

Krzysztof M. Kożuchowski

Meteorologia i klimatologia dla studentów leśnictwa



WYDAWNICTWO
UNIwersytetu
ŁÓDZKIEGO

Meteorologia i klimatologia dla studentów leśnictwa



WYDAWNICTWO
UNIwersytetu
ŁÓDZKIEGO

Krzysztof M. Kozuchowski

Meteorologia i klimatologia dla studentów leśnictwa

 WYDAWNICTWO
UNIwersYTETU
ŁÓDZKIEGO

ŁÓDŹ 2014

Krzysztof M. Kozuchowski – Uniwersytet Łódzki, Filia w Tomaszowie Mazowieckim
Instytut Nauk Leśnych, 97-200 Tomaszów Mazowiecki, ul. Konstytucji 3 Maja 65/67

RECENZENT

Marian Rojek

REDAKTOR WYDAWNICTWA UŁ

Katarzyna Gorzkowska

SKŁAD I ŁAMANIE

Oficyna Wydawnicza Edytor.org

Lidia Ciecierska

PROJEKT OKŁADKI

Stämpfli Polska Sp. z o.o.

Zdjęcie na okładce: © Shutterstock.com

Publikacja dofinansowana przez Rektora UŁ, Filię UŁ w Tomaszowie Mazowieckim
oraz Stowarzyszenie Klimatologów Polskich



Stowarzyszenie
Klimatologów
Polskich

© Copyright by Uniwersytet Łódzki, Łódź 2014

Wydane przez Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego

Wydanie I. W.06656.14.0.S

Ark. wyd. 19,5; ark. druk. 23,125

ISBN 978-83-7969-414-3 (wersja papierowa)

ISBN 978-83-7969-545-4 (wersja online)

Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego

90-131 Łódź, ul. Lindleya 8

www.wydawnictwo.uni.lodz.pl

e-mail: ksiegarnia@uni.lodz.pl

tel. (42) 665 58 63, faks (42) 665 58 62

SPIS TREŚCI

Wstęp	7
Rozdział 1. Atmosfera Ziemi	9
Ciśnienie, gęstość i temperatura powietrza (9). Struktura atmosfery (11). Warstwa graniczna (13). Składniki atmosfery (16). Azot (19). Tlen (19). Dwutlenek węgla (21). Para wodna (25). Zanieczyszczenia powietrza i stan sanitarny lasów (27)	
Rozdział 2. Promieniowanie w atmosferze	35
Prawa promieniowania (37). Promieniowanie słoneczne w atmosferze (38). Promieniowanie długofalowe Ziemi i atmosfery (42). Bilans radiacyjny (46). Promieniowanie słoneczne w szacie roślinnej (48). Wymagania świetlne drzew leśnych (50)	
Rozdział 3. Bilans cieplny i temperatura	59
Składniki bilansu cieplnego (61). Dobowe i roczne wahania temperatury (70). Warunki termiczne w lesie (78). Wymagania cieplne drzew leśnych (82). Fenologiczne pory roku (84)	
Rozdział 4. Przemiany fazowe i obieg wody	91
Wilgotność powietrza (93). Parowanie (96). Klimatyczny bilans wodny (108). Transpiracja (111). Kondensacja pary wodnej (113). Opady atmosferyczne (123). Intercepcja i opad podkoronowy (128)	
Rozdział 5. Stratyfikacja termiczna, pionowa równowaga atmosfery i cyrkulacja termiczna	135
Termiczne czynniki konwekcji (135). Równowaga pionowa, wiatr i szorstkość podłoża atmosfery (144). Cyrkulacja termiczna (149)	
Rozdział 6. Pole ciśnienia, wiatr i ogólna cyrkulacja atmosferyczna	153
Wiatr gradientowy (156). Wiatr geotryptyczny (161). Wirowość ruchu w atmosferze (164). Ogólna cyrkulacja atmosferyczna (165). Wiatry w Polsce (175). Energia, moc i siła wiatru (179). Wiatrołomy i wiatrowały (182). Anemogamia i anemochoria (189)	
Rozdział 7. Strefy klimatyczno-roślinne	193
Biomy lądowe i klimat (193). Strefy klimatyczne (201). Astrefowe czynniki klimatu (206). Geobotaniczne podziały klimatów Ziemi (214)	
Rozdział 8. Piętra klimatyczno-roślinne i klimaty miejscowe	223
Piętra klimatyczne (223). Piętrowy układ roślinności (227). Klimaty miejscowe (233). Klimat lasu (252)	

