

Ćwiczenia z meteorologii

Zespół autorów:

Agnieszka Błędzińska – rozdziały 1, 10
Dariusz Gołaszewski – rozdziały 2, 3, 11
Małgorzata Kleniewska – rozdziały 4, 5
Grzegorz Majewski – rozdziały 6, 7, 12
Katarzyna Rozbicka – rozdziały 8, 9

1. ORGANIZACJA OBSERWACJI METEOROLOGICZNYCH

1.1 Ogólne zasady organizacji sieci meteorologicznej

W Polsce istnieje państwowa sieć pomiarowo – obserwacyjna (pod zarządem i kontrolą Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej IMGW) w skład, której wchodzi (w nawiasach podano liczbę stacji – stan na 01.01.2009):

1. Sieć stacji synoptycznych (63),
2. Sieć posterunków hydrologiczno-meteorologicznych (2254),
3. Sieć radarów meteorologicznych POLRAD (8),
4. Sieć wykrywania i lokalizacji wyładowań atmosferycznych PERUN (9),
5. Sieć pomiarów aerologicznych (3)
6. Stacja odbioru danych satelitarnych.

Na wszystkich stacjach i posterunkach państwowej sieci meteorologicznej (obejmującej V rzędów stacji i posterunków obserwacyjnych) obserwacje przeprowadza się w tych samych terminach i za pomocą jednakowych i jednakowo zainstalowanych przyrządów pomiarowych. Rozmieszczenie i ustawienie przyrządów, metodykę obserwacji oraz opracowanie ich wyników określają specjalne instrukcje. Tego rodzaju standaryzacja aparatury i metodyki obserwacyjnej jest konieczna dla uzyskania porównywalnych i reprezentatywnych danych pomiarowych. Porównywalność oznacza możliwość stwierdzenia, kiedy dwa wyniki obserwacji meteorologicznej, pochodzące z różnych stacji, posterunków meteorologicznych lub z różnych terminów, wskazują wystąpienie tego samego stanu fizycznego, procesu lub zjawiska w atmosferze. Natomiast reprezentatywne wyniki obserwacji są to takie wyniki, które odzwierciedlają prawidłowo określone zjawiska. Wyniki obserwacji są przekazywane w postaci zaszyfrowanej jako tzw. depesza synoptyczna (SYNOP) zaraz po zakończeniu obserwacji do okręgowego biura pogody. Depesze te powstają automatycznie, gdy na stacji nie ma obserwatora lub są współpracowane przez oprogramowanie i obserwatora. Depesze są szyfrowane wg międzynarodowego klucza SYNOP, obowiązującego wszystkie takie stacje na świecie. Depesze są przesyłane do sieci teleinformatycznej IMGW, skąd trafiają do biur prognoz, Globalnego Systemu Telekomunikacyjnego Światowej Organizacji Meteorologicznej oraz innych użytkowników. Wszystkie dane ze stacji, po procesie kontroli, są przekazywane do Centralnej Bazy Danych Historycznych. Stanowią one podstawę do wykreślania map synoptycznych. Niektóre wyższe uczelnie i naukowe instytuty resortowe założyły stacje klimatologiczne, w których obserwacje są wykonywane na potrzeby danej placówki naukowej. Wyposażenie stacji, zakres podstawowych pomiarów i obserwacji oraz terminy ich wykonywania a także sposób prowadzenia zapisów jest z reguły zgodny z obowiązującym w sieci IMGW, tak aby były z nimi porównywalne.

Sieć stacji synoptycznych

Stacje synoptyczne (Rys.1.1) **I rzędu** (54) są zlokalizowane na stacjach hydrologiczno-meteorologicznych. W większości przypadków znajdują się one w budynkach będących własnością IMGW. Na stacjach synoptycznych wykonywane są całodobowe pomiary i obserwacje meteorologiczne przy wykorzystaniu aparatury standardowej i automatycznej oraz uzupełniające je obserwacje wizualne. Automatyczne stacje synoptyczne wykonują pomiary w sposób ciągły, a o każdej pełnej godzinie opracowywane są depesze SYNOP. Obserwatorzy wykonują dodatkowe pomiary, co 1 godzinę oraz prowadzą nieustanne obserwacje zjawisk i pogody bieżącej przez 24 godziny na dobę, przez cały rok.

Stacje synoptyczne I rzędu realizują, w miarę potrzeb, rozszerzony zakres pomiarowy, przy pełnej obsłudze etatowej.

Na stacjach synoptycznych **II rzędu** (9) wykonywane są całodobowe pomiary przy wykorzystaniu aparatury automatycznej oraz w miarę potrzeb uzupełniające je obserwacje wizualne przez 8 do 12 godzin dziennie. Stacje te realizują podstawowy, i w miarę potrzeb rozszerzony zakres pomiarowy.

W skład podstawowego zakresu pomiarowo-obserwacyjnego stacji synoptycznych (I i II rzędu) wchodzi pomiary:

- ciśnienia atmosferycznego,
- temperatury powietrza: w klatce na wysokości 2 m, minimalnej i maksymalnej w klatce, minimalnej przy powierzchni w gruncie, temperatury gruntu na głębokościach 5, 10, 20, 50 i 100 cm,
- wilgotności powietrza
- prędkości i kierunku wiatru,
- wysokości opadu,
- pokrywy śnieżnej i zawartości wody w śniegu,
- usłonecznienia,

Pomiary te w zależności od stacji wykonywane są przy użyciu automatycznych czujników lub za pomocą aparatury standardowej.

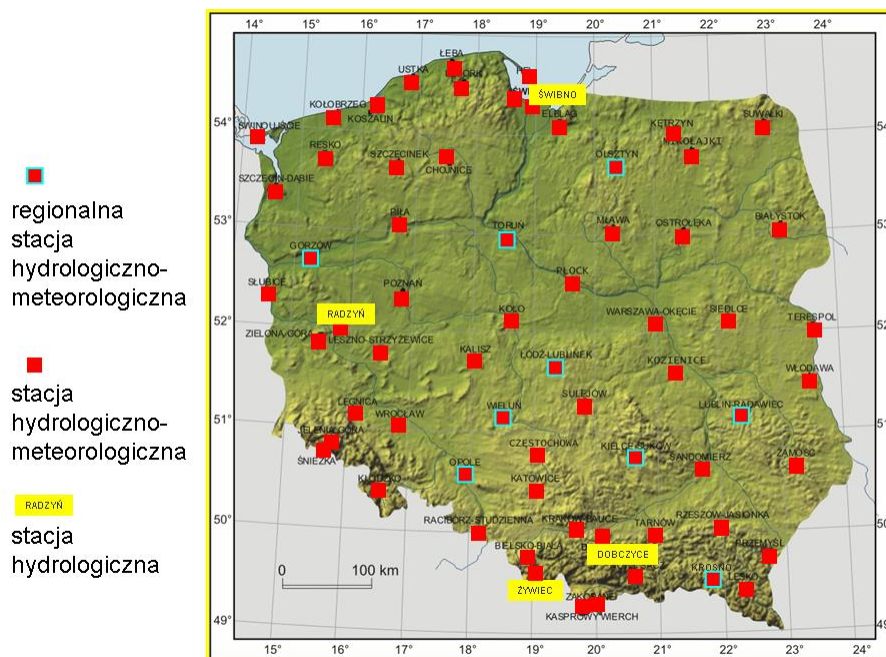
Na stacjach prowadzone są również obserwacje:

- zachmurzenia: rodzaje, gatunki i odmiany chmur, wysokość podstawy chmur
- stanu gruntu, pokrywy śnieżnej,
- zjawisk meteorologicznych.

W przypadku rozszerzonego zakresu pomiarowo-obserwacyjnego stacji synoptycznych dodatkowo wykonywane są pomiary:

- wysokości podstawy chmur,
- parowania ze swobodnej powierzchni wody,
- promieniowania słonecznego,
- pionowych sondaży atmosfery,
- poziomu promieniowania radioaktywnego, tła chemicznego atmosfery, na zlecenie Głównego Inspektora Ochrony Środowiska
- chemizmu opadów atmosferycznych, w ramach umowy z Narodowym Funduszem Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

Dziewięć stacji hydrologiczno-meteorologicznych uzyskało status **stacji regionalnych** (RSHM – Regionalne Stacje Hydrologiczno-Meteorologiczne). Są to stacje, pełniące poza standardowym zakresem obowiązków, rolę ośrodka współpracującego z wojewódzkimi centrami zarządzania kryzysowego. Pozostając z nimi w stałym kontakcie, przekazują na bieżąco ostrzeżenia, prognozy i komunikaty o sytuacji hydrologiczno-meteorologicznej. Mogą także dokonywać bieżącej aktualizacji prognoz, interpretacji ostrzeżeń i prognoz oraz służyć konsultacjami podczas występowania zagrożeń naturalnych. Stacje te są zlokalizowane na terenie województw, w których nie ma biur prognoz IMGW.



Rysunek 1.1 Sieć stacji synoptycznych (źródło: http://www.imgw.pl/attachments/089_sluzba_pomiarowo_obserwacyjna_pl.ppt)

Sieć posterunków hydrologiczno-meteorologicznych

Sieć posterunków hydrologiczno-meteorologicznych składa się z:

- stacji klimatologicznych (56) – III rząd,
- posterunków meteorologicznych (156) – IV rząd,
- posterunków opadowych (1040) – V rząd,
- posterunków wodowskazowych (904)
- posterunków wód podziemnych (98)

Na stacjach klimatologicznych wykonywane są pomiary i obserwacje (w trzech terminach: 6, 12, 18 UTC) przy wykorzystaniu aparatury standardowej i automatycznej, uzupełniając je obserwacjami wizualnymi, przez całą dobę. Stacje klimatologiczne posiadają obsługę etatową lub ryczałtową a w skład ich podstawowego zakresu wchodzi pomiary:

- temperatury powietrza w klatce meteorologicznej (aktualnej, maksymalnej i minimalnej) oraz przy gruncie (minimalnej),
- wilgotności powietrza
- prędkości i kierunku wiatru
- wysokości opadu atmosferycznego i pokrywy śnieżnej,
- obserwacje wizualne: zjawiska atmosferyczne, zachmurzenie, stan gruntu,
- ewentualnie pomiar zawartości wody w śniegu.

Na posterunkach meteorologicznych wykonywane są pomiary i obserwacje meteorologiczne (w trzech terminach: 6, 12, 18 UTC), przy wykorzystaniu aparatury standardowej i automatycznej, a uzupełniające je obserwacje wizualne, przez całą dobę. Posterunki meteorologiczne posiadają obserwatora ryczałtowego a w skład ich podstawowego zakresu pomiarowego posterunku meteorologicznego wchodzi:

- pomiar temperatury powietrza w klatce meteorologicznej,
- pomiar wysokości opadu atmosferycznego i pokrywy śnieżnej,
- obserwacje wizualne: zjawiska atmosferyczne, zachmurzenie, stan gruntu,
- ewentualnie pomiar zawartości wody w śniegu.



Rysunek 1.2 Sieć stacji klimatologicznych i posterunków meteorologicznych (źródło: http://www.imgw.pl/attachments/089_sluzba_pomiarowo_obserwacyjna_pl.ppt)

Na posterunkach opadowych wykonywane są pomiary i obserwacje raz na dobę (6 UTC), przy wykorzystaniu aparatury standardowej i automatycznej, a uzupełniające je obserwacje wizualne, przez całą dobę. W skład podstawowego zakresu pomiarowego posterunków opadowych wchodzi:

- pomiar wysokości opadu i pokrywy śnieżnej wg warunków standardowych,
- obserwacje wizualne: zjawiska atmosferyczne, zachmurzenie,
- ewentualnie pomiar zawartości wody w śniegu.



Rysunek 1.3 Sieć posterunków opadowych (źródło: http://www.imgw.pl/attachments/089_sluzba_pomiarowo_obserwacyjna_pl.ppt)

Na posterunkach wodowskazowych wykonywane są pomiary i obserwacje raz na dobę. Po przekroczeniu stanu ostrzegawczego pomiary nadzwyczajne wykonywane są, co 6 godzin, a po przekroczeniu stanu alarmowego, co 3 godziny. Posiadają obserwatora ryczałtowego. W skład podstawowego zakresu pomiarowego wchodzi pomiary:

- stanu wody,
- zjawisk lodowych i grubości pokrywy lodowej,
- zarastania koryta rzeki roślinnością
- ewentualnie zapis dobowego przebiegu wody za pomocą limnigrafu i temperatury wody.

Posterunki wodowskazowe wykorzystywane są również przy pracach geodezyjnych (są nawiązane do sieci niwelacji państwowej) i przy pomiarach hydrometrycznych.



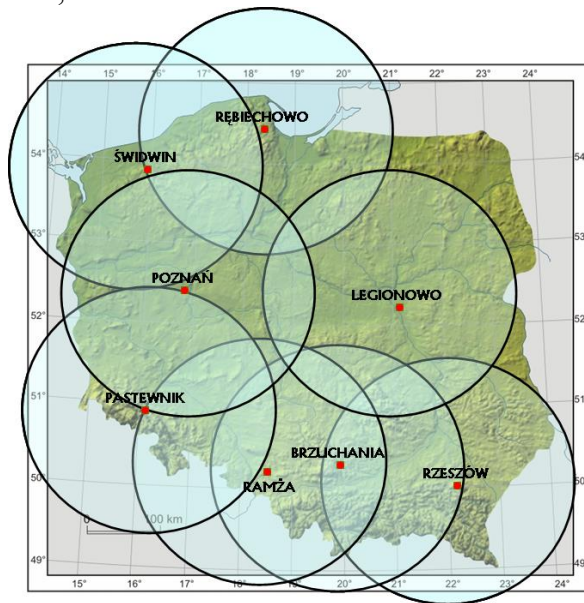
Rysunek 1.4 Sieć posterunków wodowskazowych (źródło: http://www.imgw.pl/attachments/089_sluzba_pomiarowo_obserwacyjna_pl.ppt)

Na posterunkach wód podziemnych wykonywane są pomiary i obserwacje raz na dobę. Posiadają obserwatora ryczałtowego. W skład zakresu pomiarowego wchodzi pomiar stanu wody (podstawowy), temperatury wody (rozszerzony). Pomiary prowadzone są w studniach gospodarczych lub piezometrach za pomocą pływaka lub świstawki studziennej zawieszanej na taśmie. Punkty pomiarowe są wyznaczone tak, aby można było dokonywać oceny poziomu zalegania pierwszej warstwy wodonośnej, co jest wykorzystywane do szacowania zdolności retencji zlewni. Posterunki wód podziemnych wykorzystywane są również przy pracach geodezyjnych.

Sieć radarów meteorologicznych POLRAD

Radary meteorologiczne śledzą atmosferę w sposób ciągły a informacje są przekazywane na bieżąco. Zasięg radaru meteorologicznego obejmuje obszar o promieniu od 100 do 300 km, w zależności od jego rodzaju i rodzaju mierzonych elementów. Radar pozwala wykryć chmury opadowe (w tym wyróżnić chmury burzowe), pełni służbę ostrzegawczą przed wystąpieniem groźnych zjawisk. W Polsce w ramach systemu radarów meteorologicznych (POLRAD) działa 8 radarów: w Ramży k. Katowic, Pastwniku k.

Jeleniej Góry, Legionowie k. Warszawy, Brzuchani k. Krakowa, Poznaniu, Świdwinie k. Szczecinka, oraz na lotniskach w Rzeszowie i Gdańsku.



Rysunek 1.5 Sieć stacji radarowych POLRAD (źródło: http://www.imgw.pl/attachments/089_sluzba_pomiarowo_obserwacyjna_pl.ppt)

Sieć wykrywania i lokalizacji wyładowań atmosferycznych PERUN

Od 2001 roku w IMGW pracuje system wykrywania i lokalizacji wyładowań atmosferycznych PERUN. System składa się z sieci stacji detekcji, centralnego systemu przetwarzania danych oraz terminali użytkowników. Sieć pomiarowa składa się z 9 stacji detekcyjnych rozmieszczonych na terenie całego kraju w taki sposób, aby uzyskać dokładność lokalizacji wyładowań atmosferycznych, na poziomie do 1 km, a skuteczność detekcji około 95 % dla terytorium Polski. Wszystkie stacje detekcyjno-lokalizacyjne zainstalowano na terenie wybranych stacji meteorologicznych IMGW znajdujących się w: Warszawie, Olsztynie, Toruniu, Białymstoku, Kaliszu, Włodawie, Częstochowie, Sandomierzu i Gorzowie Wielkopolskim. Dane ze stacji są przekazywane do jednostki centralnej znajdującej się w Ośrodku Głównym na Bielanach. System ten pozwala na wykrywanie i lokalizację wyładowań atmosferycznych na terenie Polski z dokładnością do 1 km.



Rysunek 1.6 Sieć wykrywania i lokalizacji wylądowań atmosferycznych PERUN (źródło: http://www.imgw.pl/attachments/089_sluzba_pomiarowo_obserwacyjna_pl.ppt)

Sieć pomiarów aerologicznych

Na stacjach aerologicznych (wykonujących pionowy sondaż atmosfery do wysokości 30 km) dwa razy dziennie wysyłany jest balon meteorologiczny z sondą. Sonda ta, której prędkość wznoszenia znamy, przekazuje drogą radiową informacje o temperaturze i wilgotności powietrza, a ze zmiany pozycji sondy (określonej przy pomocy techniki GPS lub systemu nawigacyjnego Loran C) można obliczyć prędkość i wyznaczyć kierunek wiatru na poszczególnych poziomach. Balon po osiągnięciu maksymalnej wysokości pęka, po jego zniszczeniu, bezużyteczna sonda powraca na ziemię, a wyniki sondażu trafiają do sieci teleinformatycznej Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Są one wykorzystywane do przygotowywania prognoz i ostrzeżeń. Informacje te trafiają także do Globalnego Systemu Telekomunikacyjnego WMO (World Meteorological Organization) a następnie do światowych centrów prognoz.



Rysunek 1.7 Sieć pomiarów aerologicznych (źródło: http://www.imgw.pl/attachments/089_sluzba_pomiarowo_obserwacyjna_pl.ppt)

Stacja odbioru danych satelitarnych

Stacja odbioru danych satelitarnych z satelitów NOAA i EUMETSAT jest zainstalowana w Krakowie. Są wykorzystywane dwa rodzaje satelitów okołobiegunowe (polarne) i geostacjonarne. Satelity polarne krążą na wysokości około 800 km nad Ziemią po orbitach kołowych, nachylonych w stosunku do płaszczyzny równika i czasie obiegu około 100 min. Satelity geostacjonarne krążą na wysokości około 36000 km nad Ziemią w płaszczyźnie równika z prędkością równą prędkości kątowej Ziemi, co powoduje, że satelita geostacjonarny znajduje się pozornie nad określonym punktem na Ziemi. Satelity te wykonując szereg pomiarów dostarczają również danych o temperaturze powietrza, jego wilgotności i zachmurzeniu, mierzą ponadto promieniowanie słoneczne w różnych zakresach widma. Poza tym pełnią funkcję zbiornic danych z naziemnych automatycznych stacji

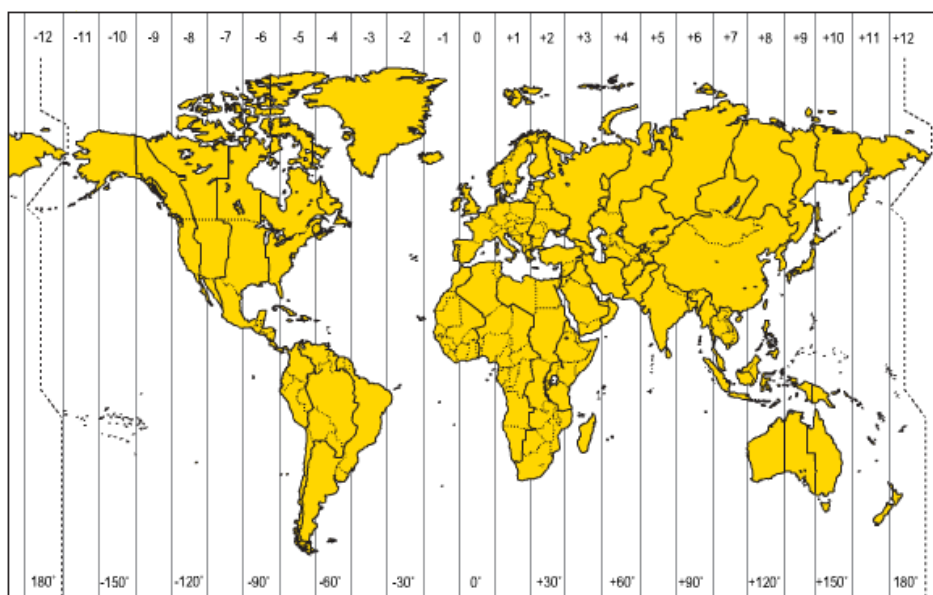
meteorologicznych, zlokalizowanych na dryfujących bojach, statkach i samolotach, a także z innych satelitów.

