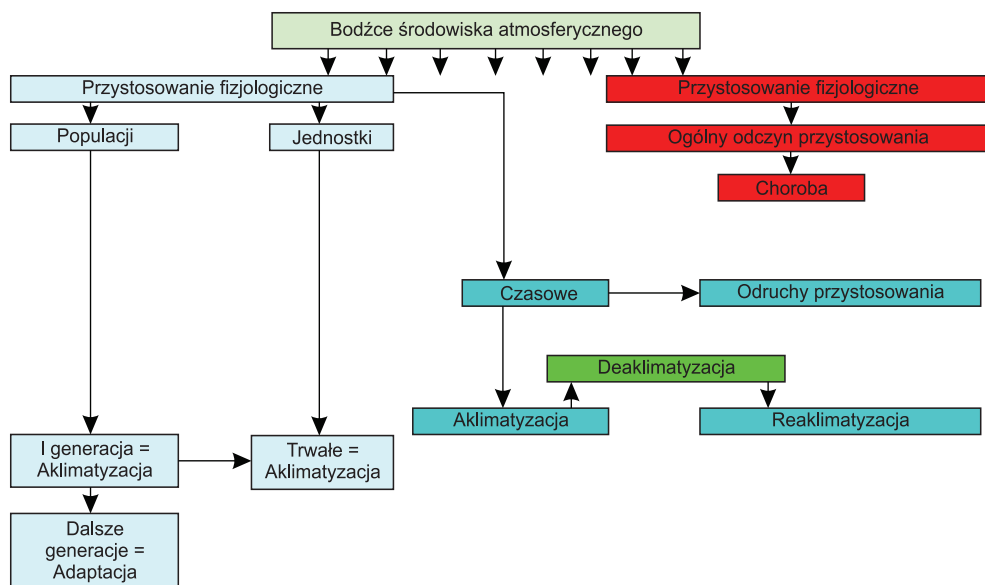


Ryc. 18. Sezonowe wahania zdolności do pracy fizycznej i poczucia nastroju [wg Jankowiaka i wsp. 1976 za Agishi i Hildebrandt]

Reaklimatyzacja obserwowana jest u osób często zmieniających środowisko życia, np. u wielokrotnych uczestników wypraw wysokogórskich. Po długiej przerwie przebywania w warunkach obciążających (wysokogórskich) człowiek po powrocie znów musi przejść okres przystosowawczy do warunków poprzednich (ryc. 19).

Adaptacja jest to biologiczne przystosowanie się drogą genetyczną (ewolucyjne przystosowanie) gatunku w ciągu wielu generacji, głównie pod wpływem bodźców otoczenia do zmienionych warunków życia w nowym środowisku (ryc. 19). Na przykład potomkowie europejskich kolonizatorów Afryki, zwani Afrykanerami, są trwale przystosowani do warunków klimatycznych Afryki, mimo że ich przodkowie pochodzili z Europy. Wystąpiła u nich zmiana karnacji skóry na znacznie ciemniejszą niż u Europejczyków.

Adaptacja fizjologiczna są to szybkie zmiany funkcji organizmu, wywołane przez trwałe bodźce docierające głównie przez receptory i układ nerwowy.



Ryc. 19. Schemat faz przystosowania oraz adaptacji człowieka i populacji [Jankowiak i wsp. 1976, Falkiewicz, Mączyński 1974]

Procesy aklimatyzacji przebiegają równocześnie na poziomie komórek, tkanek narządów i układów ustroju [Jankowiak i wsp. 1976, Bogucki i wsp. 1999].

Aklimatyzacyjne reakcje komórek polegają na przykład na:

- odkładaniu się większych ilości pigmentu w komórkach naskórka pod wpływem promieniowania UV,
- wzroście aktywności oksydazy cytochromowej i zwiększeniu ilości mioglobiny we włóknach mięśniowych pod wpływem obniżonego ciśnienia.