Rozdział 9. Klimatyczne warunki wegetacji roślinności leśnej w Polsce	265
Warunki solarne (268). Warunki termiczne (270). Warunki higryczne (272). Klimat i produkcyjność lasów (274). Dendroklimatologia (282)	
Rozdział 10. Ćwiczenia i zadania	291
Zanieczyszczenie powietrza i stan sanitarny lasów (291). Usłonecznienie i bilans promieniowania (294). Pomiar psychrometryczny i jego zastosowanie (297). Termiczne i fenologiczne pory roku (300). Opady atmosferyczne, ewapotranspiracja i klimatyczny bilans wodny (306). Higroklimatyczne czynniki produkcyjności lasów (310). Piętra klimatyczno-roślinne (312). Termiczne i wilgotnościowe cechy mikroklimatu lasu (314)	
Tablice	319
Bibliografia	355
Spis tabel, tablic i rysunków	363

WSTĘP

Las nieustannie podlega oddziaływaniom czynników atmosferycznych. Do wegetacji roślinności leśnej niezbędne jest światło słoneczne, ciepło i wilgoć, a ponadto zawarty w powietrzu dwutlenek węgla. Bytowanie organizmów żywych w środowisku atmosferycznym zależy od pogody i klimatu – warunki atmosferyczne zmieniają się z dnia na dzień, ulegają wahaniom w cyklu dobowym i rocznym oraz wykazują zróżnicowanie zależne od położenia geograficznego i usytuowania w terenie. Biocenozy leśne w dużym stopniu są kształtowane przez klimat i rozwijają się w powiązaniu z warunkami klimatycznymi. Produkcja pierwotna i przyrosty biomasy, a zatem i produktywność lasów, silnie zależą od panujących warunków atmosferycznych. Las kształtuje ponadto swoisty klimat, różniący się od „klimatu otwartej przestrzeni” i formujący specyficzne warunki życiowe pod koronami drzew leśnych.

Meteorologia i klimatologia leśna pozwalają zrozumieć, jak kształtują się klimatyczne warunki wegetacji roślinności leśnej, jakie są wymagania drzew leśnych i jakie zagrożenia dla rozwoju wegetacji wynikają z oddziaływań pogody i klimatu, zanieczyszczeń powietrza oraz ekstremalnych zjawisk hydrometeorologicznych. Wiedza ta może być szczególnie przydatna w praktycznych działaniach w zakresie ochrony i hodowli lasu. Podstawą tej wiedzy jest poznanie czynników oraz procesów fizycznych zachodzących w atmosferze, kształtujących pogodę, klimat i mikroklimat. Tymi czynnikami i procesami zajmuje się meteorologia. Klimatologia natomiast dostarcza informacji o charakterystycznym przebiegu procesów atmosferycznych w ciągu doby i w ciągu roku oraz o ich zmienności, wynikającej z położenia geograficznego, a także oddziaływań podłoża atmosfery – rzeźby terenu, właściwości cieplnych i wilgotności gruntu, pokrycia roślinnego itp. Meteorologia mówi o tym, jak powstaje pogoda i klimat, klimatologia zaś – opisuje warunki klimatyczne.

Meteorologia i klimatologia dla studentów leśnictwa zawiera podstawy nauk o atmosferze i środowisku atmosferycznym, wybrane z myślą o potrzebach leśników. W podręczniku przedstawiono też charakterystykę panujących w Polsce i na Ziemi klimatycznych warunków wegetacji roślinności leśnej oraz określono

niektóre zależności między klimatem a produkcją pierwotną ekosystemów i produktywnością lasów. W książce znajdują się też propozycje ćwiczeń, stanowiących niezbędny element studiowania meteorologii i klimatologii. Zamieszczono zestawienia danych liczbowych, charakteryzujących warunki klimatyczne Polski. Ponadto wskazano kilka prostych metod statystycznych, które pozwalają na analizowanie tych danych.

Na treść publikacji składają się informacje pochodzące z licznych źródeł, przede wszystkim z wielu podręczników meteorologii, klimatologii i agrometeorologii, w tym z podręcznika profesora Jakuba Tomanka *Meteorologia i klimatologia dla leśników* (1955, 1966), stanowiącego klasyczne, ale nadal przydatne dzieło służące kształceniu leśników w zakresie meteorologii i klimatologii. W książce wykorzystano publikowane wyniki badań kilkudziesięciu Autorów, przytoczono pochodzące z różnych źródeł materiały liczbowe, charakteryzujące klimat i ilustrujące prawidłowości zachodzące w relacjach między klimatem a wegetacją roślinności leśnej.