1.2 Rachuba czasu oraz terminy i kolejność obserwacji

Rachuba czasu

Na potrzeby dokładnej rachuby czasu zostało wprowadzone pojęcie tzw. średnie Słońce, które jest wyznaczonym matematycznie punktem poruszającym się po równiku niebieskim ze stałą prędkością. Moment górowania średniego Słońca nad południkiem przechodzącym przez daną miejscowość jest zwany miejscowym średnim południem słonecznym, a czas, jaki upływa między kolejnymi górowaniami średniego Słońca na tym południku, jest miejscową średnią dobą słoneczną. Przyjmuje się, że w momencie wystąpienia średniego południa słonecznego jest godzina dwunasta, i w ten sposób otrzymuje się rachubę czasu, zwanego miejscowym średnim czasem słonecznym.

Wskutek obrotu Ziemi dookoła swojej osi, średnie Słońce pozornym ruchem przechodzi kolejno przez wszystkie południki, górując na każdym z nich w innym czasie. Każdy południk ma, więc własny, miejscowy średni czas słoneczny, przy czym różnica czasu między górowaniami Słońca nad kolejnymi dwoma południkami odległymi od siebie o 1° długości geograficznej wynosi cztery minuty. W związku z powyższym, gdyby urzędowo stosowano miejscowy średni czas słoneczny zegary miejscowości leżących na różnych długościach geograficznych wskazywałyby w tym samym momencie różne godziny, co administracyjnie byłoby nie do przyjęcia. W celu ujednoczenia czasu na większych obszarach podzielono powierzchnię Ziemi na 24 strefy godzinne obejmujące obszar 15° długości geograficznej. W każdej strefie obowiązuje miejscowy średni czas słoneczny środkowego południka strefy, zwany czasem strefowym. Za wyjściowy południk podziału strefowego przyjęto południk 0° , przechodzący przez obserwatorium astronomiczne w Greenwich, a jego czas miejscowy obowiązuje dla strefy objętej południkami $7^\circ30'$ W i $7^\circ30'$ E. Czas ten nosi nazwę „czasu uniwersalnego” lub GMT (Greenwich Mean Time). Czas uniwersalny został zaproponowany przez kanadyjskiego wynalazcę Sandforda Fleminga. Oficjalnie czas GMT został wycofany z użycia jeszcze w latach 70. XX wieku. Ponieważ położenie Polski wyznaczają południki $14^\circ05'$ i $24^\circ07'$ długości geograficznej wschodniej obowiązuje u nas czas strefowy południka 15° E.



Rysunek 1.8 Mapa stref czasowych (źródło: <http://www.convertworld.com/pl/strefy-czasowe/>)

W celu przeliczenia czasu miejscowego na czas urzędowy korzystamy z następującej zależności:

$$T_U = T_M + 4'(\lambda_{sr} - \lambda)$$

gdzie: T_U – czas urzędowy

T_M – czas miejscowy

λ – południk (długość geograficzna), dla którego obliczamy czas

λ_{sr} – długość geograficzna południka strefowego (środkowego)

$4'$ – różnica czasu między górowaniami Słońca nad kolejnymi dwoma południkami odległymi od siebie o 1°

Zadanie

Obliczyć, o której godzinie czasu urzędowego wystąpi miejscowe południe słoneczne dla stacji

a) Świnoujście $\lambda = 14^\circ 15'$

b) Wrocław $\lambda = 17^\circ$

c) Suwałki $\lambda = 23^\circ$

$T_U = T_M + 4'(\lambda_{sr} - \lambda) = 12 + 4'(15^\circ 00' - 14^\circ 15') = 12 \text{ h} + 4'(0^\circ 45') = 12 \text{ h} + 3 \text{ min}$
(12:03)

$T_U = T_M + 4'(\lambda_{sr} - \lambda) = 12 + 4'(15^\circ 00' - 17^\circ 00') = 12 \text{ h} + 4'(-2^\circ 00') = 12 \text{ h} - 8 \text{ min}$
(11:52)

$T_U = T_M + 4'(\lambda_{sr} - \lambda) = 12 + 4'(15^\circ 00' - 23^\circ 00') = 12 \text{ h} + 4'(-8^\circ 00') = 12 \text{ h} - 32 \text{ min}$
(11:28)

Odpowiedź: Górowanie Słońca wystąpi na stacjach: w Świnoujściu o godzinie 12:03, we Wrocławiu o godzinie 11:52 oraz w Suwałkach o godzinie 11:28.

Obecnie stosuje się uniwersalny czas koordynowany UTC (Universal Time Coordinated) z korektą dla obserwowanych zmian w ruchu kuli ziemskiej. Jest to wzorcowy czas ustalany na podstawie TAI (Temps Atomique International), uwzględniający nieregularność ruchu obrotowego Ziemi i koordynowany względem czasu słonecznego. By zapewnić, że Słońce średnio w ciągu roku przechodzi nad południkiem zerowym o godz. 12:00 UTC, z dokładnością nie mniejszą niż 0,9 s, od czasu do czasu do UTC dodawana jest tzw. przestępna sekunda. Operację tę przeprowadza IERS (International Earth Rotation Service - Międzynarodowa Służba Ruchu Obrotowego Ziemi i Systemów Odniesienia).

Terminy i kolejność obserwacji

Na stacjach meteorologicznych kolejność obserwacji została tak ustalona, żeby dokładnie w terminie obserwacji odczytać na barometrze wysokość ciśnienia atmosferycznego, zaś odczyt ten poprzedzał pomiar prędkości i kierunku wiatru. Pomiar wykonywane są 8 razy na dobę o godzinie 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 czasu uniwersalnego UTC czyli 01, 04, 07 itd. czasu środkowoeuropejskiego – CSE (w Polsce jest to tak zwany „czas zimowy”). W ciepłej porze roku pomiary wykonywane są o godzinie 02, 05, 08 itd. czasu wschodnioeuropejskiego - CWE tak zwanego „czasu letniego”). Terminy 00, 06, 12, 18 UTC to tzw. główne terminy obserwacji. Na polskich stacjach synoptycznych obserwacje są wykonywane, co godzinę.

Na posterunkach meteorologicznych w latach 1919 - 1971 obserwacje wykonywano w godzinach 07, 13, 21 wg miejscowego średniego czasu słonecznego. Terminy te były tak dobrane, że wystarczały w zasadzie do dość dokładnego wyznaczenia średniej dobowej temperatury powietrza i innych elementów meteorologicznych. Po roku 1971 obserwacje na

tych posterunkach są dokonywane w godzinach 06, 12, 18 czasu UTC. Kolejność odczytów z poszczególnych przyrządów na posterunkach meteorologicznych jest tak dobrana, że punktualnie w terminie pomiarowym odczytuje się wskazania termometrów meteorologicznych „suchego” i „zwilżonego”. Pomiar temperatury powietrza jest tu poprzedzony pomiarem ciśnienia atmosferycznego oraz pomiarem prędkości i kierunku wiatru.

Na posterunkach opadowych obserwacje wykonuje się raz na dobę o godzinie 06 czasu UTC.

2. PROMIENIOWANIE SŁOŃCA, ZIEMI I ATMOSFERY

Wymiana energii cieplnej między dwoma układami fizycznymi odbywa się na drodze:

- promieniowania,
- konwekcji,
- przewodzenia ciepła.

Promieniowanie jest zjawiskiem wysyłania fal elektromagnetycznych przez źródło (emitor) w kierunku ciała absorbującego. Z meteorologicznego punktu widzenia najważniejszymi źródłami promieniowania są:

- Słońce,
- Ziemia,
- atmosfera.

Podstawowym źródłem energii wszystkich procesów zachodzących na naszej planecie jest Słońce. Jest ono źródłem promieniowania elektromagnetycznego, które charakteryzuje się:

- długością fali, wyrażanej w jednostkach długości – np. w nanometrach ($1\text{nm} = 10^{-3}\mu\text{m} = 10^{-6}\text{mm} = 10^{-9}\text{m}$) i mikrometrach ($1\mu\text{m} = 10^3\text{nm} = 10^{-6}\text{m}$),
- natężeniem promieniowania, którego jednostką jest $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ tj. gęstość strumienia energii promienistej padającej na powierzchnię jednostkową, ustawioną prostopadłe do kierunku padania promieni.

Słońce wysyła promieniowanie elektromagnetyczne o długości fali od 0,1 nm do 100 m. W meteorologii zajmujemy się promieniowaniem słonecznym w zakresie optyczno-cieplnym widma tj. od 290 nm do 24000 nm. Przedział ten obejmuje:

- promieniowanie ultrafioletowe UV – 290 – 380 nm,
- promieniowanie widzialne VIS – 380 – 780 nm,
- promieniowanie podczerwone IR – 780 – 24000 nm.

Dodatkowo ze względu na zakres długości fali, promieniowanie dzieli się na krótkofalowe - do 3000nm i długofalowe powyżej tej wartości.

Przeważająca część energii wysyłanej przez Słońce zawiera się w zakresie od 150 nm do 3000 nm. Na te długości fal przypada aż 97% całej energii emitowanej przez tę gwiazdę. Z tego powodu promieniowanie słoneczne utożsamiane jest z promieniowaniem krótkofalowym. Promieniowanie Ziemi i jej atmosfery jest promieniowaniem długofalowym, o długościach fali przekraczających 3000 nm, w praktyce zawierających się w zakresie 3500 – 120000 nm.

2.1 Definicje i jednostki

W celu ilościowej charakterystyki promieniowania stosuje się wspomniane powyżej natężenie promieniowania [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$], a w celu wyrażenia sum promieniowania w żądanym okresie (minuta, godzina, doba, miesiąc itd.) stosujemy wielkość zwaną napromienieniem, którego jednostką jest dżul na metr kwadratowy [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$]. Jednostki te obowiązują w Polsce od 1978r. Dawniej posługiwano się wielkością nazywaną - natężeniem napromienienia, wyrażającym ilość kalorii na centymetr kwadratowy w ciągu jednej minuty [$\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$].

Z racji często jeszcze spotykanych „starych” i obecnie używanych „nowych” jednostek, można wykonać odpowiednie przeliczenia:

$$1\text{ cal}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{min}^{-1} = 697,8\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$$

$$1\text{ cal} = 4,187\text{ J} = 1,163\text{ mWh}$$

$$1\text{ J} = 1\text{ W}\cdot\text{s} = 0,239\text{ cal.}$$

Stała słoneczna I_0 - jest to wartość liczbową natężenia promieniowania na jednostkową powierzchnię ustawioną prostopadle do kierunku rozchodzenia się promieni słonecznych poza atmosferą ziemską przy średniej odległości Ziemi od Słońca. W praktyce, mimo że nie jest to wartość niezmienna (ulega wahaniom w ciągu roku o ok. 3%) przyjmuje się $I_0 = 1380 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (przed 1978r. $I_0 = 1,98 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$).

Liczbowa wartość natężenia promieniowania na jednostkową powierzchnię umiejscowioną na powierzchni ziemi jest zawsze mniejsza od wartości stałej słonecznej. Promieniowanie słoneczne jest bowiem osłabiane przy przejściu przez atmosferę w wyniku:

- pochłaniania (absorpcji) przez m. in.: O_3 , O_2 , NO , parę wodną, CO_2 , chmury, pyły,
- rozpraszania (dyfuzji) przez molekuly powietrza, krople wody i inne cząsteczki zawieszone w powietrzu,
- odbijania (refleksji) przez chmury, pyły ($\varnothing > 1,2\mu\text{m}$),

Osłabienie to nazywane jest **ekstynkcją**.

Wielkość natężenia promieniowania na jednostkową powierzchnię prostopadłą do padających promieni słonecznych w atmosferze oblicza się wg wzoru Bouguera:

$$I = I_0 \cdot p^m$$

gdzie: I - natężenie promieniowania na jednostkową powierzchnię ustawioną prostopadle do kierunku padania promieni słonecznych,

I_0 - stała słoneczna,

p - współczynnik przezroczystości atmosfery,

m - ilość „mas” optycznych atmosfery.

Wielkość współczynnika przezroczystości atmosfery zależy głównie od zawartości pary wodnej w powietrzu i jego zanieczyszczenia. Ponieważ pochłanianie i rozpraszanie zachodzi również w czystym i suchym powietrzu, atmosfera nigdy nie jest zupełnie przezroczysta dla promieni słonecznych i dlatego współczynnik przezroczystości (p) jest zawsze mniejszy od 1. W Polsce średnie wartości współczynnika p wynoszą od 0,70 latem do nawet 0,83 zimą. Wartości te nie dotyczą obszarów górskich (są tam wyższe) i wielkomijskich (gdzie p osiąga wartości zdecydowanie niższe).

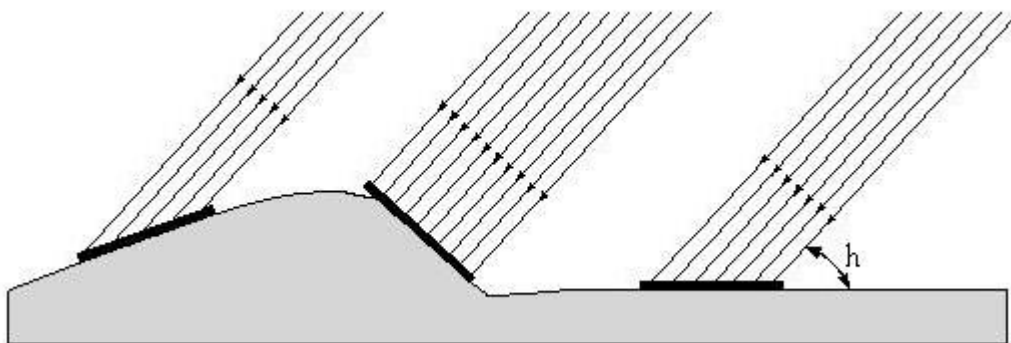
Ilość „mas” optycznych atmosfery zależy od wysokości Słońca nad horyzontem i związanej z tym drogi, jaką przebywają promienie słoneczne pokonując atmosferę, zanim dotrą do powierzchni Ziemi. Przy wysokości Słońca 90° , a więc gdy Słońce znajduje się w zenicie droga ta jest najkrótsza, a liczba „mas” $m = 1$.

Natężenie promieniowania na powierzchnię poziomą oblicza się według wzoru:

$$I_h = I_0 \cdot p^m \cdot \sin h$$

gdzie: h - kąt padania promieni słonecznych.

Wielkość natężenia promieniowania na jednostkę powierzchni poziomej zależy głównie od kąta padania promieni słonecznych tj. od wysokości Słońca nad horyzontem (Rys.2.1).



Rysunek 2.1 Natężenie promieniowania na jednostkę powierzchni w zależności od kąta padania promieni słonecznych. (na podstawie: Koźmiński, Michalska 2008)

W celu określenia kąta padania promieni słonecznych w wybranych szerokościach geograficznych (φ) (w czterech terminach rozpoczynających astronomiczne pory roku podano odpowiednie wzory (tab. 2.1)

Tabela 2.1 Wzory umożliwiające obliczenie kąta padania promieni słonecznych w południe wybranych dni

Data	Postać wzoru
21 III i 23IX	$90^\circ - \varphi$
22VI	$(90^\circ - \varphi) + 23,5^\circ$
22XII	$(90^\circ - \varphi) - 23,5^\circ$

2.2 Bilans promieniowania

W badaniach nad promieniowaniem słonecznym głównym zadaniem jest określenie bilansu promieniowania nazywanego także bilansem radiacyjnym powierzchni Ziemi. Wyróżnia się następujące składniki bilansu promieniowania:

Promieniowanie słoneczne

Promieniowanie słoneczne bezpośrednie - I (od 290 nm do 3000 nm) – jest to ta część promieniowania słonecznego, która dociera do powierzchni Ziemi w sposób bezpośredni od tarczy słonecznej w formie wiązki promieni równoległych. Promieniowanie bezpośrednie jest ilością energii, którą otrzymuje powierzchnia ustawiona prostopadle do promieni słonecznych.

W praktyce meteorologicznej ważniejsza jest jednak znajomość natężenia promieniowania na powierzchnię poziomą - I_h .

Promieniowanie słoneczne rozproszone - D (od 290 do 1500 nm) - jest to ta część promieniowania słonecznego, która pośrednio, w wyniku rozproszenia na molekułach gazowych, cząstkach stałych oraz chmurach dochodzi do powierzchni Ziemi ze wszystkich stron, z całej sfery i pada pod różnymi kątami.

Promieniowanie słoneczne całkowite - T (od 290 do 3000 nm) - jest to suma promieniowania bezpośredniego i rozproszonego padającego na powierzchnię poziomą:

$$T = I_h + D$$

$$\text{ale } I_h = I \cdot \sin h$$

$$\text{więc } T = I \cdot \sin h + D$$

Promieniowanie odbite – R - jest to część promieniowania krótko- i długofalowego ($R_k + R_d$) odbijanego od rozpatrywanej powierzchni w kierunku przestrzeni kosmicznej.

Albedo – A – jest to stosunek promieniowania odbitego do całkowitego padającego na daną powierzchnię wyrażany zwykle w procentach. Jest to parametr określany przeważnie tylko w przedziale krótkofalowym widma promieniowania.

$$A = \frac{R}{T} \cdot 100 [\%]$$

Wartość albedo zależy od rodzaju powierzchni, jej szorstkości, koloru oraz kąta padania promieni słonecznych. Na powierzchniach jasnych dochodzi do znacznie silniejszego odbijania się promieni bezpośrednich niż na powierzchniach ciemnych. Z tego powodu klatka meteorologiczna chroniąca termometry służące do pomiaru temperatury powietrza jest malowana na kolor biały.

Tabela 2.2 . Albedo wybranych powierzchni (wg różnych autorów)

Rodzaj powierzchni	Albedo [%]
Powierzchnie naturalne	
Śnieg świeżo spadły - suchy	82 - 84
Śnieg świeżo spadły - wilgotny	60 - 70
Śnieg zleżały - zanieczyszczony	40 - 50
Gleba piaszczysta (jasna) - sucha	25 - 40
Gleba gliniasta (szara) - sucha	20 - 35
Gleba gliniasta (szara) - wilgotna	10 - 20
Pole żyta, pszenicy	10 - 25
Pole ziemniaków	15 - 25
Łąka	23
Las liściasty – bez liści	15
Las liściasty – z liśćmi	20
Las iglasty – bór	10 - 15
Czarnoziem – gleba wilgotna	5 - 8
Powierzchnie sztuczne	
Farba biała	50 - 90
Farba brązowa, czerwona, zielona	20 - 30
Farba czarna	2 - 10
Cegła	20 - 40
Beton	10 - 35
Asfalt	5 - 20

Uwzględniając opisane powyżej zależności, równanie bilansu promieniowania słonecznego przyjmuje następującą postać:

$$Q_k = I \cdot \sin h + D - (R_k + R_d)$$

Promieniowanie Ziemi i atmosfery

Promieniowanie zwrotne atmosfery – E_a (od 4000 do 120000 nm). Atmosfera pochłaniając część promieniowania pochodzącego od Słońca i Ziemi staje się wtórnym źródłem promieniowania - głównie długofalowego, rozchodzącego się we wszystkich

kierunkach. Część tego promieniowania skierowanego w kierunku Ziemi nazywana jest promieniowaniem zwrotnym atmosfery.