Z kolei, aklimatyzacyjne reakcje narządów polegają na przykład na:

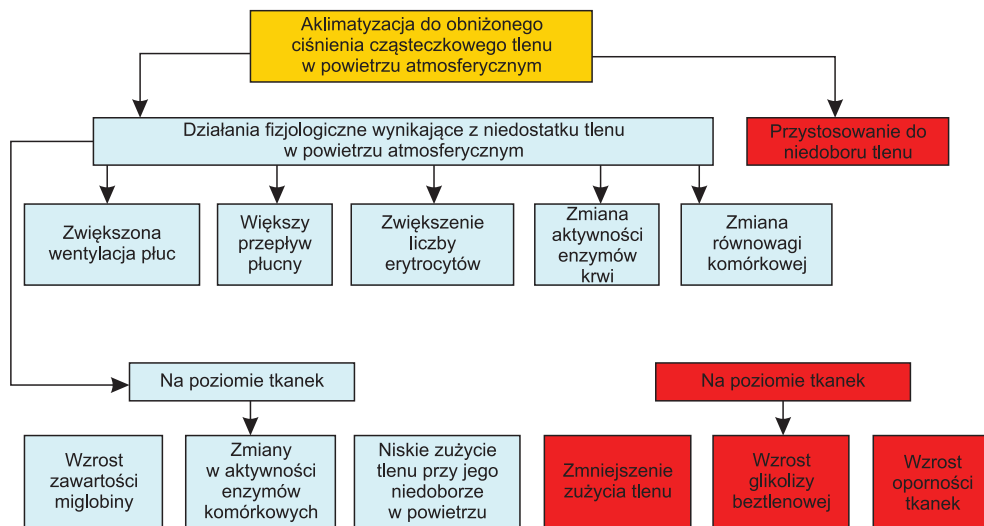
- pogrubieniu warstwy zrogowaciałej naskórka pod wpływem promieniowania UV,
- przeroście mięśnia prawej komory serca pod wpływem obniżonego ciśnienia tlenu,
- wzroście pojemności oddechowej płuc,
- wzmożonym przepływie płucnym krwi,
- wzmożonej erytropoezie.

Są to czynnościowe odczyny ustroju na funkcjonowanie w środowisku o obniżonym ciśnieniu atmosferycznym i zmniejszonej zawartości tlenu w powietrzu (ryc. 20) [Jankowiak i wsp. 1976, Bogucki i wsp. 1999].

Życie ludzi i zwierząt wpisane jest w rytmikę dobową i sezonową funkcjonowania zegara biologicznego. Czynnikiem regulującym te rytmy są bodźce, których okresowe zmiany natężenia wpływają na funkcje wewnętrzne każdego organizmu.

W zależności od czynników regulacyjnych rytmy można podzielić na:

- egzogenne – regulowane przez czynniki zewnętrzne: temperaturę środowiska, światło, klimat, pogodę;
- endogenne – ich przyczyna tkwi wewnątrz organizmu (związana jest z tzw. zegarem biologicznym znajdującym się w każdym organizmie) [Jankowiak i wsp. 1976, Cymbrowski 1984].



Ryc. 20. Aklimatyzacja do obniżonego ciśnienia cząsteczkowego tlenu [wg Barbaszowej 1964]

Jednym z najsilniejszych bodźców środowiska zewnętrznego jest promieniowanie słoneczne, zwłaszcza jego część widzialna. Długość dnia i nocy oraz natężenie światła w poszczególnych okresach roku i dnia decydują o aktywności organizmów żywych. Cykliczna (roczna) zmienność dopływu promieniowania słonecznego (zwłaszcza światła) spowodowała wyodrębnienie tzw. biologicznych pór roku, czyli okresów w trakcie których funkcjonowanie organizmów jest wyraźnie odmienne:

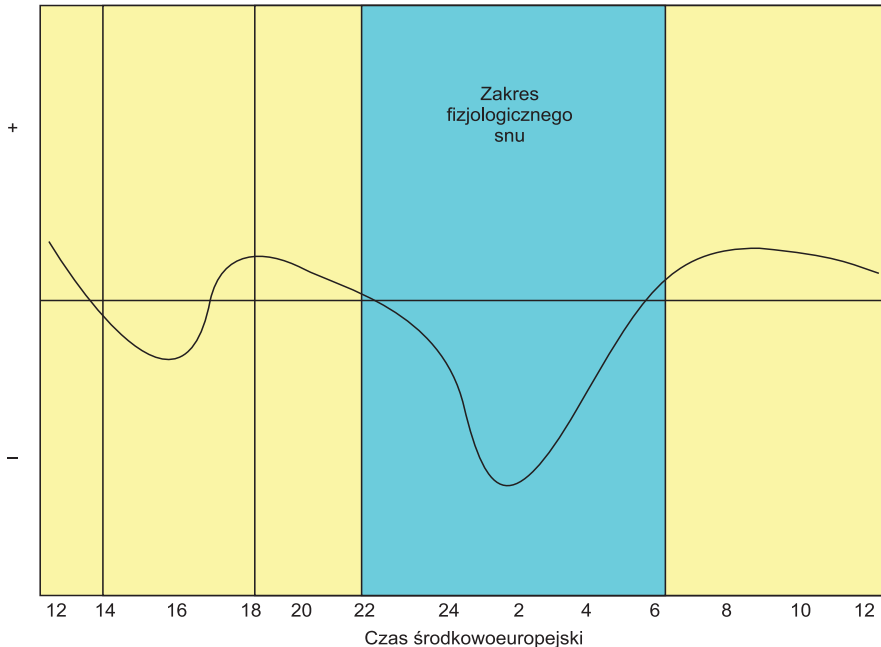
- od połowy lutego do połowy maja – wiosna biologiczna,
- od połowy maja do połowy sierpnia – lato biologiczne,
- od połowy sierpnia do połowy listopada – jesień biologiczna,
- od połowy listopada do połowy lutego – zima biologiczna.

Na przełomie zimy i wiosny jest okres szczególnie niekorzystny do prawidłowego funkcjonowania organizmów żywych, w tym także człowieka. To czas tzw. przesilenia wiosennego (luty-marzec), w trakcie którego występuje mała zdolność do regeneracji sił po zimie, minimum siły mięśniowej i wydolności fizycznej, co sprzyja pojawianiu się chorób sezonowych, takich jak choroby zakaźne [Jankowiak i wsp. 1976, Cymbrowski 1984].

Wpisując życie człowieka w rytmikę biologiczną, należy stwierdzić, że wydajność i bezpieczeństwo pracy ludzi zależą przede wszystkim od rytmu okołodobowego, który jest najstarszym z rytmów wrodzonych. Rytm ten wytworzył wiele stałych mechanizmów fizjologicznych zachodzących w organizmie, np.: senność ogarnia człowieka wieczorem, co wpisane jest w jeden obrót Ziemi wokół własnej osi, a więc około 24 godzin (tak zwana doba słoneczna). Generalnym synchronizatorem i bodźcem tego rytmu jest cykl dzień-noc (jasność – ciemność) oraz wynikająca z tego faza aktywności i spoczynku (czuwanie – sen) (ryc. 21). Wiele z tych funkcji rytmicznych organizmu kontrolowanych jest przez działanie dwóch układów – sympatycznego (czuwanie) i parasympatycznego (sen), które są niezależne od woli człowieka.

Dobowa zmienność czynności wegetatywnych organizmu człowieka przebiega w dwóch fazach:

- godz. 3–15 – (faza przedpołudniowa) – intensywne procesy chemiczne, gromadzenie energii w organizmie,
- godz. 15–3 (faza popołudniowa) – zużywanie i rozkładanie różnych substancji wchodzących w skład komórek.



Ryc. 21. Kształtowanie się aktywności człowieka w trakcie doby
[wg Jankowiaka i wsp. 1976 za Lehmanem]

Godzina 3.00 jest tzw. czasem zwrotnym – w tym okresie jest znacznie większe niebezpieczeństwo wystąpienia:

- wylewów,
- zapaści krążeniowych,
- krwotoków płucnych,
- zejść śmiertelnych [Jankowiak i wsp. 1976].

Wpisując aktywność człowieka w okres doby, można wyodrębnić dwa zasadnicze typy ludzi:

- „skowronki” – to typ ludzi wstających wcześniej rano i charakteryzujących się wyższą aktywnością przedpołudniową (ok. 20% populacji ludzkiej);
- „sowy” – to typ ludzi o większej aktywności popołudniowej, będących aktywnymi do późnych godzin nocnych, mało aktywni rano i przed południem (ok. 30% populacji ludzkiej) [Jankowiak i wsp. 1976].

Z dobowymi zmianami różnorodnych procesów fizjologicznych zachodzących w organizmie można wiązać okołodobową rytmikę aktywności ruchowej i umysłowej człowieka. Największa sprawność umysłowa człowieka przypada na godziny ranne, z maksimum około godz. 10, a następnie po południu około godz. 18.