Wszystkim Autorom prac naukowych oraz materiałów źródłowych, które umożliwiły przygotowanie niniejszego podręcznika meteorologii i klimatologii dla leśników – składam serdeczne podziękowanie.

Szczególne wyrazy wdzięczności kieruję do Recenzenta książki, profesora Mariana Rojka z Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu. Dziękuję za Jego cenne uwagi i trud wskazania niemałej liczby usterek w przygotowanym pierwotnie tekście podręcznika.

Dziękuję JM Rektorowi Uniwersytetu Łódzkiego, Władzom Filii Uniwersytetu Łódzkiego w Tomaszowie Mazowieckim oraz Zarządowi Stowarzyszenia Klimatologów Polskich za pokrycie kosztów wydania tego podręcznika.

Dziękuję również Panu Sebastianowi Stańczykowi za pomoc w technicznym przygotowaniu tekstu i ilustracji, a pracownikom Wydawnictwa Uniwersytetu Łódzkiego za opracowanie redakcyjne i publikację książki.

Wyrażam nadzieję, że Czytelnikom – leśnikom i studentom leśnictwa – wiedza o atmosferze i środowisku atmosferycznym przyda się w pracy zawodowej oraz w studiowaniu nauk leśnych.

Krzysztof M. Kozuchowski

ROZDZIAŁ 1

ATMOSFERA ZIEMI

Atmosfera jest gazową powłoką otaczającą Ziemię i utrzymującą się przy niej wskutek przyciągania grawitacyjnego oraz uczestniczącą wraz z nią w ruchu obrotowym wokół osi ziemskiej. Atmosferę tworzy mieszanina gazów, zwanych **powietrzem atmosferycznym**.

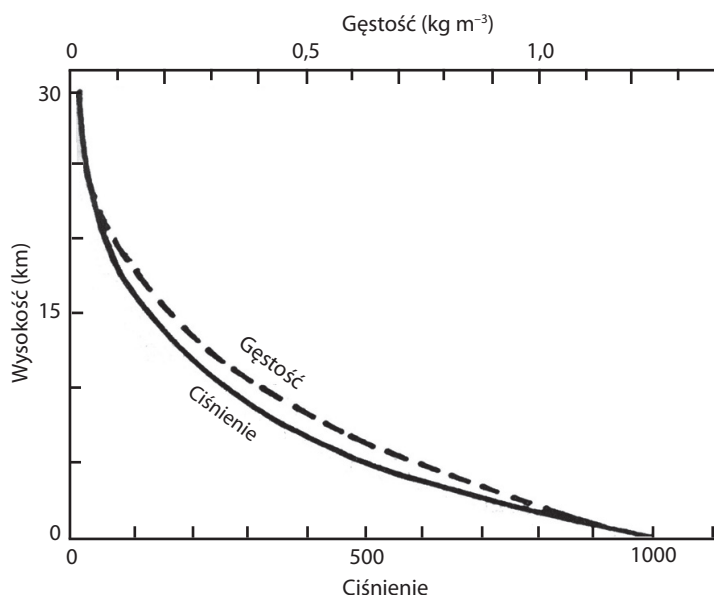
Powłoka atmosferyczna stwarza warunki umożliwiające życie na Ziemi: utrzymuje zbliżone do optimum wartości temperatury i ciśnienia, umożliwia wykorzystywanie zasobów wilgoci i azotu, tlenu, dwutlenku węgla oraz innych substancji w procesach zapewniających funkcjonowanie biosfery. Ponadto chroni planetę przed zabójczymi dla życia oddziaływaniami zewnętrznymi, takimi jak promieniowanie kosmiczne czy ultrafioletowe promieniowanie Słońca. Ziemia bez atmosfery byłaby pustynią, podobną do powierzchni Księżyca. Atmosfera jest naturalnym środowiskiem życia flory i fauny lądowej – w tym roślinności leśnej.