Promieniowanie Ziemi (georadiacja) – E_z (od 4000 do 120000 nm). Ogrzana przez promienie słoneczne Ziemia staje się źródłem promieniowania długofalowego. Natężenie tego promieniowania zależy od temperatury jej powierzchni.

Promieniowanie efektywne - E_e (od 4000 do 120000 nm) - jest to różnica między promieniowaniem Ziemi i zwrotnym atmosfery:

$$E_e = E_z - E_a$$

Promieniowanie efektywne oznacza rzeczywistą utratę promieniowania długofalowego (ciepła) przez powierzchnię Ziemi. O wielkości wypromieniowania ciepła w znacznym stopniu decyduje zachmurzenie i wilgotność powietrza. Wzrost zachmurzenia jak i wilgotności powietrza prowadzi do zmniejszenia wypromieniowania ciepła. Pogodne niebo i suche powietrze, powodują natomiast zwiększenie wypromieniowania ciepła przez powierzchnię Ziemi.

Równanie całkowitego bilansu promieniowania powierzchni Ziemi

Bilans radiacyjny obliczamy z równania:

$$Q = I \cdot \sin h + D + E_a - E_z - (R_k + R_d)$$

lub inaczej:

$$Q = T \cdot (1 - A) - E_e$$

Czasami zachodzi potrzeba obliczenia bilansu promieniowania krótkofalowego Q_k (od 290 do 3000 nm), posługujemy się wówczas równaniem:

$$Q_k = I \cdot \sin h + D - R_k$$

Niekiedy jednak należy dokonać obliczenia bilansu promieniowania długofalowego Q_d (o zakresie promieniowania powyżej 3000 nm), posługujemy się wtedy równaniem:

$$Q_d = E_a - E_z - R_d$$

Z wielkości bilansu promieniowania otrzymujemy bardzo ważną informację o ilości energii słonecznej, która została pochłonięta przez podłoże od czego zależy m in. stan termiczny powierzchni gruntu. Wkrótce po wschodzie Słońca bilans przyjmuje wartości dodatnie, a coraz wyższe położenie Słońca nad horyzontem powoduje, że wielkość bilansu promieniowania rośnie. W godzinach popołudniowych wielkość ta maleje i przed zachodem przybiera wartości ujemne. W nocy bilans jest ujemny, równy utracie ciepła (promieniowanie długofalowe) $Q = -E_e$.

W agrometeorologii niezwykle ważnym jest zagadnienie absorpcji promieniowania przez zbiorowiska roślinne. Jest to zagadnienie złożone z uwagi na to, że w zależności od rodzaju roślin i ich zagęszczenia różne ilości energii słonecznej mogą być pochłaniane przez rośliny. Aby określić ilość energii słonecznej pochłoniętej przez szatę roślinną – P , konieczne jest wykonanie pomiarów natężenia promieniowania całkowitego – T oraz promieniowania odbitego – R nad roślinnością, a także pomiar natężenia promieniowania całkowitego przy powierzchni Ziemi tj. pod roślinami – T_0 .

Wtedy:

$$P = T - T_0 - R$$

2.3 Przyrządy do pomiaru natężenia promieniowania

Pomiary promieniowania słonecznego nie wchodzą w zakres standardowego programu stacji meteorologicznych, są jednak wykonywane w wybranych stacjach. Do pomiarów promieniowania wykorzystuje się przyrządy działające na zasadzie termoelektrycznej, tj. cieplnym oddziaływaniu promieniowania na czujnik. W związku z czym praktycznie wszystkie tego typu urządzenia mogą pracować w trybie automatycznym. Najczęściej używanymi są:

- pyrhelometry (aktynometry) – służące do pomiaru natężenia promieniowania bezpośredniego (pomiar promieniowania krótkofalowego),
- pyranometry (solarymetry) - służące do pomiaru natężenia promieniowania całkowitego, rozproszonego i odbitego (pomiar promieniowania krótkofalowego),
- pyrgeometry - służące do pomiaru natężenia promieniowania długofalowego Ziemi i atmosfery (pomiar promieniowania długofalowego),
- pyrradiometry (bilansomierze) - służące do pomiaru natężenia promieniowania sumarycznego słonecznego i ziemskiego tj. krótko- i długofalowego.

Pyrhelometry (aktynometry)

Pyrhelometr to przyrząd wykorzystywany do pomiarów natężenia promieniowania słonecznego bezpośredniego.

W celu wyeliminowania wpływu promieniowania rozproszonego i odbitego, czujnik (termostos) umieszczony jest na dnie rury pyrhelometrycznej o długości ok. 15 cm, której wylot kieruje się dokładnie w kierunku Słońca. Urządzenie współpracuje z miliwoltomierzem, którego wskazania (po przeliczeniu na $W \cdot m^{-2}$) informują o wielkości natężenia promieniowania. W automatycznych stacjach meteorologicznych (ASM) wskazania pyrhelometrów zapisywane są w pamięci rejestratorów (dataloggerów).

Pyranometry (solarymetry)

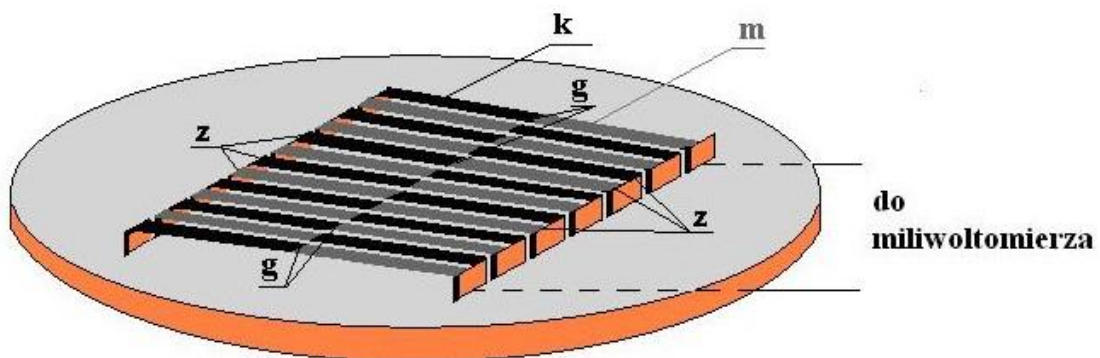
Pyranometr (solarymetr) jest przyrządem do pomiaru natężenia promieniowania krótkofalowego słonecznego. W zależności od sposobu użycia pyranometry mogą być wykorzystane do pomiaru:

- natężenia promieniowania słonecznego rozproszonego w atmosferze,
- natężenia promieniowania słonecznego bezpośredniego - z wykorzystaniem rury pyrhelometrycznej,
- natężenia promieniowania słonecznego całkowitego tj. bezpośredniego i rozproszonego,
- natężenia promieniowania słonecznego odbitego od powierzchni Ziemi.

Pyranometr (solarymetr) Molla-Gorczyńskiego – jest urządzeniem uniwersalnym, pozwala bowiem zmierzyć natężenie promieniowania słonecznego: bezpośredniego, rozproszonego i całkowitego. Receptorem promieniowania jest termostos Molla połączony przewodami elektrycznymi z galwanometrem lub rejestratorem.

Termostos Molla jest to bateria ok. 14 termopar połączonych szeregowo w celu zwiększenia efektu termoelektrycznego (Rys.2.2). Termopary ułożone są w kształcie prostokąta o wymiarach 14 x 10 mm. Pojedyncza termopara jest to cienko walcowany pasek metalowy o grubości 0,005 – 0,01 mm, szerokości 1 mm i długości 10 mm. Pasek ten wykonany jest w połowie z manganinu (stopu miedzi z manganem i niklem - Cu86/Mn12/Ni2) i konstantanu (stop miedzi z niklem - Cu55/Ni45) spojonych srebrem rozwałcowanym do grubości blaszki. Wszystkie termopary przymocowane są swymi końcami do metalowych kołków, które z kolei umocowane są na grubej, mosiężnej płycie będącej

podstawą przyrządu. Takie mocowanie pasków termopar zapewnia ich końcom dobry kontakt termiczny i wymianę ciepła z masywną podstawą. Powstała płaska powierzchnia recepcyjna pokryta jest warstwą czarnej farby zapewniającej nioselektywne pochłanianie promieniowania. W czasie pomiaru, gdy pyranometr wystawiony jest na działanie promieni słonecznych, spojenia „gorące” tj. miejsca zespolenia pasków wykonanych z manganinu i konstantanu (przebiegających wzdłuż linii biegnącej przez środek czujnika) dzięki bardzo małej pojemności cieplnej nagrzewają się do znacznie wyższej temperatury niż spojenia „zimne”. Spojenia „zimne” są chłodniejsze w wyniku bezpośredniego kontaktu z obudową przyrządu o znacznej pojemności cieplnej i dużej powierzchni co sprzyja wymianie ciepła z otoczeniem. Z chwilą wystąpienia różnicy temperatury spójień „zimnych” i „gorących” powstaje prąd termoelektryczny, którego napięcie (przy innych czynnikach stałych) zależy od natężenia promieniowania słonecznego.



Rysunek 2.2 Schemat termostosu Molla: k, m – termogniwa z konstantanu i manganinu, g – spojenia gorące, z – spojenia zimne

Termostos przykryty jest kopułką ochronną wykonaną ze szkła o przepuszczalności widmowej 300 – 3000 nm, tzn. absorbującej część promieniowania ultrafioletowego i podczerwonego. W najnowszych konstrukcjach termostos przykryty jest dwoma współśrodkowymi kopułkami (Rys.2.3). Wewnętrzna kopułka, mimo że wymienia ciepło za pośrednictwem promieniowania i konwekcji z termostosem i kopułką zewnętrzną to jednak znacząco redukuje wpływ temperatury kopułki zewnętrznej. Podczas pomiarów kopułka zewnętrzna musi być czysta. Należy też dbać o szczelność wszelkich połączeń, by do środka przyrządu nie dostawała się woda i nie dochodziło do kondensacji pary wodnej na wewnętrznych powierzchniach kopulek.

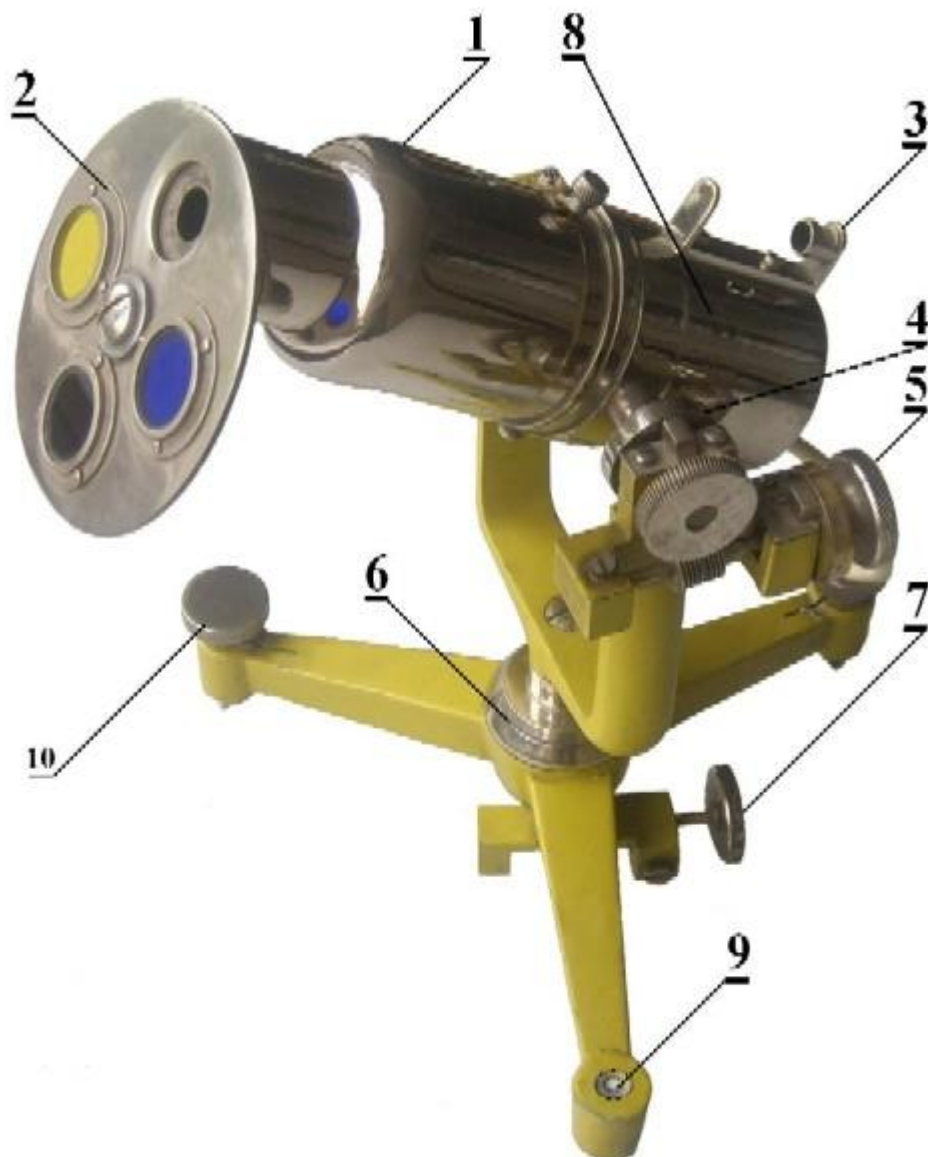


Rysunek 2.3 Pyranometr CM21 Kipp & Zonen (źródło: <http://www.kippzonen.com>)

Z racji barwy powierzchni recepcyjnej można się spotkać z nazwą - pyranometr czarny (opisany powyżej) lub czarno-biały, w którym termopary pomalowane są na przemian na czarno i biało. Zasada działania i ogólna budowa obu pyranometrów jest podobna.

W solarymetrze Molla-Gorczyńskiego termostos umieszczony jest na statywie obrotowym, którego położenie w płaszczyźnie poziomej i pionowej można zmieniać za pomocą śrub nastawczych. Do obudowy przymocowany jest również układ celowniczy, który pozwala na precyzyjne ustawienie przyrządu w kierunku Słońca - powierzchnia termostosu ustawiona jest wtedy prostopadle do kierunku padania promieni słonecznych. Pozostałe części składowe solarymetru to rura pyrneliometryczna z tarczą filtrów świetlnych, ekran dyfuzyjny oraz miliwoltomierz lub rejestrator danych.

W celu wykonania pomiaru promieniowania słonecznego bezpośredniego (Rys.2.4), należy nałożyć na termostos rurę pyrneliometryczną, która nie dopuszcza do termostosu promieniowania rozproszonego. Następnie korzystając z układu celowniczego, ustawiamy powierzchnię termostosu w pozycji prostopadłej do kierunku padania promieni. Przy zamkniętym przez tarczę wylocie rury pyrneliometrycznej, gdy nie ma dostępu promieniowania słonecznego do termostosu, odczytujemy na miliwoltomierzu położenie początkowe wskazówki. Następnie odsłaniamy wylot rury pyrneliometrycznej, a po ustaleniu się nowego położenia wskazówki odczytujemy wielkość napięcia prądu elektrycznego w miliwoltach. Pomiar należy powtórzyć co najmniej trzykrotnie. Następnie obliczamy średnią wartość wychylenia wskazówki miliwoltomierza, a otrzymany wynik mnożymy przez współczynnik ustalony w wyniku skalowania przyrządu.



Rysunek 2.4 . Pyranometr (solarymetr) Molla-Gorczyńskiego, pomiar promieniowania bezpośredniego: 1 – rura pyrhelemetryczna, 2 – tarcza z filtrami, 3 – celownik, 4, 6 – koło pionowe i poziome z podziałką kątową, 5, 7 – śruby nastawcze, 8 – obudowa termostosu, 9 – poziomica, 10 – śruba poziomująca

W celu wykonania pomiaru promieniowania słonecznego rozproszonego, należy zdjąć rurę pyrhelemetryczną, ustawić powierzchnię termostosu w pozycji poziomej i wykorzystując ekran dyfuzyjny (Rys. 2.5) osłonić receptor przed promieniowaniem bezpośrednim.

W tej samej pozycji pozostaje termostos w czasie pomiaru promieniowania słonecznego całkowitego. Należy tylko usunąć ekran dyfuzyjny.

Albedometr – jest to zestaw dwóch jednakowych pyranometrów (chronionych szklanymi kopolkami, przepuszczającymi promieniowanie krótkofalowe), ustawionych poziomo, w których receptor pierwszego ustawiony jest ku górze – w kierunku atmosfery, a drugiego ku dołowi – w kierunku powierzchni Ziemi. Pierwszy z nich odbiera promieniowanie bezpośrednie i rozproszone, a drugi promieniowanie odbite od podłoża (Rys.2.6). Na podstawie pomiaru niezależnych strumieni, wykorzystując odpowiedni wzór, można określić wielkość albedo, a także wielkość bilansu promieniowania krótkofalowego.



Rysunek 2.5 Pyranometr (solarymetr) Molla-Gorczyńskiego, pomiar promieniowania rozproszonego: 1 – powierzchnia termostosu, 2 - kopułka ochronna termostosu, 3 – ekran dyfuzyjny



Rysunek 2.6 Albedometr CMP 3b Kipp & Zonen (źródło: <http://www.kippzonen.com>)

Pomiaru albedo można dokonać wykorzystując pojedynczy pyranometr. W tym celu powierzchnię termostosu ustawia się w pozycji poziomej, kierując ją na przemian ku górze i ku dołowi. Otrzymane wartości podstawia się następnie do odpowiednich wzorów bilansu radiacyjnego.

Pyrgeometry

Pyrgeometr to przyrząd służący do pomiaru natężenia promieniowania długofalowego, zawierającego się w zakresie 3000 – 120000 nm, docierającego do powierzchni poziomej. W praktyce urządzenia tego typu umożliwiają pomiar natężenia promieniowania w zakresie widma 3000 – 50000 nm. Gdy powierzchnia receptora jest skierowana w dół - ku Ziemi, mierzone jest natężenie promieniowania ziemskiego - georadiacji. Natomiast gdy receptor skierowany jest ku górze mierzone jest natężenie promieniowania atmosfery. Stosowane bywają pyrgeometry różnicowe, służące do pomiaru różnicy natężenia promieniowania długofalowego padającego na obie strony płaskiej powierzchni poziomej tj. promieniowania efektywnego. W takim wypadku dwa pojedyncze pyrgeometry połączone są w jeden układ.

Pyrradiometry (bilansomierze)

Pyrradiometr (bilansomierz) – to przyrząd umożliwiający pomiar bilansu promieniowania, wyznaczonego jako różnicy między promieniowaniem całkowitym Słońca oraz promieniowaniem atmosfery padającym na powierzchnię recepcyjną ustawioną ku górze a promieniowaniem ziemskim i odbitym Słońca padającymi na powierzchnię recepcyjną ustawioną ku dołowi. Poziomo mocowane czujniki w tego typu urządzeniach mają specjalne,

bardzo cienkie osłony z tworzywa sztucznego (Rys. 2.7), przepuszczające promieniowanie krótko- i długofalowe.

W praktyce urządzenia te umożliwiają pomiar promieniowania w zakresie widma 300 – 50000 nm padającego na zaczernioną, płaską powierzchnię poziomą. Granica 50000 nm wynika z możliwości materiałowych i technologicznych wykorzystywanych obecnie urządzeń.

Rolę pyrradiometru może pełnić także poziomo ustawiony zestaw pomiarowy złożony z dwóch par przyrządów składających się z pyranometru i pyrgeometru, przy czym pierwsza para skierowana jest ku górze a druga ku dołowi.