W związku z tym można wyznaczyć następujący dzienny rytm pracy:

- faza wdrażająca – trwa od 30–60 minut;

- faza dalszego wzrostu wydajności pracy aż do osiągnięcia maksimum – przypada mniej więcej między godziną 9 a 11;
- faza stopniowego spadku aż do minimum – pojawia się około południa – od godziny 13 do 15;
- faza popołudniowego wzrostu aż do ponownego maksimum – pomiędzy godziną 18 a 20;
- faza spadku wydajności aż do końca pracy – od godziny 22, z minimum około godz. 2–3 trwającym do godziny 5 [Jankowiak i wsp. 1976].

Zwykle organizm człowieka sam sygnalizuje zmęczenie i obniżoną zdolność do pracy. Jednak większość ludzi ignoruje pojawiające się sygnały:

- potrzeba „przeciągania się”, poruszania się, zrobienia przerwy,
- ziewanie lub wzdychanie,
- zauważalny wzrost napięcia w ciele,
- głód,
- pogorszenie koncentracji uwagi, „odpływanie”, błędzenie myśli,
- drobne kłopoty z pamięcią,
- popełnianie drobnych błędów w wymowie, częstsze przejęzyczenia,
- błędy w pracy,
- nagłe pogorszenie produktywności i jakości wykonywanych czynności.

Problem dobowych wahań sprawności psychofizycznej najostrzej rysuje się w kontekście wypadków komunikacyjnych – w porze nocnej stwierdza się większe współczynniki wypadkowości w stosunku do godzin dziennych.

Biologiczny rytm dobowy szczególnie mocno objawia się u osób pracujących na zmianie. Często mają one kłopoty ze snem, a nawet tendencje do choroby wrzodowej żołądka i dwunastnicy. Późno w nocy rytm okołodobowy podpowiada człowiekowi, że właśnie przyszedł czas na sen. Wówczas spada nie tylko wydajność pracy, ale także koncentracja i dlatego częściej dochodzi do różnego rodzaju wypadków na stanowiskach pracy. U ludzi tych (zwłaszcza na zmianie nocnej) pojawiają się dość typowe i powtarzające się dolegliwości chorobowe określane jako „przemysłowy dług czasowy”, kiedy to organizm nie nadąża za zmianą czasu. Do zmienionego cyklu funkcjonowania organizm przystosowuje się 3–5 dób. Podczas wymuszonej bezsenności (praca na zmianie) w porze snu w pierwszej dobie bezsenności potrzeba snu staje się najwyższa (bo największe są różnice między krzywą senności a krzywą czujności). W godzinach dziennych drugiej doby bezsenności obserwuje się zmniejszenie potrzeby snu. Poziom senności wtedy pozostaje wprawdzie bardzo wysoki, ale dobowy poziom czujności wzrasta zgodnie z wewnętrznym biegiem zegara biologicznego.

Dlatego też, aby zminimalizować możliwości wystąpienia tych dolegliwości, **człowiek powinien pozostać na tej samej zmianie przez co najmniej 3 tygodnie**, co w praktyce należy do rzadkości [Ogińska i wsp. 1990].

Kolejnym zagadnieniem okresowego funkcjonowania organizmów żywych jest rytmika sezonowa. Manifestowanie się objawów tej rytmiki w czynnościach naszego organizmu zależy przede wszystkim od miejsca zamieszkania. Ludzie w strefach okołorównikowych praktycznie przez cały rok żyją we względnie stałej proporcji dnia do nocy, czyli światła do ciemności, dlatego u nich nie występują wyraźne sezonowe zmiany rytmiki biologicznej. U ludzi mieszkających w rejonach położonych coraz dalej od równika następują coraz wyraźniejsze zmiany funkcjonowania organizmów i muszą się oni do nich przystosować. Na przykład mieszkańcy Petersburga mają czerwcowe „białe noce”, gdy zmierzch wieczorny przechodzi w poranny, ale mają także zimę, kiedy to dzień trwa zaledwie kilka godzin. W takim układzie okres zimowy

łączy się z długimi nocami, czyli znacznym niedoborem światła widzialnego, co sprzyja różnym stanom depresyjnym. Jeszcze poważniejszy problem pod tym względem mają mieszkańcy północnych stref polarnych, gdzie lato (dzień polarny) trwa przez kilka miesięcy i tyle samo trwa zima (noc polarna) [Cymbrowski 1984, Rosenthal 1995, Bogucki i wsp. 1999].