Słup atmosfery nad powierzchnią Ziemi, wskutek ciężenia grawitacyjnego, wywiera **ciśnienie** wynoszące około 1013 hPa¹; można je przyrównać do ciśnienia wywieranego przez 76-centymetrowy słup rtęci lub około 8-metrowy słup wody. Wraz z wysokością (tj. wskutek „skracania się” nadległego słupa powietrza) ciśnienie w atmosferze zmniejsza się, a wskutek ściśniętości gazów – maleje gęstość powietrza atmosferycznego (rys. 1.1). Przy powierzchni Ziemi 1 m³ powietrza ma masę około 1,29 kg, 5 km nad Ziemią – tylko 0,74 kg, a panujące tam ciśnienie wynosi około 540 hPa².


CIŚNIENIE,
GĘSTOŚĆ
I TEMPERATURA
POWIERZCHA

¹ Jednostką ciśnienia jest 1 paskal (Pa). Jest to ciśnienie wywierane przez siłę 1 niutona na powierzchnię 1 m². 1 Pa = N/m² = kg m/s² m² = kg/s² m. 1 hPa = 100 Pa.

² Cytowane średnie wartości ciśnienia i gęstości odnoszą się do poziomu morza. Na wysokości Mount Everestu (też „przy powierzchni Ziemi”) ciśnienie wynosi około 300 hPa, a gęstość powietrza 0,4 kg/m³. Ciśnienie na poziomie morza może ulegać znacznym zmianom; w Polsce wahania ciśnienia zawierają się w granicach od 966 (głębokie nize) do 1054 hPa (silne wyże).



Rys. 1.1. Zmiany ciśnienia [hPa] i gęstości powietrza [kg/m³] w 30-kilometrowej warstwie atmosfery nad powierzchnią Ziemi

Źródło: opracowano na podstawie White i in. (1992)³

Zmiany ciśnienia wraz ze wzrostem wysokości są największe przy powierzchni Ziemi i zmniejszają się wraz z wysokością. Zmiany te w powietrzu zimnym, które ma większą gęstość, są większe od zmian w powietrzu ciepłym, o mniejszej gęstości. Przeciętny **stopień baryczny**, tzn. wzniesienie odpowiadające zmianie ciśnienia o 1 hPa, wynosi w przyziemnych warstwach atmosfery (przy ciśnieniu 1000 hPa i w temperaturze 0°C) około 8 m/hPa. Zmiany ciśnienia wraz ze wzrostem wysokości opisuje prawo statyki:

$$dp/dz = -\rho g$$

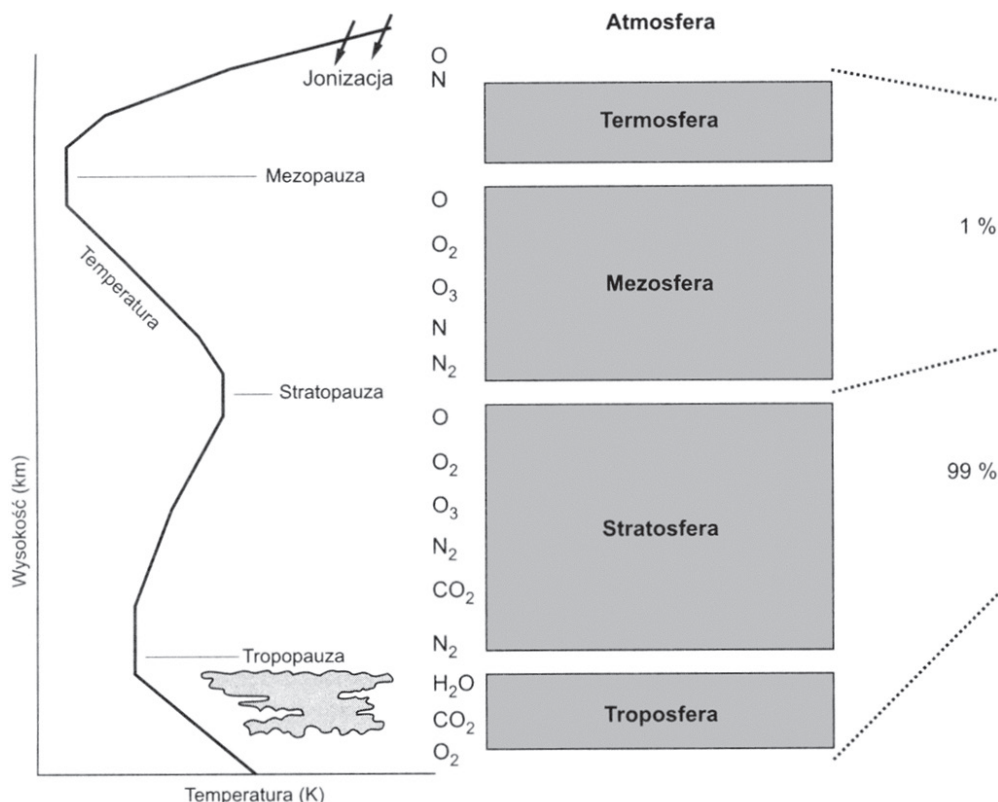
gdzie: dp/dz – pionowy gradient ciśnienia, ρ – gęstość powietrza, g – przyspieszenie grawitacyjne. Natomiast zmiany gęstości określa równanie:

$$\rho = p/RT$$

gdzie: R – stała gazowa (287 J/kg/K), T – temperatura bezwzględna.

³ Tam, gdzie nie podano źródła, rysunki i tabele zostały przygotowane przez autora.

Jak widać, w kształtowaniu się pionowych gradientów ciśnienia i gęstości powietrza znaczącą rolę odgrywa **temperatura** powietrza. Na jej zmiany w atmosferze nad powierzchnią Ziemi wpływa kilka przyczyn. Podstawową jest pochłanianie energii promieniowania słonecznego i jego konwersja w energię cieplną. Pochłanianie promieniowania zachodzi przede wszystkim na powierzchni Ziemi, co skutkuje tym, że przyziemne warstwy powietrza są najcieplejsze. Pewną część promieniowania słonecznego pochłania też ozonosfera – warstwa powietrza znajdująca się 25–30 km nad powierzchnią Ziemi. Ponadto pochłanianie zachodzi w najwyższych warstwach atmosfery – blisko jej umownej granicy, na wysokości ponad 500 km. Takie rozłożenie warstw pochłaniania energii słonecznej w atmosferze sprawia, iż temperatura nad powierzchnią Ziemi spada aż do wysokości kilkunastu kilometrów, a następnie wzrasta i – ponad ozonosferą – ponownie spada. W najwyższej położonej części atmosfery temperatura ponownie wzrasta.



Rys. 1.2. Budowa atmosfery ziemskiej. Pionowy profil temperatury, główne składniki powietrza i (po prawej) udział procentowy całkowitej masy atmosfery

Źródło: opracowano na podstawie White i in. (1992)

Ze względu na znak pionowych gradientów temperatury wydzielono w atmosferze kolejne „piętra”:

- **troposferę** ze spadkiem temperatury z wysokością od 15°C (średnio przy Ziemi) do poniżej –50°C na wysokości 10–15 km,
- **stratosferę**, charakteryzującą się wzrostem temperatury do około –20°C na wysokości 50 km,
- **mezosferę**, w której następuje spadek temperatury na wysokości 100 km do około –80°C.
- **termosferę**, która stanowi jeszcze wyżej położoną warstwę atmosfery i odznacza się ponownym przyrostem temperatury, aż do ponad 1000°C (rys. 1.2).

Na stratyfikację termiczną⁴ w atmosferze wpływają ponadto pionowe ruchy powietrza: w otoczeniu wznoszącej się porcji powietrza ciśnienie staje się coraz mniejsze i w związku z tym porcja ta zwiększa swą objętość – rozpręża się. Rozprężenie wymaga zużycia pewnej części energii wewnętrznej wznoszącego się powietrza, wskutek czego jego temperatura obniża się. W powietrzu osiadającym następuje natomiast sprężanie i wzrost temperatury. Zmiany temperatury towarzyszące ruchom pionowym zachodzą bez wymiany ciepła z otoczeniem i są wyłącznie rezultatem wewnętrznych przemian energii we wznoszących się bądź opadających porcjach powietrza. Są to **adiabaticzne** zmiany, których wielkość wynika z równania Poissona:

$$T/T_0 = (p/p_0)^{R/c_p}$$

(gdzie: T – temperatura przy ciśnieniu p , T_0 – temperatura przy ciśnieniu p_0 , c_p – ciepło właściwe powietrza przy stałym ciśnieniu, R – stała gazowa) oraz podanego wyżej równania statyki atmosfery, określającego zmiany ciśnienia wraz z wysokością.