Rysunek 2.7 Pyrradiometr (bilansomierz): 1 - osłony z tworzywa sztucznego (źródło: <http://www.kippzonen.com>)

Pomiar natężenia promieniowania czynnego w fotosyntezie PAR

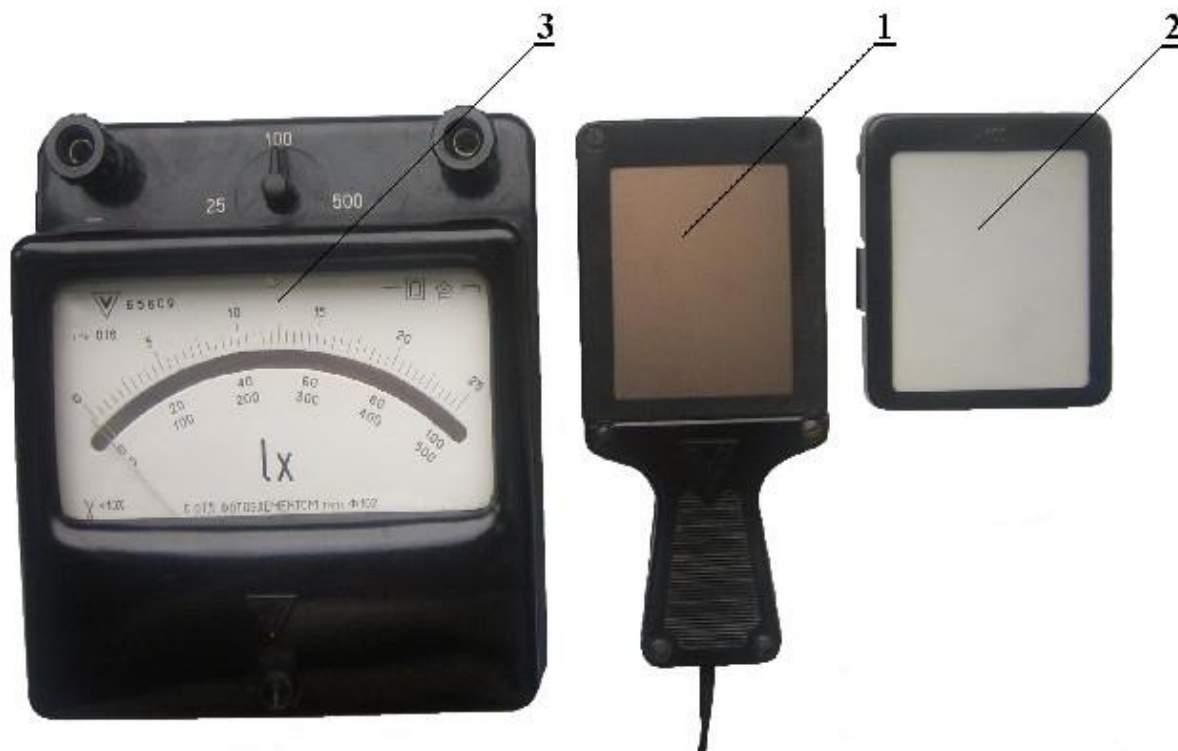
Wzrost roślin i wielkość gromadzonej przez nie masy organicznej zależy w głównej mierze od przebiegu fotosyntezy. W stacjach agrometeorologicznych wykonuje się pomiary promieniowania PAR (Photosynthetically Active Radiation) – promieniowania fotosyntetycznie aktywnego w zakresie widma 400 – 710 nm. Do pomiarów promieniowania słonecznego w łanie roślin wykorzystuje się m. in. specjalne pyranometry (solarymetry) tubowe (Rys. 2.8). Zbudowane są one w kształcie rury z umieszczonymi wewnątrz termoogniwami, które są na przemian - białe i czarne. Taki kształt i długość, w porównaniu z pyranometrem „kopułkowym”, zapewnia bardziej reprezentatywny pomiar promieniowania słonecznego wewnątrz łanu roślin.



Rysunek 2.8 Schemat pyranometru (solarymetru) tubowego

Pomiar oświetlenia

Do pomiaru natężenia oświetlenia używa się **luksomierzy fotoelektrycznych**. Urządzenie tego typu składa się z receptora światła - ogniwa selenowego i miernika tj. miliwoltomierza wyskalowanego w luksach [lx]. Dodatkowo przy dużej intensywności światła na ogniwo selenowe nakłada się filtr osłabiający jednakowo wszystkie długości fal. W ogniwie selenowym pod wpływem działania promieni słonecznych powstaje prąd elektryczny, którego napięcie zależy od natężenia mierzonego oświetlenia (Rys. 2.9).



Rysunek 2.9 Luksomierz selenowy: 1 – ogniwo selenowe, 2 – filtr osłabiający, 3 – miernik

2.4 Pomiar usłonecznienia

Innym elementem meteorologicznym związanym z warunkami solarnymi jest usłonecznienie.

Usłonecznienie jest to czas, w którym promieniowanie słoneczne bezpośrednio dociera do określonego punktu na powierzchni Ziemi. Wielkość usłonecznienia wyrażamy w godzinach z dokładnością do części dziesiątych. Wyróżnia się :

- usłonecznienie możliwe – S_0 – zależne od długości astronomicznej dnia, liczone od wschodu do zachodu Słońca,
- usłonecznienie rzeczywiste - S_R - zależne od długości astronomicznej dnia, wielkości zachmurzenia, stopnia przesłonięcia horyzontu tj. zespołu czynników topograficznych, który może powodować zacielenie terenu,
- usłonecznienie względne – S_w – umożliwiające porównanie wielkości usłonecznienia w punktach leżących na różnych szerokościach geograficznych. Oblicza się ze wzoru:

$$S_w = \frac{S_R}{S_0} \cdot 100 \quad [\%]$$

Usłonecznienie względne można określić nie tylko na podstawie pomiarów bezpośrednich z wykorzystaniem powyższego wzoru, lecz także na podstawie wielkości zachmurzenia (tab.2.3).

Tabela 2.3 Wartości usłonecznienia w skali a – 8 stopniowej i b – 10 stopniowej (Źródło: Bac, Rojek 1981)

Stopień zachmurzenia		Usłonecznienie względne									
		0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
1	a	0,929	0,921	0,913	0,905	0,897	0,889	0,880	0,871	0,862	0,853
	b	0,945	0,939	0,933	0,927	0,921	0,915	0,908	0,901	0,894	0,887
2	a	0,844	0,835	0,825	0,815	0,805	0,795	0,785	0,775	0,764	0,753
	b	0,880	0,873	0,866	0,859	0,852	0,845	0,837	0,829	0,821	0,813
3	a	0,742	0,731	0,720	0,709	0,697	0,685	0,673	0,661	0,649	0,637
	b	0,805	0,797	0,789	0,781	0,773	0,765	0,756	0,747	0,738	0,729
4	a	0,625	0,612	0,589	0,586	0,573	0,560	0,547	0,534	0,520	0,506
	b	0,720	0,711	0,702	0,693	0,684	0,675	0,665	0,655	0,645	0,635
5	a	0,492	0,478	0,464	0,450	0,435	0,420	0,405	0,390	0,375	0,360
	b	0,625	0,615	0,606	0,595	0,585	0,575	0,564	0,553	0,542	0,531
6	a	0,344	0,328	0,312	0,296	0,280	0,264	0,247	0,230	0,213	0,196
	b	0,520	0,509	0,498	0,487	0,476	0,465	0,453	0,441	0,429	0,417
7	a	0,179	0,162	0,145	0,127	0,109	0,091	0,074	0,055	0,037	0,019
	b	0,405	0,393	0,381	0,369	0,357	0,345	0,332	0,319	0,306	0,293
8	b	0,280	0,267	0,254	0,241	0,228	0,215	0,201	0,187	0,173	0,159
9	b	0,144	0,129	0,114	0,099	0,084	0,069	0,051	0,039	0,024	0,008

Do pomiaru usłonecznienia rzeczywistego stosuje się **heliograf Campbella-Stokesa** (Rys. 2.10). Zasadniczą częścią tego przyrządu jest kula wykonana ze szkła optycznego o średnicy 10 cm, spełniająca rolę soczewki skupiającej. Kula ustawiona jest na metalowej podstawie i częściowo otoczona metalowym kołnierzem. Po stronie wewnętrznej kołnierza, w odległości ogniskowej, w specjalnie naciętych 3 parach rowków, umieszcza się - w zależności od pory roku, jeden z trzech rodzajów pasków papieru z nadrukowaną podziałką czasową, wyskalowaną w odstępach półgodzinnych. Gdy Słońce nie jest przesłonięte chmurami, docierające promieniowanie słoneczne zostaje skupione po przeciwnej stronie kuli. W wyniku wytwarzania się wysokiej temperatury powstaje na pasku punktowe przepalenie. Pozorny ruch Słońca powoduje przesuwanie się punktu skupienia promieni na pasku, a tym samym przejście od przepalenia punktowego do liniowego. Gdy tarcza Słońca zostanie przesłonięta przez chmury do heliografu będzie docierało jedynie promieniowanie rozproszone, które padając pod różnymi kątami ze sfery niebieskiej, nie może być skupione w jednym punkcie. Wówczas stan paska nie ulega zmianie. Nieznaczne przesłonięcie Słońca przez chmury np. z piętra wysokiego, powoduje powstawanie na pasku tylko brązowego śladu przypalenia. Przy zachmurzeniu zmiennym na heliogramie pojawią się na przemian odcinki nie wypalone i wypalone.

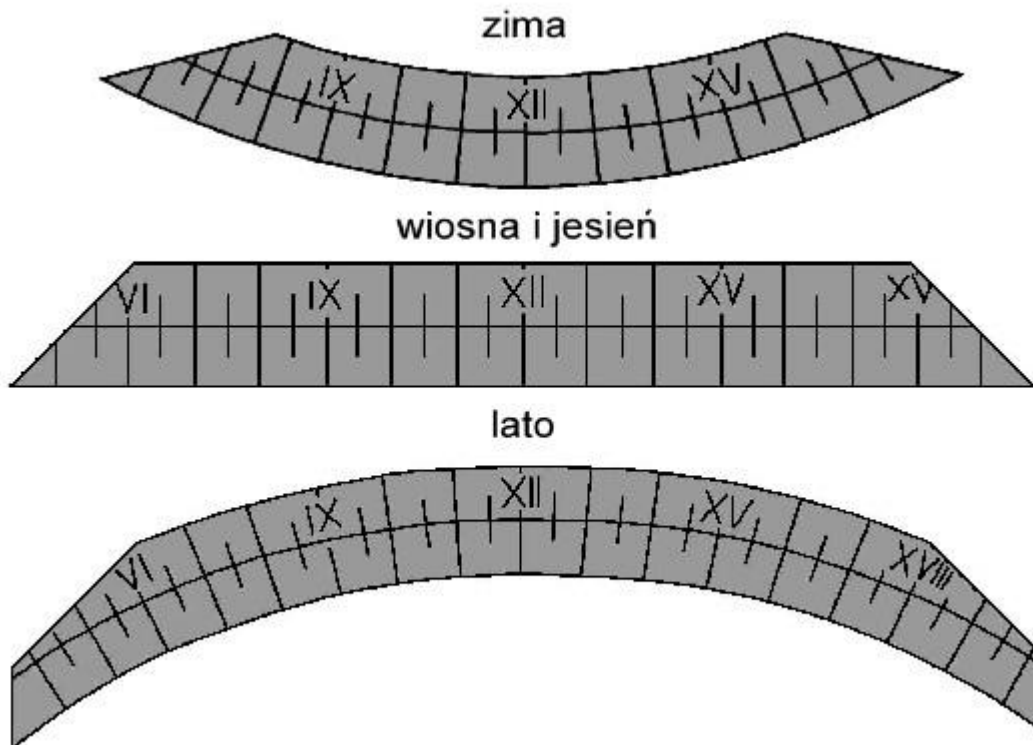


Rysunek 2.10 Heliograf Campbella-Stokesa

Zależnie od pory roku i związanej z nią długością dnia stosuje się paski (Rys. 2.11):

- „zimowe” – krótkie, łukowato wygięte, wsuwane w górne rowki kołnierza (wykorzystywane od 16 października do 28 - 29 lutego),
- „wiosenno-jesienne” – średniej długości, proste, wsuwane w środkowe rowki kołnierza (wykorzystywane od 1 marca do 15 kwietnia i od 1 września do 15 października),
- „letnie” – długie, łukowato wygięte, wsuwane w dolne rowki kołnierza (wykorzystywane od 16 kwietnia do 31 sierpnia).

Paski zakłada się raz na dobę, przed wschodem Słońca. Zakładając pasek należy zwrócić uwagę aby godzina 12:00 zaznaczona na pasku pokryła się z pionowym nacięciem wykonanym w wewnętrznej części kołnierza. Po zdjęciu paska nazywanego **heliogramem**, jest on opisywany, tzn. na jego odwrocie notuje się: miejscowość, datę pomiaru, czas założenia i zdjęcia.



Rysunek 2.11 Paski do heliografu

Instalując heliograf w nowym punkcie pomiarowym należy:

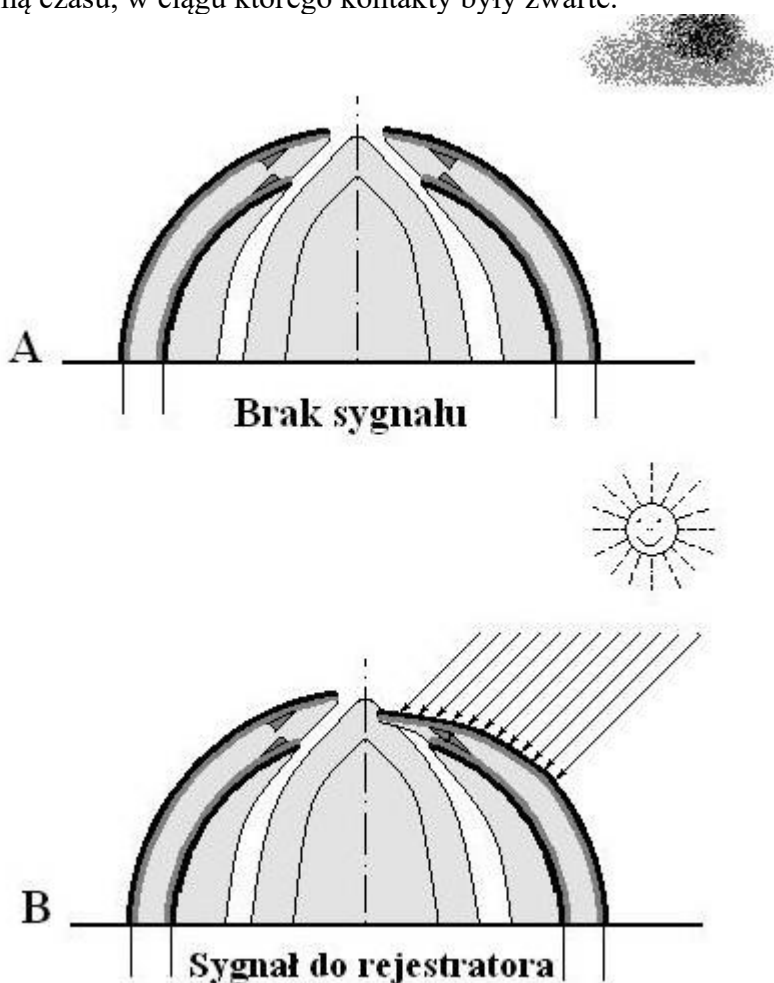
- ustawić położenie kołnierza metalowego na szerokość geograficzną stacji, korzystając z podziałki kątowej umieszczonej na grzebieniu,
- wybrać miejsce niezacienione, tzn. z dala od wszelkich przeszkód mogących ograniczyć dopływ promieniowania bezpośredniego,
- przymocować przyrząd do podpory (słupa). Podpora powinna być stabilna, tj. nie ulegająca wstrząsom,
- ustawić przyrząd grzebieniem na północ, sprawdzając czy przepalenie o godzinie 12:00 czasu słonecznego pokrywa się z kreską oznaczającą godzinę 12:00 na pasku i pionowym nacięciem w wewnętrznej części kołnierza,
- dokładnie wypoziomować urządzenie,
- umocować kulę, założyć pasek.

Czas trwania usłonecznienia wyznacza łączna długość przepalonych odcinków liczonych wg podziałki czasowej w celu uniknięcia subiektywnej oceny długości w wypadku przepaleń punktowych, ustalono ścisłą instrukcję przeliczania tych przepaleń na usłonecznienie wyrażone w częściach dziesiątych godziny.

W stacjach automatycznych wykorzystywane są urządzenia oparte m in. na działaniu układów fotoelektrycznych. Przykładem tego typu czujnika jest **rejestrator Fostera**. Urządzenie to składa się z dwóch jednakowych fotoogniw krzemowych zamkniętych w wodoszczelnej obudowie. Pierwsze z ogniw wystawione jest na działanie promieniowania słonecznego całkowitego (bezpośredniego i rozproszonego), drugie natomiast tylko na działanie promieniowania rozproszonego jest bowiem osłonięte specjalnym ekranem. Oba fotoogniwa połączone są w układ różnicowy. Przy braku promieniowania bezpośredniego – tj. przy braku usłonecznienia i oddziaływaniu na oba receptory tylko promieniowania rozproszonego, powstają dwie jednakowe siły elektromotoryczne, których różnica jest równa zero. Pojawienie się Słońca (dopływ promieniowania bezpośredniego) powoduje, że powstaje różnica sygnałów, która po przekroczeniu wartości progowej uruchamia zegar elektroniczny.

Zegar co sekundę wysyła impulsy elektryczne, które przez rejestrator są sumowane i po osiągnięciu 60 impulsów zapisywane jako wartość 1 minuty.

Innym typem czujników usłonecznienia stosowanych w ASM są urządzenia bimetaliczne – np. **czujnik Sumnera**. Składa się on z 12 – 16 trójkątnych „ćwierćkolistych” uformowanych pasków bimetalicznych, ustawionych na dwóch współosiowych obwodach kół, tworzących dwie powierzchnie półsferyczne – wewnętrzną i zewnętrzną. Na szczytach pasków znajdują się kontakty, zamykające obwód elektryczny w przypadku ich zetknięcia (Rys. 2.12). Przy braku usłonecznienia (tj. przy braku promieniowania bezpośredniego) wszystkie paski nagrzewają się jednakowo do temperatury otoczenia, a ich odkształcenia są jednakowe. Wyklucza to możliwość zwarcia kontaktów. W przypadku pojawienia się Słońca, padające na poczernione powierzchnie pasków zewnętrznych promieniowanie bezpośrednie powoduje ich nagrzanie i odkształcenie. W tym samym czasie paski wewnętrzne (będące w cieniu zewnętrznych) ulegają znacznie mniejszym odkształceniom. Różnica odkształceń pasków powoduje zwarcie kontaktów i wysłanie sygnału do rejestratora. Usłonecznienie jest więc sumą czasu, w ciągu którego kontakty były zwarte.



Rysunek 2.12 Przekrój przez płytki bimetaliczne czujnika Sumnera: A – przy braku usłonecznienia, B - przy usłonecznieniu

2.5 Dopływ promieniowania słonecznego w terenie urzeźbionym

Pomiary promieniowania słonecznego wykonywane na stacjach aktynometrycznych odnoszą się do powierzchni poziomej lub prostopadłej względem kierunku padających promieni słonecznych. Pomiary takie są przydatne przy ocenie warunków

makroklimatycznych. Ponieważ ilość energii słonecznej dochodzącej do powierzchni Ziemi jest zróżnicowana, prowadzi to do powstawania lokalnych odrębności klimatycznych. W praktyce rolniczej konieczną staje się znajomość wartości natężenia promieniowania słonecznego uwzględniająca kierunek wystawy i kąt nachylenia terenu.