Organizm człowieka czynnie przystosowuje się do zmian pór roku, czego dowodem jest sezonowa zmienność większości znanych parametrów fizjologicznych i biochemicznych, np. zimą przystosowujemy się do zimniejszego trybu życia ze względu na warunki otoczenia oraz do innego pokarmu. Rytmika sezonowa zależy od temperatury otoczenia, promieniowania ultrafioletowego, pożywienia i na tym tle obserwuje się dużą zmienność czynności organizmu, gdyż zmiany sezonowe najłatwiej można zauważyć na podstawie metabolizmu [Bogucki i wsp. 1999].

Przykładowe zmiany fizjologiczne zachodzące w czynnościach różnych układów:

- **w zimie** np. zwiększa się zawartość białka we krwi, a składniki mineralne, np. wapń osiąga minimum na przełomie lutego i marca, a maksimum w sierpniu;
- **od października do marca** ciśnienie tętnicze jest wyższe niż w lecie i osiąga szczyt w lutym;
- **od kwietnia do września** przeważa proces budowy tkanek, a stabilizacja przypada od października do marca;
- **latem** jest maksymalny poziom wapnia, magnezu, fosforanów i chlorków w organizmie (niski poziom zimą);
- **jesienią** poziom witaminy C jest wysoki, a spada na przełomie wiosny i lata [Jankowiak i wsp. 1976, Cymbrowski 1984].

Sezonowe rytmy biologiczne można zauważyć chociażby w czynnościach gruczołów wydzielania wewnętrznego, np. tarczyca zwiększa swą aktywność w okresie zimy, co wpływa na wzrost poziomu przemian metabolicznych w organizmie.

Te pozornie niezauważalne zmiany (wahania sezonowe) zachodzące w organizmie człowieka można przełożyć na uzyskiwaną wydajność pracy oraz wypadkowość (ryc. 6).

Czynniki przystosowawcze działają różnie, w zależności od indywidualnych predyspozycji organizmu i mogą prowadzić do powstania antyrytmów, które uniemożliwiają aklimatyzację do nowych warunków środowiska oraz reakcję odpornościową na te warunki. W takich przypadkach najczęściej dochodzi do ujawniania się i nasilania reakcji patologicznych, sprzyjających pogłębieniu się różnych stanów chorobowych [Jankowiak i wsp. 1976, Cymbrowski 1984, Bogucki i wsp. 1999].