Po kilku przekształceniach (zob. Kędziora 1995, s. 32–33) z równań tych otrzymuje się wzór na wartość adiabaticznego gradientu temperatury:

$$\gamma_a = dT/dz = g/c_p = 9,81 \text{ m/s}^2 \cdot 1003 \text{ J/kg/K} = 0,0098 \text{ K/m} \approx 1 \text{ K/100 m}$$

Gradient adiabaticzny określa zmiany, jakim ulega temperatura w pionowo przemieszczającym się suchym powietrzu. Są to tzw. zmiany substancjalne – dotyczą określonych, indywidualnych porcji powietrza

⁴ Stratyfikacja termiczna, czyli uwarstwienie temperaturowe, oznacza zróżnicowanie wartości temperatury w przekroju pionowym. Jej obrazem jest pionowy profil temperatury – wykres przedstawiający temperaturę w funkcji wysokości. Miarą tempa zmian temperatury jest pionowy gradient – iloraz zmian temperatury i odpowiadających im zmian wysokości.

i ich temperatury przyjmującej wartości T_0 w otoczeniu, w którym panuje ciśnienie p_0 i T w otoczeniu z ciśnieniem p . Gradient pozwala określić zmiany temperatury w odniesieniu do różnicy wysokości $\Delta z = 100$ m, odpowiadającej różnicy ciśnienia $\Delta p = p - p_0$. Zmiana ta wynosi w przybliżeniu 1°C i oznacza, że powietrze, w którym zachodzą pionowe ruchy (tj. które ulega wymieszaniu), temperatura spada o 1 stopień na każde 100 m.

W powietrzu nasyconym parą wodną (zob. rozdz. 4) tzw. wilgotnoadiabaticzne gradienty temperatury są mniejsze od gradientu suchoadiabaticznego⁵ i wynoszą w zimnym powietrzu (przy temperaturze -20°C) $0,88^\circ\text{C}/100$ m, a w ciepłym ($+20^\circ\text{C}$) tylko $0,44^\circ\text{C}/100$ m.

W troposferze podlegającej najsilniejszym, termicznym i dynamicznym oddziaływaniom podłoża atmosfery wymiana pionowa powietrza jest dość silna, a stratyfikacja termiczna kształtuje się także pod wpływem adiabaticznych zmian temperatury. Średni **rzeczywisty gradient temperatury**⁶ wynosi w troposferze około $0,6^\circ\text{C}/100$ m i jest rezultatem działania zarówno przemian sucho- i wilgotnoadiabaticznych, jak i innych procesów pionowego transportu energii w atmosferze: promieniowania, turbulencyjnego przewodnictwa ciepła jawnego i utajonego (zob. rozdz. 3). Strumienie ciepła związane z tymi procesami są z reguły skierowane od powierzchni Ziemi do atmosfery. Atmosfera, a w szczególności dolna część troposfery, nagrzewa się w ciągu dnia od powierzchni Ziemi. W nocy, zwłaszcza w ciągu długich nocy zimowych, strumienie ciepła słabną i często zmieniają kierunek; bywa, że atmosfera oddaje ciepło wychładzającej się powierzchni Ziemi. W takiej sytuacji temperatura wzrasta wraz z wysokością; są to tzw. **inwersje temperatury**. Mieszanie się powietrza, ruchy pionowe i działania procesów adiabaticznych w inwersjach zanikają.

Ze względu na zasięg oddziaływań powierzchni Ziemi na troposferę w jej najniższej położonych częściach wyróżnia się kilka charakterystycznych warstw, czasem odmiennie definiowanych. Wymienimy więc tylko przyziemną **warstwę graniczną** (tarciovą), sięgającą do wysokości 1 km (rzadziej do 2 km) i charakteryzującą się wyraźnymi oddziaływaniami podłoża



⁵ Oziębianie się wilgotnego powietrza wywołuje kondensację (skroplenie) zawartej w nim pary wodnej. Procesowi kondensacji towarzyszy wydzielanie utajonego ciepła parowania ($L \approx 2500$ J/g), które sprawia, że adiabaticzny spadek temperatury nie jest tak duży, jak w powietrzu suchym.