Natężenie promieniowania słonecznego padającego na powierzchnię zbocza można wyznaczyć z równania:

$$I_z = I \cdot \cos p$$

gdzie: I_z – promieniowanie bezpośrednie padające na powierzchnię zbocza,

I - promieniowanie bezpośrednie padające na powierzchnię prostopadłą (wartość zmierzona),

p – kierunek padania promieni słonecznych zależy od:

- azymutu (np. azymut 135° - Słońce od strony SE, 225° - Słońce od strony SW, itd.)
- wysokości Słońca
- nachylenia i ukierunkowania zbocza (np. azymut 180° - zbocze południowe).

Dysponując promieniowaniem całkowitym dochodzącym do powierzchni poziomej – T , możemy obliczyć wartość promieniowania dochodzącego do powierzchni zbocza T_z .

$$T_z = T \cdot k$$

gdzie: k – współczynnik zależy od kierunku wystawy i nachylenia zbocza - k zmienia się w zakresie od 0,21 – dla pionowego, północnego zbocza do 1,00 – dla powierzchni poziomej (tab. 2.4).

Tabela 2.4 Średnie wartości współczynników k w okresie wegetacyjnym (IV – IX) dla obszaru Polski (źródło: Łykowski, Madany 1980)

Wystawa	Nachylenie w stopniach							
	0	5	10	15	20	30	45	90
S	1,00	1,06	1,10	1,13	1,16	1,20	1,18	0,85
SE / SW	1,00	1,04	1,06	1,09	1,11	1,12	1,07	0,75
E / W	1,00	1,00	0,99	0,99	0,98	0,97	0,82	0,56
NE / NW	1,00	0,94	0,91	0,89	0,87	0,80	0,58	0,34
N	1,00	0,93	0,88	0,84	0,80	0,71	0,42	0,21

3. TEMPERATURA POWIETRZA I TEMPERATURA GRUNTU

3.1 Definicje i jednostki

Temperatura to jedna z podstawowych wielkości fizycznych, związana ze średnią energiami kinetyczną ruchu i drgań wszystkich cząsteczek tworzących dany układ termodynamiczny, np. powietrze atmosferyczne, jest miarą tej energii, a więc miarą stopnia nagrzania.

Pomiar temperatury jest możliwy na skutek przepływu ciepła między ciałami znajdującymi się na różnych poziomach molekularnej energii kinetycznej. Temperatura dwóch ciał pozostających w kontakcie cieplnym wyrównuje się, w miarę jak ich odpowiednie poziomy średniej molekularnej energii kinetycznej ulegają zrównaniu, dzięki przekazywaniu energii między nimi. Przekazywanie energii cieplnej jest procesem, którego prędkość przebiegu jest uzależniona od wielu parametrów określających fizyczne właściwości ciał.

Przyjęty w meteorologii termin **temperatura powietrza** - oznacza wskazanie termometru suchego umieszczonego na wysokości 2 m nad powierzchnią gruntu, w standardowej klatce meteorologicznej, będącego w stanie równowagi cieplnej z otaczającym go powietrzem. Definiując w ten sposób temperaturę powietrza zachowano porównywalność trzech podstawowych czynników decydujących o jakości pomiaru tj. przyrządu pomiarowego, miejsca pomiaru oraz terminu pomiaru.

Temperaturę określa się w stopniach odczytywanych ze **skali termometrycznej**. W większości krajów świata w pomiarach temperatury, stosowana jest **skala Celsjusza** (od nazwiska szwedzkiego uczonego **Andersa Celsiusa**, który zaproponował ją w roku 1742).

W niektórych krajach anglosaskich stosuje się **skalę Fahrenheita** (od nazwiska jej twórcy, zaproponowanej w 1715 roku).

W obowiązującym obecnie Układzie Jednostek Miar SI wprowadzono skalę bezwzględną nazywaną **skalą Kelvina**. Zero w tej skali oznacza najniższą teoretycznie możliwą temperaturę, jaką może osiągnąć dane ciało. Jest to temperatura, w której ustają wszelkie drgania cząsteczek. Jednostki tej skali nazywane są kelwinami (nie stopniami Kelvina), a jeden kelwin jest równy jednemu stopniowi w skali Celsjusza. Temperatura 0 K odpowiada temperaturze $-273,16^{\circ}\text{C}$.

Przeliczanie temperatury podawanej w stopniach Fahrenheita oraz kelwinach na stopnie Celsjusza i odwrotnie umożliwiają poniższe zależności:

$$t [^{\circ}\text{C}] = (t [^{\circ}\text{F}] - 32^{\circ}) \cdot 5/9 \quad t [^{\circ}\text{F}] = t [^{\circ}\text{C}] \cdot 9/5 + 32^{\circ}$$

$$t [^{\circ}\text{C}] = t [\text{K}] - 273,16 \quad t [\text{K}] = t [^{\circ}\text{C}] + 273,16$$

Inne skale temperatury np. Reaumura, Rankine'a są obecnie rzadko używane.

3.2 Metody i przyrządy pomiarowe

Używane do pomiaru temperatury powietrza termometry wskazują zawsze swoją własną temperaturę. Aby termometr wskazywał temperaturę powietrza musi istnieć stała równowaga cieplna między termometrem a powietrzem. Termometr musi więc tracić tyle ciepła na rzecz otaczającego go powietrza ile od niego zyskuje. Nie może tu zachodzić dodatkowa wymiana ciepła z innymi źródłami. Wobec tego termometry muszą być zabezpieczone przed:

- wpływem promieniowania słonecznego (głównie bezpośredniego), które mogłoby powodować ich ogrzanie oraz promieniowania podłoża i otaczających przedmiotów, które okresowo mogłoby powodować ich ogrzanie lub schłodzenie.

- opadami atmosferycznymi, które zwilżając ich powierzchnie powodowałyby proces parowania z tych powierzchni. Parowanie wiąże się z pobieraniem ciepła z powierzchni parującej co prowadziło do obniżenia wskazań zwilżonych termometrów,
- nadmiernym wpływem wiatru, który wzmacniałby proces parowania, chłodził nagrzane termometry zakłócając pomiary,
- uszkodzeniami mechanicznymi.

Z tych właśnie względów na stacjach i posterunkach meteorologicznych, na których pomiary wykonywane są manualnie, przyrządy do pomiaru temperatury powietrza oraz niektóre do pomiaru wilgotności powietrza umieszcza się w standardowych klatkach meteorologicznych.

Standardowa klatka meteorologiczna - odpowiednio zorientowana w terenie jest przewiewną drewnianą skrzynką (dobry izolator), pomalowaną białą farbą (zminimalizowane nagrzewanie się) o wymiarach 75 x 50 x 50 cm. Ścianki oraz drzwiczki klatki są dwustronnie żaluzjowane, dno wykonane jest z trzech desek, z których środkowa znajduje się 2-3 centymetry ponad dwoma bocznymi (Rys.3.1). Dach klatki składa się z dwóch powierzchni:

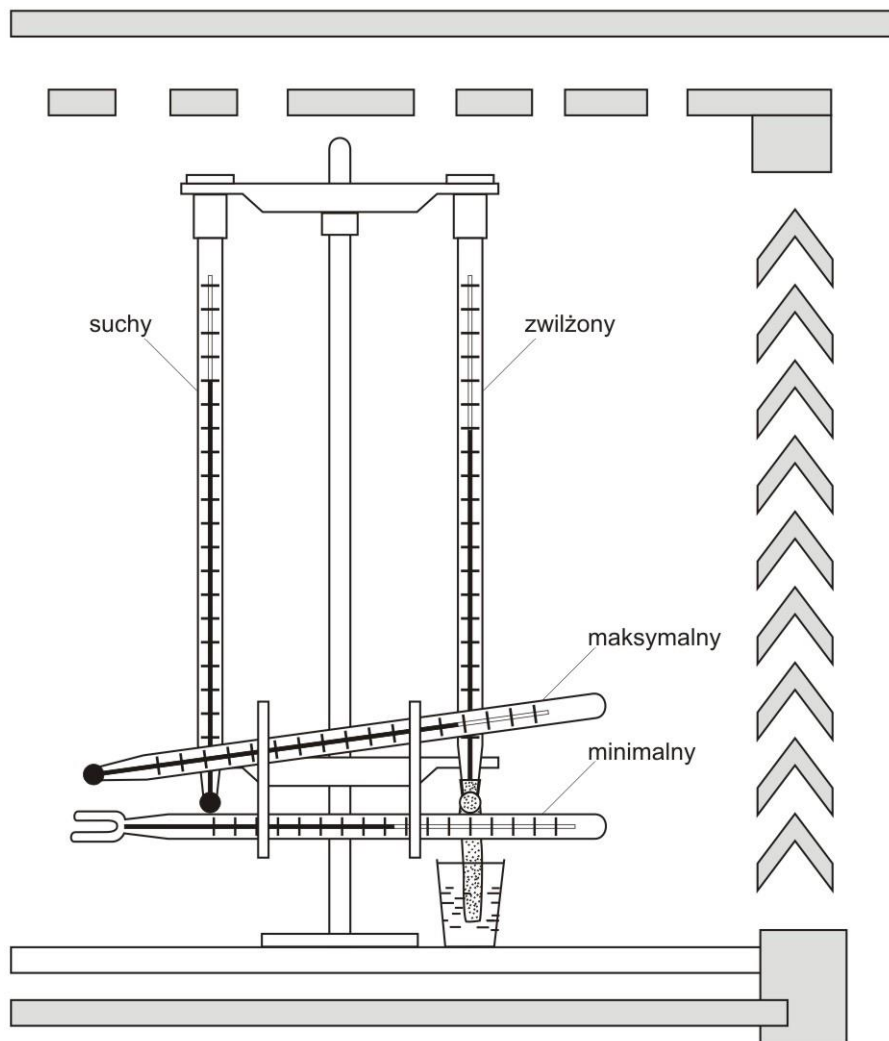
- górnej (zewnątrznej) opadającej do tyłu, na południe, wystającej nieco poza ścianki klatki,
- dolnej (wewnętrznej) ustawionej poziomo, posiadającej szereg otworów.

Między obydwoma powierzchniami znajduje się wolna przestrzeń.

Klatka ustawiona jest na trawniku o wysokości trawy od 7 do 15 cm na czterech podporach, na takiej wysokości, aby zbiorniczki termometrów znajdowały się na wysokości 2 m nad powierzchnią ziemi, że zanikają wpływy mikroklimatyczne podłoża. Drzwiczki klatki otwierają się na północ. Przy klatce od strony północnej ustawione są schodki umożliwiające obserwatorowi dojście do klatki.

Taka budowa klatki chroni umieszczone w niej przyrządy zapewniając jednocześnie przewiewność jej wnętrza i sprawia, że temperatura powietrza wewnątrz jest bardzo zbliżona do temperatury powietrza na zewnątrz. Opisana standardowa klatka meteorologiczna dostosowana została do prowadzenia pomiarów w makroskali i dlatego nazywana jest **klatką makroklimatyczną**.

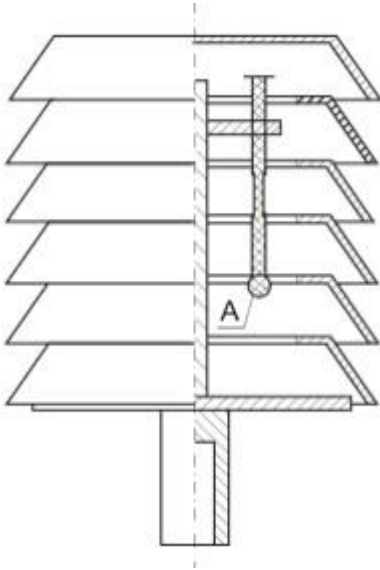
W klatce (Rys.3.1) umieszczone są na statywie: pionowo - dwa termometry stacyjne – suchy i zwilżony oraz termometry ekstremalne - minimalny, ustawiony poziomo i maksymalny, ustawiony lekko ukośnie (zbiorniczkiem ku dołowi).



Rysunek 3.1 Rozmieszczenie termometrów w standardowej klatce meteorologicznej

Przy pomiarach temperatury powietrza w mikroskali stosowano klatki mikroklimatyczne Geigera i Geigera-Tomanka.

Obecnie z racji powszechnego stosowania automatycznych stacji meteorologicznych (ASM), coraz częściej wykorzystywane są talerzykowe osłony radiacyjne (Rys.3.2) będące odpowiednikami klatek meteorologicznych, spełniających te same zadania. Zwykle wykonane są, z malowanych na biało, wzmocnianych włóknami szklanymi żywic, tworzyw sztucznych lub aluminium.



3.2 Przekrój osłony radiacyjnej: A- termometr oporowy

Zasady działania termometrów są zróżnicowane, ogólnie dzielimy je na:

- cieczowe,
- deformacyjne,
- elektryczne, które dzieli się na:
 - oporowe,
 - półprzewodnikowe,
 - termoelektryczne.

Termometry cieczowe

Do pomiaru temperatury powietrza na stacjach meteorologicznych w pomiarach manualnych używane są termometry cieczowe. W zależności od zakresu i warunków wykonywania pomiarów, stosuje się różne rodzaje cieczy (rtęć, toluen, alkohol). Rtęć może być stosowana w zakresie temperatury od $-38,8$ do $356,7^{\circ}\text{C}$, toluen od $-95,0$ do $110,8^{\circ}\text{C}$ a spirytus etylowy od $-114,2$ do $78,3^{\circ}\text{C}$.

Wyróżnia się trzy rodzaje termometrów cieczowych:

- zwykłe (zwane termometrami stacyjnymi),
- maksymalne,
- minimalne.

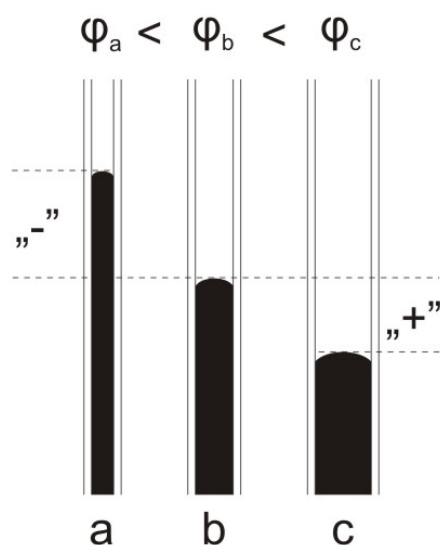
Termometry maksymalne i minimalne nazywane są **termometrami ekstremalnymi**. W automatycznych stacjach meteorologicznych powszechnie stosowane są elektryczne termometry oporowe oraz rzadziej termometry półprzewodnikowe i termoelektryczne.

Termometr cieczowy składa się z rurki kapilarnej, wykonanej ze szkła, zakończonej zbiorniczkiem. W zbiorniczku i częściowo w kapilarze znajduje się ciecz termometryczna. Do kapilary przytwierdzona jest wygrawerowana na mlecznym szkłe skala, a całość otoczona jest szklaną osłoną. Gdy termometr znajduje się w powietrzu, którego temperatura zaczyna wzrastać, to ciecz termometryczna zawarta w zbiorniczku zwiększa swoją objętość i wpływa na pewną wysokość do kapilary. Gdy temperatura maleje, ciecz kurczy się i słupek cieczy w kapilarze opada. Miarą temperatury powietrza jest więc wysokość słupka cieczy termometrycznej w kapilarze. Zakłada się stałą wartość współczynnika rozszerzalności cieplnej cieczy termometrycznej w całym mierzonym zakresie temperatury i stałą średnicę kapilary. Odczytane wartości temperatury powietrza muszą być skorygowane o wielkość poprawek, wynikających z jakości przyrządu. Wszystkie produkowane termometry, zgodnie z

obowiązującym prawem, przed oddaniem muszą przejść procedurę wzorcowania (porównania przyrządu z wzorcem). Dowodem właściwości metrologicznych przyrządu jest „Świadectwo wzorcowania”, wydawane indywidualnie dla każdego przyrządu.

Różnice wskazań między badanym termometrem i wzorcem umieszcza się w świadectwie w formie tabeli poprawek.

Gdy w pewnym zakresie temperatury okaże się, że sprawdzany termometr „zawyżał” wskazania (Rys.3.3a) w porównaniu z termometrem wzorcowym (Rys.3.3b), oznacza to, że przekrój kapilary sprawdzanego termometru na tym odcinku jest mniejszy, w porównaniu z kapilarą termometru wzorcowego. W tym przypadku wartość poprawki jest ujemna. Odwrotnie jest, gdy przekrój kapilary naszego termometru jest nieco większy (Rys.3.3c) od kapilary termometru wzorcowego, w tym przypadku badany termometr wskazuje nieco niższe wartości, a wartości poprawek są dodatnie.



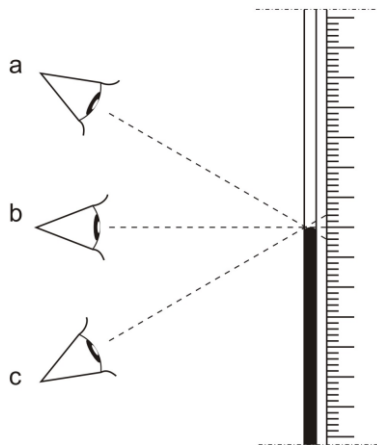
Rysunek 3.3 Wysokość słupka rtęci, w zależności od średnicy kapilary

Przykładowo termometr stacyjny nr fabr. 06/1216 ma następujące poprawki:

zakres temperatury		poprawka
od [°C]	do [°C]	[°C]
-30,0	-10,5	-0,1
-10,4	15,0	0,0
15,1	30,0	0,1
	>30,1	0,0

Gdy termometr wskazuje np. $-13,7^{\circ}\text{C}$, a poprawka ze świadectwa wzorcowania wynosi $-0,1^{\circ}\text{C}$ to rzeczywista wartość temperatury wynosi: $-13,7^{\circ}\text{C} + /-0,1^{\circ}\text{C} = -13,8^{\circ}\text{C}$.

Odczyty temperatury powietrza wykonuje się z dokładnością do $0,1^{\circ}\text{C}$. Po otwarciu drzwiczek, w pierwszej kolejności odczytuje się części dziesiętne, a następnie wartości całkowite, wykonując cały pomiar przy wstrzymanym oddechu. Podczas odczytu temperatury powietrza na termometrze, oko obserwatora powinno znajdować się na poziomie menisku cieczy w kapilarze (Rys.3.4b), ponieważ gdy znajdzie się poniżej menisku, wówczas odczytana wartość będzie zawyżona (Rys. 3.4c), a gdy powyżej menisku (Rys. 3.4.a) - odczytana wartość będzie niższa niż w rzeczywistości – zjawisko paralaksy.



Rysunek 3.4 Wpływ usytuowania wzroku obserwatora względem słupka rtęci na wartość odczytu temperatury – zjawisko paralaksy

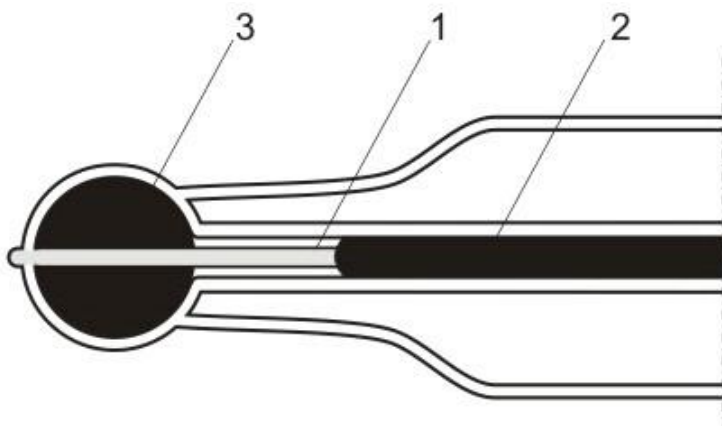
Termometr zwykły (stacyjny) służy do pomiaru aktualnej temperatury powietrza, ma zbiorniczek kulisty o znormalizowanej wielkości, wypełniony rtęcią. W kapilarze powyżej słupka rtęci jest tzw. próżnia Torricellego. Skala tego termometru określająca zakres pomiarów wynosi od $-39,0^{\circ}\text{C}$ do $+45,0^{\circ}\text{C}$. Każdy stopień podzielony jest na pięć części, co oznacza, że działka elementarna tego termometru wynosi $0,2^{\circ}\text{C}$. Obserwatora jednak zawsze obowiązuje odczyt temperatury powietrza z dokładnością $0,1^{\circ}\text{C}$, niezależnie od dokładności skali. Maksymalna wartość poprawki na świadectwie wzorcowania tego typu termometru wynosi $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$.