15. PIŚMIENNICTWO

- Ankowska O., 2010. *Biometeorologia. Choroby meteotropowe i sezonowa depresja*. poradnia. pl, 1–5.
- Atkins P.W., 2001. *Chemia fizyczna*. PWN, Warszawa, 124.
- Bard E., Frank M., 2006. Climate change and solar variability: What's new under the Sun? *Earth and Planetary Science Letters*, 248, 1–2, 1–14.
- Błażejczyk K., 2004. *Bioklimatyczne uwarunkowania rekreacji i turystyki w Polsce*. Prace Geograficzne, 192. PAN IGiPZ, Warszawa.
- Bogucki J. (red. nauk.), Dąbrowska A., Tyczka S., Wnuk B., 1999. *Biometeorologia turystyki i rekreacji*. AWF, Poznań.
- Cymbrowski B., 1984. *Zegary biologiczne*. PWN, Warszawa, 461–498.
- Dutkiewicz J., 1997. Czynniki biologiczne, [w:] Koradecka D. (red. nauk.), 1997. *Bezpieczeństwo pracy i ergonomia*, 1. CIOP, Warszawa, 595–597.
- Dybczyński W., Wolska A., 1997. Promieniowanie optyczne, [w:] Koradecka D. (red. nauk.), 1997. *Bezpieczeństwo pracy i ergonomia*, 1. CIOP, Warszawa.
- Engel Z., Augustyńska D., Makarewicz G., Zawieska W.M., 1997. Hałas, [w:] Koradecka D. (red. nauk.), 1997. *Bezpieczeństwo pracy i ergonomia*, 1. CIOP, Warszawa, 373.
- Farat R., Kasprowicz T., Filip J., 2010. *Klimat a człowiek*. IMGW, Poznań.
- Hansen J., Nazarenko L., Ruedy R., Sato M., Willis J., Del Genio A., Koch D., Lacis A., Lo K., Menon S., Novakov T., Perlwitz J., Russel G., Schmidt G.A., Tausnev N., 2005. Earth's Energy Imbalance: Confirmation and Implications. „SCIENCE”, 308, 1431–1435.
- Hester K.C., Peltzer E.T., Kirkwood W.J., Brewer P.G., 2008. Unanticipated consequences of ocean acidification: A noisier ocean at lower pH. *Geophysical Research Letters*, 35.
- Hildebrand J.A., 2009. Anthropogenic and natural sources of ambient noise in the ocean. *Marine Ecology Progress Series*, 395, 5–20.
- Ilyina T., Zeebe R.E. Brewer P.G., 2010. Future ocean increasingly transparent to low-frequency sound owing to carbon dioxide emissions. *Nature Geoscience*, 3, 18–22.
- Jankowiak J. (red.), Falkiewicz B., Góra T., Kowalenko H., Kwaśniewska-Błaszczuk M., Matusik T., Mączyński B., Tyczka S., 1976. *Biometeorologia człowieka*. PZWL, Warszawa.
- Jankowska E., Więcek E., 1997. Ogólna charakterystyka i podstawowe parametry pyłów, [w:] Koradecka D. (red. nauk.) 1997. *Bezpieczeństwo Pracy i Ergonomia*, cz. 1. Centralny Instytut Ochrony Pracy, Warszawa, 271.
- Jaworowski Z., 1998. *Czy człowiek zmienia klimat?*. Wiedza i Życie, 5.
- Kaczorowska Z., 1986. *Pogoda i klimat*. Wyd. Szkol. i Pedagog. Warszawa.
- Kaiser M., 2006. *Jak pogoda wpływa na zdrowie*. Wyd. Klub Dla Ciebie.
- Kiehl J. T., Trenberth K.E., 1997. Earth's Annual Global Mean Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2, 78, 97–208.

- Koradecka D. (red. nauk.), 1997. *Bezpieczeństwo Pracy i Ergonomia*, cz. 1. Centralny Instytut Ochrony Pracy, Warszawa.
- Kozłowska-Szczęsna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1997. *Bioklimatologia człowieka*. Monografie IGiPZ PAN, nr 1, Warszawa.
- Kozłowska-Szczęsna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., Limanówka D., 2002. *Bioklimat uzdrowisk polskich*. Monografie IGiPZ PAN 3, Warszawa.
- Kozłowska-Szczęsna T., Krawczyk B., Kuchcik M., 2004. *Wpływ środowiska atmosferycznego na zdrowie i samopoczucie człowieka*. Monografie IGiPZ PAN, 4.
- Krause M., 2007. Termoregulacja organizmu człowieka i obciążenie termiczne, artykuł z pakietu edukacyjnego „Nauka o pracy – bezpieczeństwo, higiena, ergonomia (CIOP)”, 1–8.
- Krawczyk B., 2002. *Pogoda a zdrowie*. Sprawy Nauki. Biuletyn Ministra Nauki i Szkolnictwa Wyższego, 7.
- Kwarecki K., 1997. Ciśnienie obniżone, [w:] Koradecka D. (red. nauk.), *Bezpieczeństwo Pracy i Ergonomia*, cz. 1. Centralny Instytut Ochrony Pracy, Warszawa, 583–594.
- Le Treut H., Somerville R., Cubasch U., Ding Y., Mauritzen C., Mokssit A., Peterson T., Prather M., 2007. Historical Overview of Climate Change, [in:] *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Salomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H.L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Lindzen R.S., 1990. Some Coolness concerning global warming. Center of Meteorology and Physical Meteorology MIT, Cambridge, Vol. 71, 3, 288–299.
- Markowicz K.M., Flatau P.J., Vogelmann A.M., Quinn P.K. i inni, 2003. Clear-sky infrared radiative forcing at the surface and the top of the atmosphere. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 129, 2927–2947.
- Marszałek A., 2009. Wpływ zimnego środowiska na organizm człowieka. *CIOP – PIB, Ergonomia* (01), 10–12.
- Marszałek A., Sołtyński K., Spioch F., 1997. *Mikroklimat gorący i zimny*, [w:] Koradecka D. (red. nauk.), *Bezpieczeństwo Pracy i Ergonomia*, cz. 1. Centralny Instytut Ochrony Pracy, Warszawa, 537–564.
- Martinez E., Orams M.B., 2009. ‘KIA ANGI PUKU TO HOE I TE WAI’ Ocean Noise and Tourism. *Proceedings of CMT 2009*.
- Molga M., 1983. *Meteorologia rolnicza*. PWRiL, Warszawa.
- Molnia B.F., 2004. *Glossary of Glacier Terminology: A glossary providing the vocabulary necessary to understand the modern glacier environment*. U.S. Geological Survey Open-File Report, 2004–1216.
- Neftel A., Moor E., Oeschger H., Stauffer B., 1985. Evidence from polar ice cores for the increase in atmospheric CO₂ in the past two centuries. *Nature*, 315, 45–47.
- Ogińska H., Pokorski J., Ogiński A., 1990. Chronotypologiczne uwarunkowania tolerancji pracy zmianowej u kobiet. *Folia Med. Crac.*, 31, 4, 225–242.
- Pearson P.N., Palmer M.R., 2000. Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature*. 406, 6797, 695–699.
- Puchalska H., Skowron J., 1997. *Narażenie zawodowe na substancje chemiczne*, [w:] Koradecka D. (red. nauk.) 1997. *Bezpieczeństwo Pracy i Ergonomia*, cz. 1. Centralny Instytut Ochrony Pracy, Warszawa, 193–213.
- Rosenthal N., 1995. *Zimowe smutki*. Wydawnictwo WAB, Warszawa.