⁶ Rzeczywisty gradient jest tu miarą pionowych, **lokalnych** zmian temperatury powietrza, tj. zmian zachodzących między poziomem z_0 i poziomem z , niezależnie od tego, czy między tymi poziomami powietrze wędruje ku górze, osiada, czy też nie porusza się. Należy je odróżnić od zmian **substancjalnych**, zachodzących w powietrzu, które przemieszcza się z poziomu z_0 na poziom z i którego temperatura zmienia się adiabaticznie.

atmosfery na ruch powietrza, jego temperaturę i wilgotność (występuje tu silna **turbulencja**⁷, wywołana tarcieniem o podłoże atmosfery, następują pionowe zmiany kierunku i prędkości wiatrów, zaznacza się dobowy przebieg temperatury i in.). Ponadto, można wyróżnić cienką **warstwę przygruntową**, podlegającą najsilniejszemu wpływowi podłoża i charakteryzującą się bardzo znacznymi i zmiennymi pionowymi gradientami temperatury oraz innych elementów meteorologicznych, zwłaszcza wilgotności powietrza i wiatru, którego prędkość w dolnej części tej warstwy maleje do wartości bliskich zeru. Pomiary meteorologiczne realizowane przy gruncie, np. na wysokości 5 cm, ukazują warunki panujące w tej warstwie. Natomiast pomiary wykonywane na standardowej wysokości 2 m mają (przynajmniej w założeniu) reprezentować warunki niepodlegające bezpośredniemu, lokalnie zróżnicowanemu wpływowi podłoża atmosfery.

Jeszcze mniejszą miąższość ma tzw. **warstwa laminarna** o wysokości kilku milimetrów, która zawiera cząstki powietrza „przyklepione” do podłoża atmosfery i w zasadzie niepodlegające ruchom pionowym.

Specyficzne warunki tworzą się w lesie, gdzie podłożem atmosfery są zarówno powierzchnia gruntu (gleby, ściółki, runa leśnego), jak i górna powierzchnia koron drzew. Obie pełnią funkcję tzw. **powierzchni czynnych**, a więc takich, które pochłaniają promieniowanie słoneczne (pod koronami drzew jest to głównie promieniowanie rozproszone), emitują promieniowanie długofalowe (zob. rozdz. 2) i stają się źródłem bądź receptorem w wymianie ciepła i wilgoci z atmosferą. W lesie pionowa i pozioma ruchliwość powietrza jest ograniczona, a gradienty pionowe temperatury, wilgotności powietrza i prędkości wiatru są z reguły mniejsze niż na otwartej przestrzeni. Dlatego też dla lasu charakterystyczna jest **warstwa podokapowa** – pozostająca pod okrywą koron drzew sfera przypomina trochę wyróżnioną już warstwę laminarną, ale rozciąga się od dna lasu aż do koron drzew (rys. 1.3).

Powietrze obecne jest także w glebie – wypełnia pory glebowe w strefie aeracji, tj. ponad poziomem wód gruntowych. **Powietrze glebowe** zajmuje zwykle tylko część przestrzeni porów gleby, pozostałą wypełnia bowiem woda (higroskopijna i kapilarna). Ocenia się, że do około 25% objętości gleby w **strefie aeracji**⁸ wypełnia powietrze glebowe. Zawartość

⁷ Turbulencja oznacza zaburzony (nie laminarny) ruch płynów – cieczy lub gazów. W troposferze dominują ruchy turbulencyjne, tj. nieuporządkowane przemieszczenia porcji powietrza, sprawiające, że ulegają one wymieszaniu. Zarówno pionowa wymiana masy, jak i wymiana ciepła, wilgoci oraz pędu w atmosferze, a szczególnie w jej warstwie granicznej, ma charakter turbulencyjny.

⁸ Strefą aeracji nazywa się napowietrzoną, górną warstwę gruntu (gleby). Pod nią znajduje się strefa saturacji – pory glebowe są wypełnione wodą. Granicę obu tych stref stanowi poziom wód gruntowych.



Rys. 1.3. Stratyfikacja „powietrza leśnego”

P_1 – powierzchnia czynna, P_k – warstwa podokapowa, G – warstwa przygruntowa,
 P_2 – wtórna powierzchnia czynna

powietrza w glebie zmienia się znacznie w zależności od porowatości gleby i jej wilgotności. Powietrze glebowe charakteryzuje się dość stabilną, wysoką wilgotnością (około 95%), brakiem turbulencji, a przede wszystkim – zróżnicowanym i odmiennym od powietrza atmosferycznego składem chemicznym. Duże znaczenie ma tzw. przewiewność gleby – struktura umożliwiająca wymianę powietrza między strefą aeracji a przygruntowymi warstwami atmosfery i zapobiegająca szkodliwym dla roślinności ubytkom tlenu w powietrzu glebowym. Do gleb przewiewnych należą luźne gleby