W klatce meteorologicznej znajdują się dwa termometry zwykłe, umieszczone pionowo obok siebie na statywie. Pierwszy z nich – „suchy”, umieszczony z lewej strony statywu wskazuje temperaturę aktualną powietrza. Drugi termometr – „zwilżony” ma zbiorniczek owinięty batysem, którego koniec zanurzony jest w naczynku z wodą. Zestaw obu tych termometrów, to psychrometr Augusta, który służy do określenia wilgotności powietrza. Na stacjach meteorologicznych I i II rzędu pomiary aktualnej temperatury powietrza wykonuje się co godzinę lub w tzw. terminach synoptycznych: 00° , 03° , 06° , 09° , 12° , 15° , 18° , 21° natomiast na posterunkach III i IV rzędu w głównych terminach obserwacyjnych, tj. o godzinie 06° , 12° i 18° (z pominięciem godziny 0°) wg czasu UTC.

Termometr maksymalny służy do pomiaru najwyższej temperatury powietrza w pewnym okresie, np. od czasu ostatniej obserwacji. Jest to termometr rtęciowy o zakresie skali od -30°C do $+50^{\circ}\text{C}$ z działką elementarną $0,5^{\circ}\text{C}$ (odczyt z dokładnością $0,1^{\circ}\text{C}$). Różnica między największą i najmniejszą wartością poprawki na świadectwie wzorcowania wynosi $0,3^{\circ}\text{C}$. Do dna zbiorniczka przymocowany jest szklany pręcik, którego drugi koniec wchodzi na głębokość ok. 2 mm do kapilary (Rys.3.5), wskutek czego przejście ze zbiorniczka do kapilary jest mocno przewężone. Przy wzroście temperatury powietrza rtęć w naczynku rozszerza się i przeciska przez szczelinę przewężenia do kapilary, aż do osiągnięcia temperatury maksymalnej w danym okresie czasu. Gdy natomiast temperatura obniża się to rtęć kurczy się, lecz opór wywołany przez przewężenie jest większy od siły spójności rtęci, co powoduje, że w miejscu przewężenia w kapilarze słupek rtęci się przerywa. Pozostały w kapilarze słupek rtęci zachowuje swoją długość wskazując najwyższą wartość temperatury w okresie od nastawienia termometru do chwili odczytu. Wskazania termometru maksymalnego odczytuje się w godzinach: 06° i 18° wg czasu UTC, uwzględniając poprawki ze świadectwa wzorcowania. Po odczytaniu temperatury o godzinie 18° ostrożnie, ale energicznie wstrząsamy termometrem, sprowadzając rtęć w kapilarze do poziomu

odpowiadającego aktualnej temperaturze powietrza odczytanej na termometrze stacyjnym, przygotowując go tym samym do pracy w następnym przedziale czasu tj. doby. Termometr maksymalny leży na statywie w pozycji prawie poziomej (zbiorniczek znajduje się nieco niżej), aby pod wpływem nieprzewidzianych wstrząsów słupek rtęci nie mógł być przesunięty ku wyższym wartościom.

Na podobnej zasadzie działa inny z grupy termometrów maksymalnych – rtęciowy termometr lekarski.

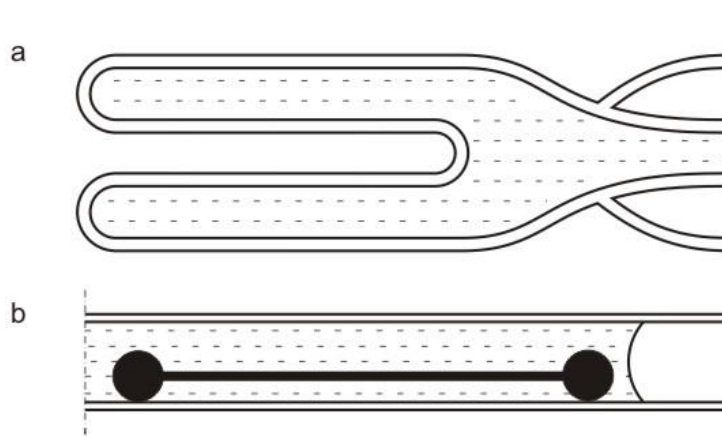


Rysunek 3.5 Zbiorniczek termometru maksymalnego: 1 – szklany pręcik, 2 – rtęć w kapilarze, 3 – rtęć w zbiorniczku

Termometr minimalny służy do wyznaczania najniższej temperatury powietrza jaka wystąpiła w pewnym okresie, np. od czasu ostatniej obserwacji. Cieczą termometryczną jest tu przezroczysta ciecz o temperaturze krzepnięcia niższej niż rtęci – toluen. Często jeszcze można spotkać starszą nazwę tego węglowodoru aromatycznego C_7H_8 – toluol, która pochodzi od nazwy drzewa, z którego po raz pierwszy udało się uzyskać ten związek. Zakres skali tego termometru wynosi od $-40,0^{\circ}C$ do $+40,0^{\circ}C$, przy działce elementarnej skali $0,5^{\circ}C$. Różnica między największą i najmniejszą wartością poprawki na świadectwie wzorcowania nie może być większa od $0,5^{\circ}C$.

Toluen charakteryzuje się dziesięciokrotnie większym ciepłem właściwym, w porównaniu z rtęcią co powoduje, że na zmiany temperatury reaguje on znacznie wolniej od rtęci. Z tego powodu, aby zwiększyć szybkość reakcji termometru minimalnego (tj. zmniejszyć jego bezwładność cieplną) zbiorniczek wykonano w kształcie litery „U” (Rys.3.6), przez co uzyskano znacznie większą powierzchnię wymiany ciepła niż ma to miejsce w termometrach rtęciowych, posiadających zbiorniczki kuliste. Aby zmniejszyć parowanie toluenu (stosunkowo niski punkt wrzenia wynoszący $110,8^{\circ}C$), przestrzeń nad toluenem w kapilarze wypełnia się sprężonym gazem, np. azotem. Powoduje to, że menisk toluenu jest wklęsły. Wewnątrz kapilary znajduje się zanurzony w cieczy szklany pręcik, rozszerzony na jego końcach. Przy wzroście temperatury toluen rozszerza się i swobodnie opływa pręcik, który wskutek bezwładności nie zmienia swojego położenia. Po pewnym czasie ze spadkiem temperatury powietrza, toluen kurczy się i słupek cieczy w kapilarze staje się coraz krótszy. Gdy menisk cieczy dojdzie do pręcika, popycha go przed sobą w kierunku zbiorniczka (siły napięcia powierzchniowego toluenu nie pozwalają na przebicie jego menisku i przejście pręcika na stronę sprężonego powietrza). Dzieje się tak, do czasu wystąpienia najniższej temperatury. Po tym czasie, gdy temperatura ponownie zacznie wzrastać, toluen ponownie będzie się rozszerzał i swobodnie opływał pręcik, który nie zmieni swojego położenia. Końcowe położenie pręcika zależy jedynie od najniższego położenia menisku toluenu. Tak więc najniższą temperaturę określa się na podstawie położenia końca pręcika od strony menisku. Podczas odczytów w pierwszej kolejności określa się położenie menisku cieczy, który wskazuje aktualną temperaturę powietrza (taką jaką wskazuje

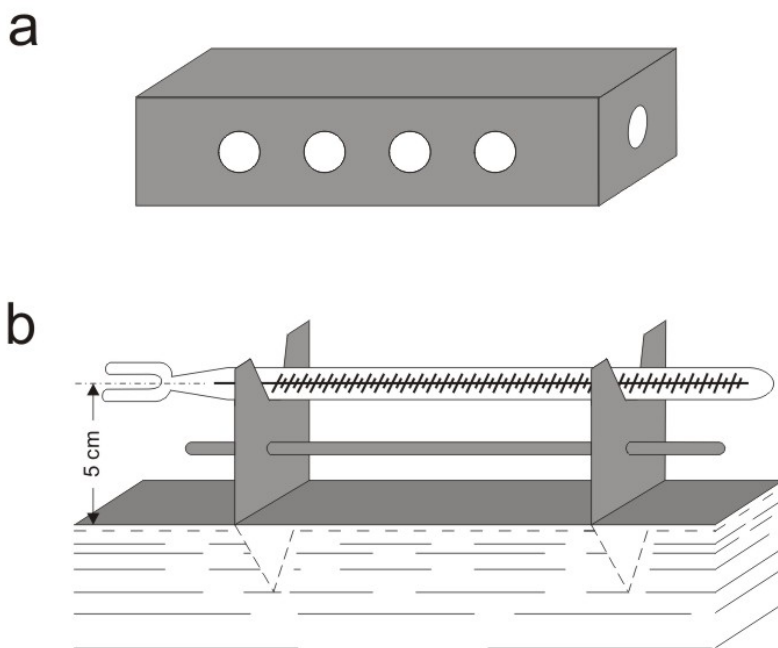
termometr zwykły) a dopiero później położenie pręcika. Wskazania termometru minimalnego, podobnie jak opisanego powyżej termometru maksymalnego, odczytuje się w godzinach: 06⁰⁰ i 18⁰⁰ wg czasu UTC uwzględniając poprawki ze świadectwa wzorcowania.



Rysunek 3.6 Zbiorniczek (a) i fragment kapilary z pręcikiem (b) termometru minimalnego (na podstawie: Koźmiński, Michalska 2008)

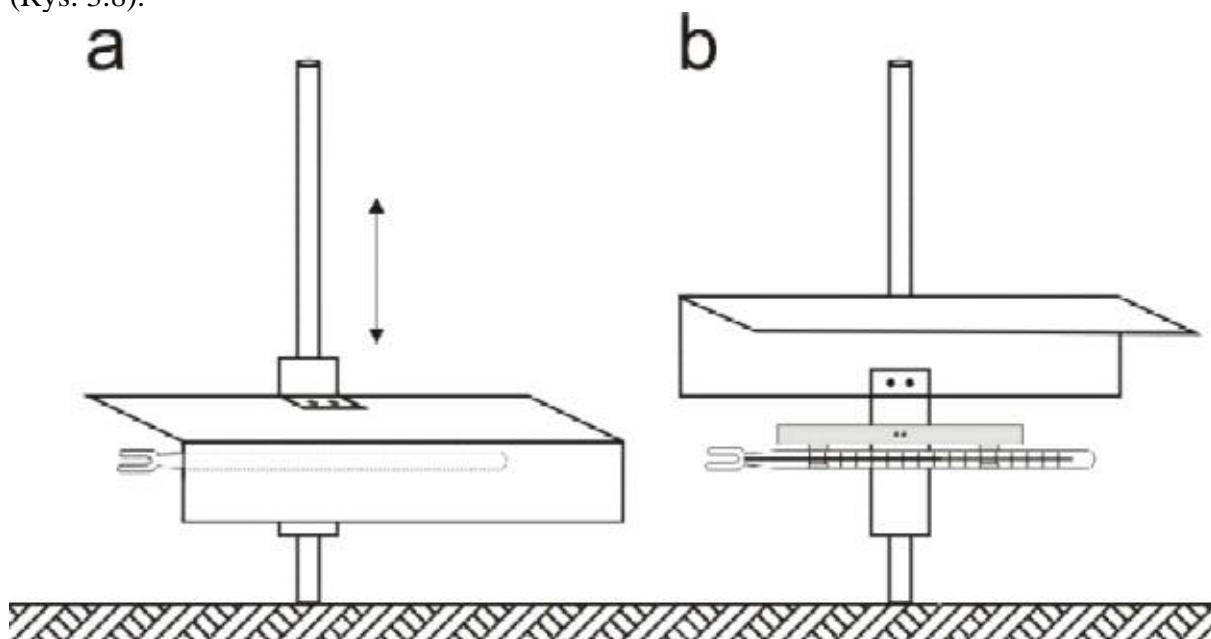
Po dokonaniu odczytu w terminie wieczornym należy termometr przygotować do pracy w ciągu następnej doby tj. delikatnie wyjąć ze statywu, unieść jego zbiorniczek do góry i przytrzymać go tak długo by pręcik przemieszczając się oparł się na menisku cieczy. Następnie, równie delikatnie, umieszcza się termometr na statywie. W celu uniknięcia przesuwania się pręcika w kapilarze pod wpływem działania jego własnego ciężaru, termometr minimalny leży na statywie w pozycji poziomej, poniżej termometru maksymalnego (Rys.3.1).

Bardzo ważna jest znajomość **temperatury minimalnej przy powierzchni gruntu**, która różni się od mierzonej w klatce meteorologicznej. Jest to szczególnie istotne przy uprawach roślin, zwłaszcza wrażliwych na niskie temperatury. Pomiar temperatury minimalnej przy powierzchni gleby dokonuje się za pomocą takiego samego termometru minimalnego jak na wysokości 2 m. Termometr umieszczany jest na podstawce lub statywie wkopanym w glebę tak, by leżał poziomo. Jego zbiorniczek znajduje się 5 cm nad powierzchnią gruntu, tuż nad krótko przyciętą trawą (Rys. 3.7).



Rysunek 3.7 Termometr minimalny przy powierzchni gleby (b) oraz osłona (a)

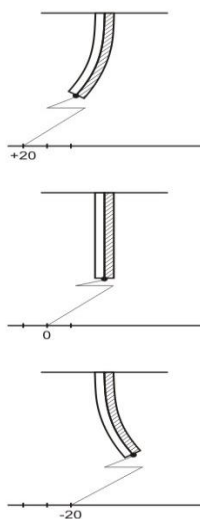
W dzień, nad termometrem znajduje się specjalna, malowana na biało osłona, która chroni go przed bezpośrednim wpływem promieniowania słonecznego. Po wieczornym odczycie (godz. 18⁰⁰ wg czasu UTC) termometr przygotowuje się do pracy w ciągu następnego dnia i pozostawia bez osłony do pomiaru porannego (godz. 6⁰⁰ UTC). W okresie chłodnej pory roku, gdy występuje pokrywa śnieżna, termometr umieszcza się tuż nad powierzchnią śniegu. Coraz częściej szczególnie na stacjach z długo zalegającym śniegiem, termometr umieszcza się na ruchomym statywie tak by zachować odległość 5 cm od powierzchni śniegu (Rys. 3.8).



Rysunek 3.8 Termometr minimalny przy powierzchni gleby na ruchomym statywie; a – termometr przysłonięty osłoną (dzień), b – termometr odsłonięty

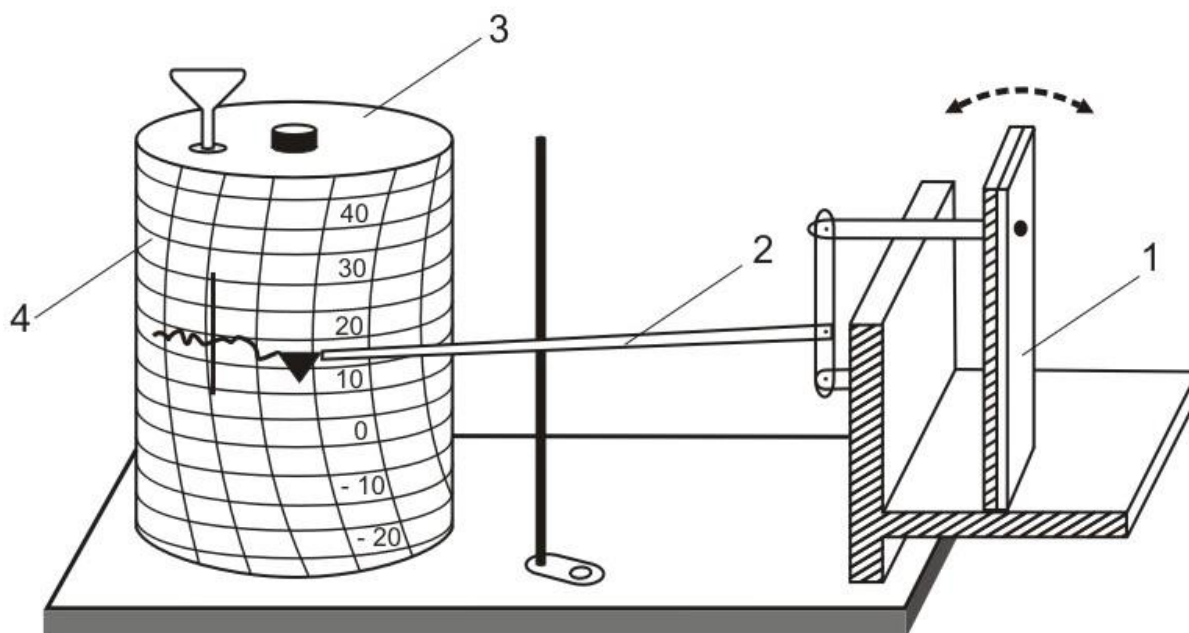
Termometr deformacyjny – termograf

Termografy używane są do ciągłej rejestracji temperatury w funkcji czasu. Czujnikiem termografu jest bimetal wykonany z płytki spojonej z dwóch warstw różnych metali (np. stopu miedzi Mn-Cu-Ni i inwaru Fe-Ni) o różnych współczynnikach rozszerzalności liniowej. W celu zwiększenia czułości, płytka bimetaliczna jest zwykle dość długa i często zagięta. Ze zmianą temperatury powietrza zmienia się temperatura bimetalu, co prowadzi do niejednakowego rozszerzania się warstw czujnika. Powoduje to wyginanie się płytki (rys.3.9).



Rysunek 3.9 Schemat działania płytki bimetalicznej

Jeden koniec bimetalu przymocowany do obudowy jest unieruchomiony, drugi zaś połączony za pomocą układu dźwigniowego z piórkiem dotykającym paska papieru, nawiniętego na bęben obracający się ruchem jednostajnym (Rys.3.10). Zmiana temperatury powietrza powoduje mniejsze lub większe wygięcie płytki bimetalicznej, a tym samym wychylenie się piórka. Bęben poruszany jest mechanizmem zegarowym, a czas pełnego obrotu wynosi w termografach dobowych 24 godziny, zaś w termografach tygodniowych minimum 7 dni. Pasek papieru z wykreśloną na nim krzywą przebiegu temperatury nosi nazwę termogramu. Termogram podzielony jest poziomymi liniami prostymi, które odpowiadają skali temperatury oraz łukowatymi liniami pionowymi, które odpowiadają skali czasowej. Na termogramach dobowych kreski skali czasowej zaznaczone są co 15 min., na tygodniowych co 2 godziny, z podziałem na dni tygodnia. Po nałożeniu na bęben paska papieru nakręca się mechanizm zegarowy i napełnia piórko tuszem wolno schnącym. Tak przygotowany przyrząd wykreśla na pasku „surowy” wykres przebiegu temperatury. Na takim wykresie wartości temperatury powietrza zwykle odbiegają od wartości wskazywanych przez termometr stacyjny. Wynika to m in. z niestarannego założenia paska, zablokowania się piórka, niejednostajnego obrotu bębna czy wreszcie niewłaściwego funkcjonowania bimetalu oraz różnej bezwładności termometrów rtęciowych i deformacyjnych. Koniecznym więc należy przy odczytywaniu temperatury z termometru zwykłego wykonać na termogramie tzw. repery tj. pionowe znaki. Na ich podstawie wprowadza się poprawki do wykresu temperatury. Bez reperów i wprowadzonych na ich podstawie poprawek termogramy są bezużyteczne. Termograf bimetaliczny należał do 1995 roku do podstawowych przyrządów meteorologicznych służących w Polsce do ciągłego pomiaru temperatury powietrza, umieszczany był w klatce meteorologicznej.