- Roth G.D. 2000. Pogoda i klimat. Wyd. Bertelsmann Media. Warszawa.
- Schmuck A., 1969. Meteorologia i klimatologia dla WSR. PWN, Warszawa.
- Sićko Z., 1997. Ciśnienie podwyższone, [w:] Koradecka D. (red. nauk.), Bezpieczeństwo Pracy i Ergonomia, cz. 1. Centralny Instytut Ochrony Pracy, Warszawa, 565–580.
- Simoni G., Rojkowski A., 1986. Materiały do ćwiczeń z biometeorologii z elementami wykładu. Skrypty AR we Wrocławiu, nr 312.
- Szwejkowski Z., 1999. Podstawy agrometeorologii. Wyd. WSA Łomża.
- Szwejkowski Z., 2001. Wybrane zagadnienia z meteorologii i klimatologii. Wydawnictwo ODR, s. 206. ISBN: 83-915241-2-4.
- Tans P., 1989. Trend atmosferycznego dwutlenku węgla – Mauna Loa (ang.). National Oceanic and Atmospheric Administration. J. Geophys. Research, vol. 94, 8549–8565.
- Tennyson J., Polyanski O., 1998. Water on the Sun: the Sun yields more secrets to spectroscopy. Contemporary Physics, vol. 39, 4, 283–294.
- Trojan P., 1985. Bioklimatologia ekologiczna. PWN, Warszawa.
- Uscka-Kowalkowska J., 2008. Bezpośrednie promieniowanie słoneczne i jego ekstynkcja w atmosferze na przykładzie Puław i Papowa Toruńskiego. Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń, Wyd. 1.
- Vermeij M.J.A., Marhaver K.L., Huijbers C.M. Nagelkerken I., Simpson S.D., 2010. Coral Larvae Move toward Reef Sounds. PLoS ONE, 5.
- Wagner F., Bohncke S.J.P., Dilcher D.L., Kürschner W.M., van Geel B., Visscher H., 1999. Century-Scale Shifts in Early Holocene Atmospheric CO₂ Concentration. Science, 284 (5422), 1971–1973.
- Wertheimer J.G., Laughlin G., 2006. Are Proxima and α Centauri Gravitationally Bound? The Astronomical Journal, 132 (5), 1995–1997.
- Wieczorek Z., 2010. Wilgotność względna i ruch powietrza w środowisku pracy. (<http://bhp.wip.pl/organizacja-stanowiska-pracy/wilgotnosc-wzglesna-i-ruch-powietrza-w-srodowisku-pracy>)
- Wood B. E., Linsky J. L., Müller H.-R., Zank G. P., 2001. Observational Estimates for the Mass-Loss Rates of α Centauri and Proxima Centauri Using Hubble Space Telescope Ly α Spectra. The Astrophysical Journal, 547 (1), L49–L52.