Rysunek 3.10 Schemat termografu: 1 – płytka bimetaliczna (czujnik), 2 – ramię zakończone rysikiem, 3 – bęben z mechanizmem zegarowym wewnątrz, 4 – pasek papieru (termogram) nałożony na bęben

Termometry elektryczne

Termometry oporowe, w odróżnieniu od omówionych powyżej termometrów cieczowych i deformacyjnych z wielu względów stosowane są obecnie bardzo często. W termometrze oporowym wykorzystano zależność oporu elektrycznego przewodnika od temperatury. Jeżeli przewodnikiem będzie czysty metal, a obszar zmian temperatury niezbyt duży, to opór R_t metalu w temperaturze t wyniesie:

$$R_t = R_0 \cdot (1 + \alpha \cdot t)$$

gdzie:

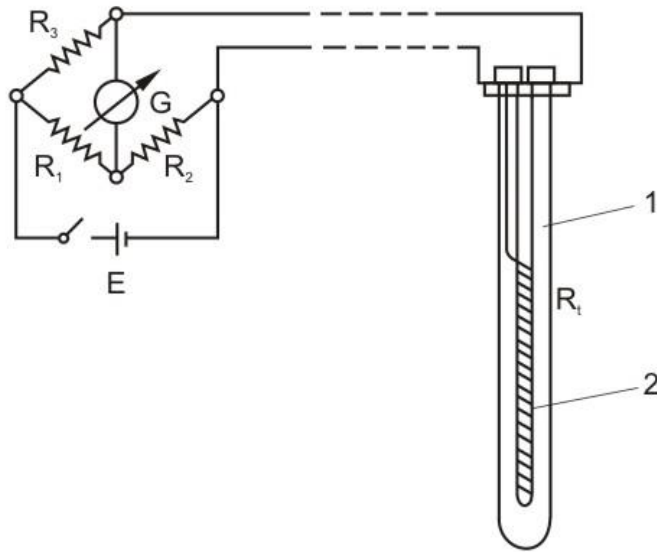
R_0 – opór metalu w temperaturze 0°C ,

α - temperaturowy współczynnik rezystancji przewodnika.

Po przekształceniu powyższego wzoru otrzymujemy:

$$t = \frac{R_t - R_0}{\alpha \cdot R_0}$$

Jako przewodnika będącego jednocześnie czujnikiem termometru oporowego używa się cienkiego drutu platynowego nawiniętego na izolator i umieszczonego w osłonie ceramicznej. Termometr pracuje w układzie mostka Wheastone'a. Mostek ten jest układem elektrycznym zawierającym cztery rezystory, miliwoltomierz i źródło prądu. Termometr oporowy włączony jest jako czwarty bok rezystancji mostka (Rys.3.11). Na przekątnej tego układu włączony jest miliwoltomierz. W danej temperaturze można tak dobrać wartości oporów w gałęziach mostka, że ustanie przepływ prądu i wskazówka miliwoltomierza wskaże „0”. Z chwilą zmiany temperatury zmieni się rezystancja termometru R_t i ulegnie naruszeniu stan równowagi mostka. W obwodzie popłynie prąd elektryczny tym większy, im większa będzie zmiana temperatury. Niewątpliwą zaletą tych przyrządów jest możliwość wykorzystywania ich do pomiarów zdalnych oraz fakt, że są one równie dokładne jak termometry rtęciowe, a więc dokładniejsze od termometrów deformacyjnych.



Rysunek 3.11 Schemat termometru oporowego z miliwoltomierzem: E - źródło prądu, G - miliwoltomierz w układzie mostka Wheastone'a , R_1, R_2, R_3, R_t - cztery rezystory , R_t - czujnik termometru; 1 - osłona ceramiczna, 2- izolator z nawiniętym cienkim drutem platynowym (źródło: Łykowski, Madany 1980)

W termometrach półprzewodnikowych zastosowany jest czujnik półprzewodnikowy zawierający termistor, tranzystor lub diodę. Wykorzystuje się w nich zależność zmian oporności termistora, napięcia między emitorem a bazą tranzystora lub napięcia w kierunku przewodzenia diody od zmian temperatury. Termistory, stosowane najczęściej w pomiarach meteorologicznych, produkowane są z mieszaniny tlenków (krzemianów, siarczków) metali (kobaltu, niklu, manganu, miedzi, uranu, żelaza, cynku, tytanu, glinu, magnezu) spiekanych w wysokich temperaturach (do 1000°C).

Termometry termistorowe są bardziej czułe od oporowych, mają małe rozmiary i dużą wytrzymałość mechaniczną. Przy niezaprzeczalnych zaletach posiadają jednak istotną wadę. Zależność rezystancji od temperatury w termometrach termistorowych jest nieliniowa, wymagają więc one wzorcowania w wielu punktach skali oraz częstej kalibracji „0”. Nadają się do bardzo dokładnych pomiarów, ale stosunkowo krótkotrwałych.

W termometrach termoelektrycznych wykorzystuje się powstawanie siły elektromotorycznej (SEM) między dwoma przewodnikami elektrycznymi. Jeśli te przewodniki połączy się w pętlę, a ich spojenia znajdą się w różnej temperaturze, to w obwodzie popłynie prąd. Wielkość SEM tj. napięcie, mierzone miliwoltomierzem jest miarą różnicy temperatury między spojeniami przewodników. Przewodniki wykonane są z par metali: konstantan – miedź, konstantan – manganin i inne. Jedna para przewodników to termopara, większa liczba to termobateria lub termostos. Termometry termoelektryczne najbardziej nadają się do pomiarów różnic temperatury np. gradientów, pulsacji oraz do pomiarów temperatury bardzo małych obiektów np. temperatury powierzchni liści.

Zaletą wszystkich termometrów elektrycznych jest możliwość przekazywania mierzonych wartości na znaczne odległości oraz łatwa obróbka sygnału elektrycznego. Z tego względu obecnie termometry te mają coraz szersze zastosowanie w pomiarach zautomatyzowanych, ciągłych, zdalnych w wielu punktach pomiarowych. Można je spotkać praktycznie na wszystkich ASM.

3.3 Charakterystyki klimatologiczne

Pomiary temperatury powietrza prowadzone są od ponad 250 lat. Nagromadzony materiał pomiarowy, o dość dużej dokładności, sprawił, że metodyka opracowań klimatologicznych w odniesieniu do temperatury jest bogatsza niż innych elementów meteorologicznych. Warunki termiczne najczęściej opisywane są przez:

- wartości średnie,
- wartości skrajne (maksymalne, minimalne),
- zakresy wahań (amplitudy),
- dni charakterystyczne,
- częstość występowania temperatury o określonych wartościach,
- sumy temperatury,
- termiczne pory roku,
- zmienność temperatury
- inne charakterystyki stosowane indywidualnie, w zależności od rodzaju opracowania.

W Polsce do 1971 roku na posterunkach meteorologicznych temperaturę powietrza mierzono trzy razy dziennie, o godzinach 7⁰⁰, 13⁰⁰, 21⁰⁰ miejscowego średniego czasu słonecznego. Od 1971 roku obserwacje te wykonywane są w godzinach 0⁰⁰, 6⁰⁰, 12⁰⁰, 18⁰⁰ czasu GMT, a obecnie UTC. Do końca 1995 roku wartość temperatury o godzinie 0⁰⁰ odczytywana była z termogramu.

Obecnie temperatura średnia dobowa wyliczana jest jako średnia arytmetyczna z temperatury maksymalnej i minimalnej oraz wartości z godzin 6⁰⁰ i 18⁰⁰ czasu UTC. Średnią dobową wylicza się także z 24 wartości cogodzinnych pomiarów automatycznych – jest to średnia dobowa nazywana rzeczywistą. Średnie: pentadowe (5-cio dniowe), dekadowe (10-cio dniowe), miesięczne, oblicza się jako średnie arytmetyczne z wartości dobowych, a średnie pór roku (traktowanych jako okresy 3-miesięczne), półroczy i roczne ze średnich miesięcznych. Na podstawie średnich z tego samego miesiąca z kolejnych lat uzyskuje się średnią wieloletnią danego miesiąca.

Poniżej zestawione zostały terminy pomiarów i metody wyznaczania wartości temperatury powietrza: średnich, maksymalnych, minimalnych oraz amplitudy.

Odczyty terminowe temperatury powietrza

Do 31.12.1970 r. – odczyty wg miejscowego średniego czasu słonecznego:

- z termometru zwykłego – t_{07} , t_{13} , t_{21}
- z termometru minimalnego - t_{min07} , t_{min13} , t_{min21}
- z termometru maksymalnego - t_{max07} , t_{max13} , t_{max21}

Od 01.01.1971 do 31.12.1995 r. – odczyty wg czasu GMT:

- z termometru zwykłego – t_{06} , t_{12} , t_{18}
- z termografu – t_{00}
- z termometru minimalnego - t_{min06} , t_{min18}
- z termometru maksymalnego - t_{max06} , t_{max18}

Od 01.01.1996 r. – odczyty wg czasu UTC:

- z termometru zwykłego – t_{06} , t_{12} , t_{18}
- z termometru minimalnego - t_{min06} , t_{min18}
- z termometru maksymalnego - t_{max06} , t_{max18}

Średnia dobowa temperatura powietrza

$$\text{Do 31.12.1970 r.:} \quad t_d = \frac{1}{4} \cdot (t_{07} + t_{13} + 2 \cdot t_{21})$$

$$\text{Od 01.01.1971 do 31.12.1995 r.:} \quad t_d = \frac{1}{4} \cdot (t_{00} + t_{06} + t_{12} + t_{18})$$

$$\text{Od 01.01.1996 r.:} \quad t_d = \frac{1}{4} \cdot (t_{\min} + t_{\max} + t_{06} + t_{18})$$

Minimalna / Maksymalna dobowa temperatura powietrza

$$\text{Do 31.12.1970 r.:} \quad t_{d \min} = \min (t_{\min 07}, t_{\min 13}, t_{\min 21})$$

$$t_{d \max} = \max (t_{\max 07}, t_{\max 13}, t_{\max 21})$$

$$\text{Od 01.01.1971 r.:} \quad t_{d \min} = \min (t_{\min 06}, t_{\min 18})$$

$$t_{d \max} = \max (t_{\max 06}, t_{\max 18})$$

Amplituda dobowa temperatury powietrza

$$a_d = t_{d \max} - t_{d \min}$$

Średnia miesięczna temperatura powietrza

$$\overline{t_M} = (\sum \overline{t_d}) / n \quad (\text{gdzie } n \text{ jest liczbą dni w miesiącu})$$

Średnia minimalna / maksymalna miesięczna temperatura powietrza

$$\overline{t_{M \min}} = (\sum \overline{t_{d \min}}) / n \quad \overline{t_{M \max}} = (\sum \overline{t_{d \max}}) / n$$

Minimalna / maksymalna miesięczna temperatura powietrza

$$t_{M \min} = \min (t_{d \min 1}, t_{d \min 2}, \dots, t_{d \min n}) \quad t_{M \max} = \max (t_{d \max 1}, t_{d \max 2}, \dots, t_{d \max n})$$

Amplituda miesięczna temperatury powietrza

$$a_M = \overline{t_{M \max}} - \overline{t_{M \min}}$$

Średnia roczna temperatura powietrza

$$\overline{t_R} = (\sum \overline{t_M}) / 12$$

Średnia minimalna / maksymalna roczna temperatura powietrza

$$\overline{t_{R \min}} = (\sum \overline{t_{M \min}}) / 12 \quad \overline{t_{R \max}} = (\sum \overline{t_{M \max}}) / 12$$

Minimalna / maksymalna roczna temperatura powietrza

$$t_{R \min} = \min (t_{M \min 1}, t_{M \min 2}, \dots, t_{M \min 12}) \quad t_{R \max} = \max (t_{M \max 1}, t_{M \max 2}, \dots, t_{M \max 12})$$

Amplituda roczna temperatury powietrza

$$a_R = \overline{t_{M \text{ m-ca..najcieplejszego}}} - \overline{t_{M \text{ m-ca..najchlodniejszego}}}$$

Dni charakterystyczne

dni charakterystyczne – są to dni z temperaturą powietrza:

- $t_{\min} < 0^\circ\text{C}$ przy $\overline{t_d} > 0^\circ\text{C}$ - dni przymrozkowe,
- $t_{\max} > 30^\circ\text{C}$ - dni upalne,
- $t_{\max} > 25^\circ\text{C}$ - dni gorące,
- $t_{\min} < 0^\circ\text{C}$ - dni chłodne,
- $t_{\max} < 0^\circ\text{C}$ - dni mroźne,
- $t_{\min} < -10^\circ\text{C}$ - dni bardzo mroźne.

Według niektórych badaczy jako dni mroźne przyjmuje się dni z $t_{\min} < -10^{\circ}\text{C}$, a jako bardzo mroźne z $t_{\max} < -10^{\circ}\text{C}$.

Dni charakterystyczne opisuje się m. in. liczbą pojawiania się tych dni w miesiącu, roku, wieloletniu, a także określając daty początku oraz końca ich występowania.

Termiczne pory roku wyznaczane na podstawie danych wieloletnich, są okresami o pewnych ustalonych wartościach temperatury średniej dobowej. W Polsce wyróżnia się sześć pór roku, charakteryzujących się następującymi zakresami temperatury:

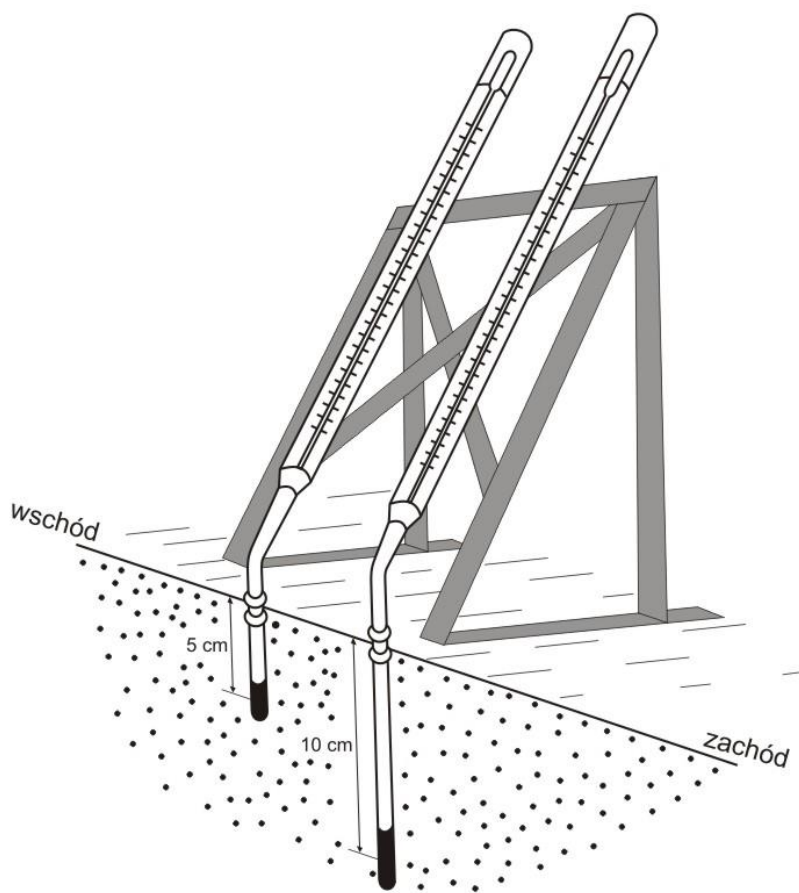
- przedwiośnie $0^{\circ}\text{C} \leq t < 5,0^{\circ}\text{C}$
- wiosna $5,0^{\circ}\text{C} \leq t < 15,0^{\circ}\text{C}$
- lato $t \geq 15,0^{\circ}\text{C}$
- jesień $5,0^{\circ}\text{C} \leq t < 15,0^{\circ}\text{C}$
- przedzimie $0^{\circ}\text{C} \leq t < 5,0^{\circ}\text{C}$
- zima $t < 0,0^{\circ}\text{C}$

3.4 Pomiar temperatury gruntu i metody opracowań

Termometr gruntowy kolankowy działa tak jak termometr zwykły. Część osadzona w gruncie zawiera zbiorniczek i kapilarę pozbawioną skali, natomiast część zewnętrzna - górną część kapilary i skalę. Dolna część termometru umieszczana jest pionowo w glebie aż do zgrubienia znajdującego się pod zagięciem (kolankiem) kapilary (Rys. 3.12). Odległość od połowy zbiorniczka do połowy zgrubienia określa głębokość na jakiej mierzy się temperaturę gruntu. Część nadziemna termometru oparta jest na specjalnej podpórce. Odgięcie kapilary o kąt 30° ułatwia obserwatorowi odczyt temperatury gruntu (przy odczycie oczy obserwatora muszą znajdować się na poziomie menisku rtęci).

W wybranych stacjach, temperaturę gleby mierzy się na 4 standardowych głębokościach: 5, 10, 20, 50 cm. Do pomiaru temperatury na głębokościach poniżej 50 cm stosowany jest termometr wyciągowy.

Termometry umieszcza się w ogródku meteorologicznym, na specjalnym niezacienionym poletku w wymiarach 2 x 4 m, bez roślin. Woda gruntowa powinna znajdować się poniżej zbiorniczków termometrów.

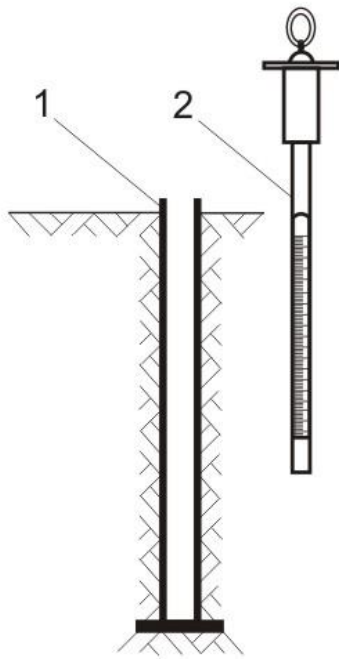


Rysunek 3.12 Termometry gruntowe kolankowe (na podstawie: Łykowski, Madany 1980)

Odczyt temperatury wykonuje się z dokładnością $0,1^{\circ}\text{C}$ wprowadzając poprawki podobnie jak przy termometrach zwykłych.

Sposób obliczania średniej dobowej temperatury gruntu zależy od głębokości pomiaru. Średnią dobową temperaturę na głębokości do 50 cm oblicza się jako średnią arytmetyczną z trzech wartości temperatury gruntu zmierzonych o godzinie 6° , 12° , 18° czasu UTC, natomiast na głębokościach poniżej 50 cm pomiar wykonywany jest raz na dobę o godzinie 12° . Pomiar temperatury gruntu termometrami kolankowymi jest mniej dokładny, niż pomiar temperatury powietrza termometrem zwykłym. Wynika to z faktu, że zbiorniczek z rtęcią i dolna część kapilary znajdują się w innej temperaturze niż część termometru wystająca nad ziemię. Dlatego na głębokościach większych niż 50 cm stosuje się inny typ termometrów gruntowych – termometry wyciągowe.

Termometr gruntowy wyciągowy zaopatrzony jest w specjalną cienkościenną zewnętrzną osłonę rurową (Rys.3.13). Osłona (wykonana z tworzywa sztucznego) wkopana jest na stałe pionowo w ziemię na głębokość 1 m. Na dnie rury znajduje się miedziana „stopka”, do której dotyka zbiorniczek termometru zatopionego w parafinie umocowanego w wyjmowanej na zewnątrz (wyciągowej) osłonie z tworzywa sztucznego. Całość zabezpieczona jest metalową pokrywą chroniącą wewnątrz urządzenia przed przedostawaniem się do niego wody pochodzącej z opadów. Zbiorniczek termometru umieszczonego w rurze, stykając się przez miedzianą podstawę z gruntem, wskazuje temperaturę na głębokości jej dna, czyli na głębokości 1 m.



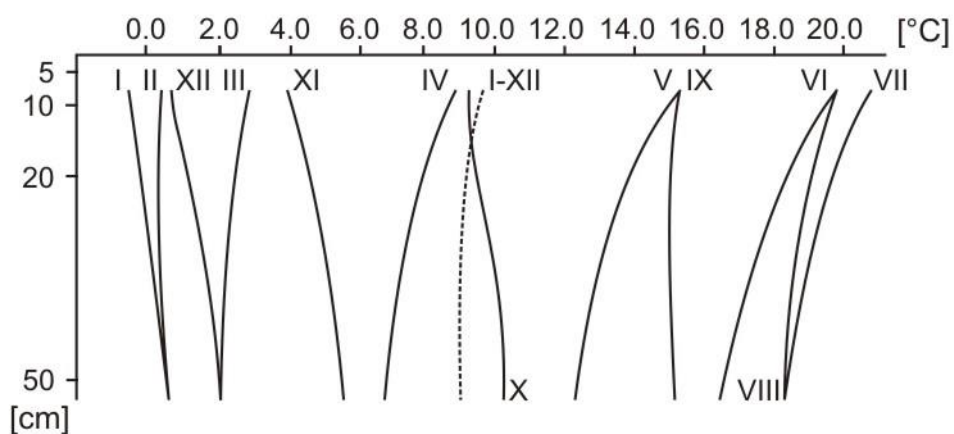
Rysunek 3.13 Termometr gruntowy wyciągowy; 1- obudowa mocowana na stałe w glebie, 2- część wyciągowa z umieszczonym wewnątrz termometrem

Przy odczycie, za pomocą uchwytu wyciąga się termometr z osłony na zewnątrz (stąd nazwa termometr wyciągowy). Dzięki dużej bezwładności cieplnej zbiorniczka (zatonionego w parafinie, czasami dodatkowo połączonej z opiłkami mosiądzu lub miedzi) wskazania tego przyrządu w czasie odczytu po wyjęciu go na zewnątrz nie ulegają zmianie.

Ponieważ dobowe wahania temperatury na głębokości 1 m (i większej) zaznaczają się bardzo słabo, odczytu dokonuje się raz dziennie - o godzinie 12⁰⁰ czasu UTC.

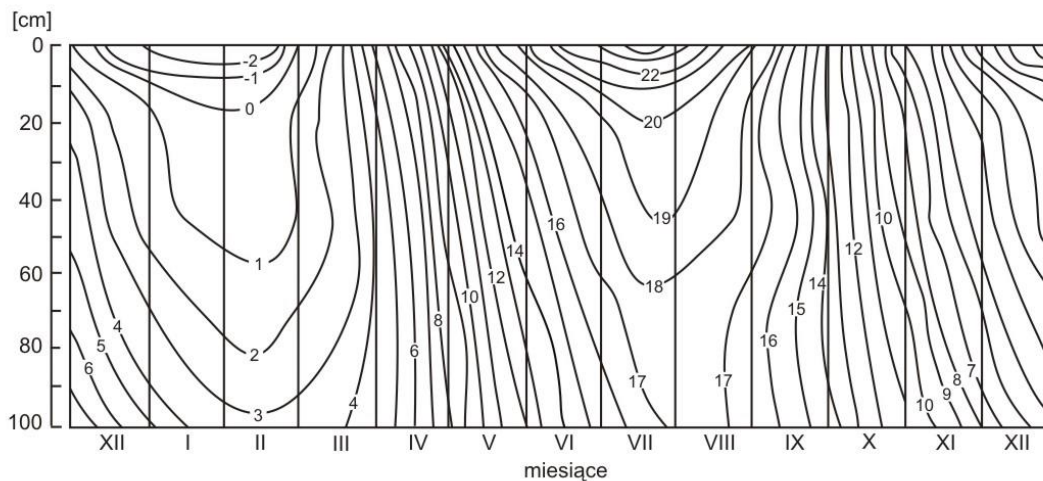
W automatycznych stacjach meteorologicznych temperaturę gruntu na wszystkich głębokościach mierzy się za pomocą termometrów elektrycznych, najczęściej oporowych.

Przystępując do kreślenia **tautochron i termoizoplet** należy w pierwszej kolejności dla wszystkich głębokości obliczyć średnie dobowe, miesięczne i roczne wartości temperatury gleby. Na podstawie obliczonych średnich kreśli się krzywe rozkładu (np. średniej miesięcznej) temperatury gruntu na różnych głębokościach – tj. **tautochrony** (Rys. 3.14).



Rysunek 3.14 Tautochrony półmetrowej warstwy gruntu (źródło: Koźmiński, Michalska 2008)

Na osi rzędnych oznaczone są głębokości a na osi odciętych temperatura gruntu. Średnie wartości temperatury gleby z poszczególnych głębokości łączą krzywe - dla każdego miesiąca jedna krzywa. Z tautochron można zorientować w przebiegu temperatury gruntu w zależności od pory roku. Odczytanie wartości temperatury na dowolnej głębokości w glebie, w dowolnej porze roku umożliwiając także **termoizoplety** (Rys. 3.15) czyli izolinie łączące jednakowe wartości temperatury gleby w całym jej profilu pionowym w przebiegu np. rocznym.



Rysunek 3.15 Termoizoplety metrowej warstwy gruntu. (źródło: Radomski 1980)

4. WILGOTNOŚĆ POWIETRZA

Wilgotność powietrza jest pojęciem ogólnym i określa zawartość pary wodnej w powietrzu. Para wodna jest gazem bezbarwnym i bezwonny; stanowi ona tylko ok. 2% masy całej atmosfery. Głównym źródłem tego gazu w atmosferze jest proces parowania; parowanie z powierzchni mórz i oceanów dostarcza ok. 85% pary, natomiast z powierzchni lądów i lodolodów ok. 15%.

Para wodna jest istotnym składnikiem atmosfery, pochłania promieniowanie podczerwone i w związku z tym jej obecność w atmosferze jest ważna z punktu widzenia bilansu cieplnego powierzchni Ziemi. Para wodna jest głównym gazem cieplarnianym. Woda w atmosferze w postaci pary spełnia również ważną rolę w kształtowaniu pogody i klimatu na Ziemi co jest związane z procesami przemian fazowych wody, które zachodzą z pobieraniem lub oddawaniem ciepła do otoczenia (tab. 4.1), a przez to z przenoszeniem energii w atmosferze.

Tabela 4.1 Przemiany fazowe wody i towarzysząca im wymiana ciepła

Pobieranie ciepła		Oddawanie ciepła	
Proces	Ilość ciepła pobranego z otoczenia [$\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$]	Proces	Ilość ciepła oddanego do otoczenia [$\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$]
Parowanie	2500	Kondensacja	2500
Topnienie	334	Rozmarzanie	334
Sublimacja	2834	Resublimacja	2834

Na zamianę 1 kg wody w parę wodną pobierane jest z otoczenia 2500 kJ - energia ta potrzebna jest cząsteczkom wody na pokonanie siły wzajemnego oddziaływania między nimi, siły ciśnienia atmosferycznego i siły ciężkości. Przemiany fazowe wody wiążą się z oddawaniem bądź pobieraniem tzw. ciepła utajonego. I tak np. energia pobierana z otoczenia w procesie parowania nazywa się ciepłem utajonym parowania i oddawana jest do otoczenia w procesie kondensacji.

Ilość pary wodnej jaką może pomieścić powietrze zależy od jego temperatury – w chłodnym powietrzu zmieści się mniej pary wodnej niż w takiej samej objętości cieplejszego powietrza. Zawartość pary wodnej w powietrzu określa się różnymi charakterystykami.

4.1 Wybrane charakterystyki wilgotności powietrza

Ciśnienie aktualne pary wodnej (e) – jest to ciśnienie jakie zawarta w powietrzu para wodna wywiera na powierzchnię ziemi; wyrażane jest w hPa.

Im więcej molekuł pary wodnej znajduje się w powietrzu atmosferycznym, tym większa jest wartość ciśnienia wywieranego przez ten gaz. Ciśnienie wywierane przez parę wodną jest ciśnieniem cząstkowym, składową ciśnienia atmosferycznego. Średnie ciśnienie atmosferyczne przy powierzchni ziemi wynosi 1013,25 hPa a średnie ciśnienie pary wodnej kilka - kilkanaście hPa.

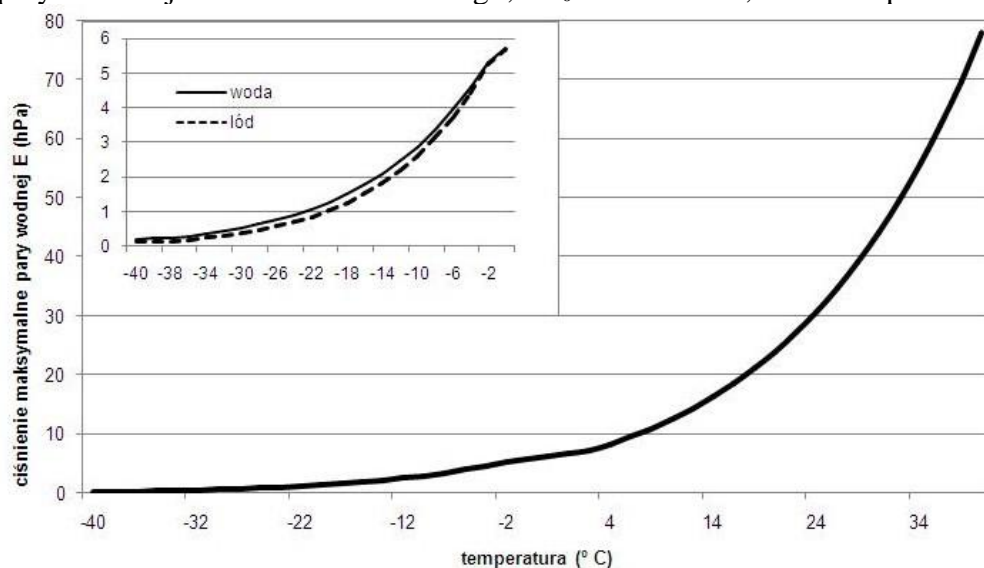
Ciśnienie maksymalne pary wodnej (E) – jest to maksymalne ciśnienie pary wodnej w powietrzu, możliwe w danej temperaturze, wyrażane w hPa.

W określonej temperaturze, powietrze może zawierać pewną maksymalną ilość pary wodnej – mówimy wówczas, że powietrze jest nasycone parą wodną (albo „para wodna nasycona”). Ciśnienie wywierane przez parę wodną jest wtedy najwyższe w danej temperaturze i nazywane jest ciśnieniem maksymalnym pary wodnej (E). W takiej sytuacji wartość ciśnienia aktualnego pary wodnej jest równa wartości ciśnienia maksymalnego w danej temperaturze ($e = E$). W przyrodzie mogą zaistnieć sytuacje kiedy wartość ciśnienia aktualnego pary wodnej będzie większa od wartości ciśnienia maksymalnego w danej temperaturze ($e > E$) – powietrze jest wówczas przesycone parą wodną.

Wielkość ciśnienia maksymalnego pary wodnej, w stałej objętości powietrza, zależy od temperatury powietrza (Rys. 4.1). Opisuje to równanie Clausiusa – Clapeyrona:

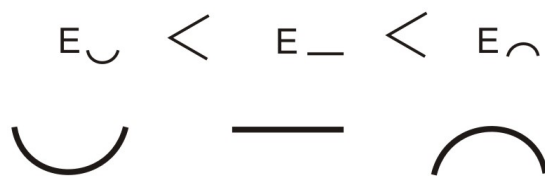
$$E = E_0 \cdot \exp \left[\frac{L}{R_v} \cdot \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right] \quad (1)$$

E – ciśnienie maksymalne pary wodnej [hPa], E_0 – ciśnienie maksymalne pary wodnej w temp. 0°C wynoszące 0,611 kPa, L – utajone ciepło parowania równe $2,5 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ (w przypadku lodu – utajone ciepło resublimacji równe $2,83 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$), R_v – stała gazowa dla pary wodnej równa $461 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$, $T_0 = 273 \text{ K}$, T- temperatura aktualna [K].



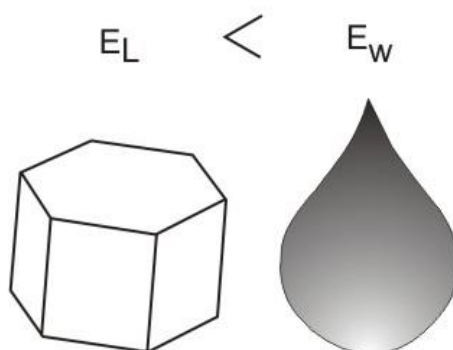
Rysunek 4.1 Zależność ciśnienia maksymalnego pary wodnej od temperatury powietrza nad płaską powierzchnią wody oraz lodu

Ciśnienie maksymalne pary wodnej odnoszone jest do płaskiej powierzchni wody, co wynika z faktu, że ciśnienie to przyjmuje różne wartości w tej samej temperaturze powietrza nad powierzchnią płaską i zakrzywioną. Molekuła wody musi pokonać większe siły napięcia powierzchniowego aby oderwać się od wklęsłej powierzchni parującej (w porównaniu z powierzchnią płaską), a najmniejsze z powierzchni wypukłej. Stąd ciśnienie maksymalne pary wodnej nad powierzchnią wklęsłą jest mniejsze niż nad powierzchnią płaską, a to z kolei jest mniejsze niż nad powierzchnią wypukłą (Rys. 4.2).



Rysunek 4.2 Zależność ciśnienia maksymalnego pary wodnej od krzywizny powierzchni w tej samej temperaturze powietrza

Ciśnienie maksymalne pary wodnej w tej samej temperaturze zależy również od stanu skupienia wody - nad powierzchnią lodu jest mniejsze niż nad powierzchnią wody w tej samej temperaturze. Ponieważ krystaliczna struktura lodu wiąże molekuly wody (E_w) silniej niż powierzchnia wody, molekuly nad powierzchnią lodu (E_L) muszą więc pokonać większe siły (czyli posiadać większą energię) aby oderwać się od powierzchni (Rys. 4.3).



Rysunek 4.3 Zależność ciśnienia maksymalnego pary wodnej od stanu skupienia powierzchni w tej samej temperaturze powietrza

Ciśnienie maksymalne pary wodnej ma mniejszą wartość nad powierzchnią lodu niż nad powierzchnią wody w tej samej temperaturze czyli potrzeba mniej pary wodnej aby nasycić powietrze nad lodem niż nad wodą. Jeżeli w powietrzu atmosferycznym obok siebie zawieszony będą kryształek lodu i kropelka przechłodzonej wody, a ciśnienie pary wodnej będzie maksymalnym w aktualnej temperaturze, wówczas powietrze będzie nasycone parą wodną w stosunku do kropli wody, a przesycone w stosunku do kryształku lodu. Ta właściwość ma duże znaczenie w formowaniu się opadów atmosferycznych w chmurze.

Niedosyt wilgotności powietrza (d) – jest to różnica między ciśnieniem maksymalnym pary wodnej w danej temperaturze a ciśnieniem aktualnym pary wodnej w tej samej temperaturze powietrza.

$$d = E - e \quad [\text{hPa}] \quad [2]$$

Wilgotność bezwzględna - jest to wyrażona w kg masa pary wodnej zawartej w 1m^3 powietrza, w temperaturze T.

$$a = 0,217 \cdot \frac{e}{T} \quad [3]$$

gdzie:

e – ciśnienie aktualne pary wodnej [hPa],

T – temperatura powietrza [K].

Wilgotność względna powietrza (f) – stosunek ciśnienia aktualnego pary wodnej do ciśnienia maksymalnego pary wodnej w danej temperaturze powietrza:

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100\% \quad [4]$$

Jeżeli wilgotność względna powietrza równa się np. 50%, oznacza to że w powietrzu znajduje się połowa możliwej zawartości tego gazu w danej temperaturze.

Nasylenie powietrza parą wodną można osiągnąć poprzez:

- dodawanie kolejnych porcji pary wodnej, tak aby panujące aktualne ciśnienie pary wodnej e zwiększyć do wartości ciśnienia maksymalnego E w danej temperaturze,
- obniżenie temperatury powietrza do tzw. temperatury punktu rosy, przy której ciśnienie aktualne pary wodnej zrówna się z maksymalnym.

Temperatura punktu rosy (t_d) – jest to temperatura, przy której zawarta w powietrzu para wodna osiąga stan nasycenia [$^{\circ}\text{C}$].

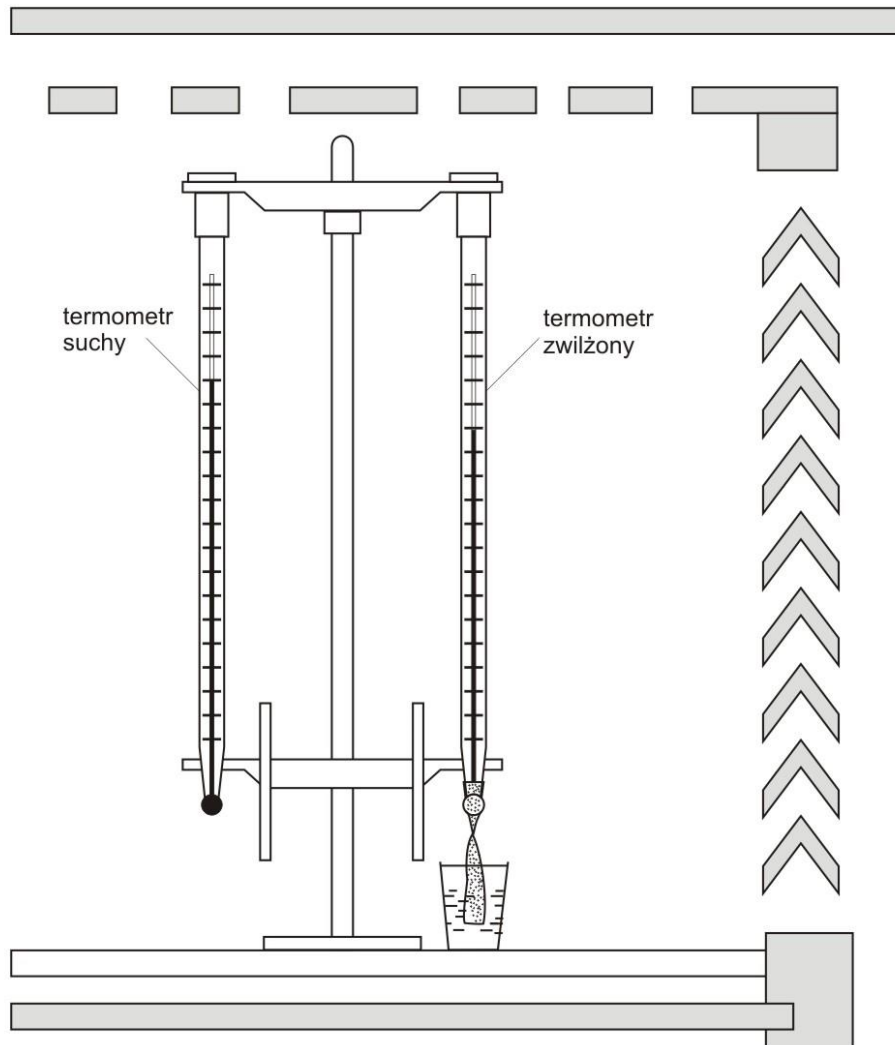
4.2 Wybrane metody pomiaru wilgotności powietrza

Przyrządy do pomiaru wilgotności powietrza wymagają jeszcze wielu udoskonaleń, szczególnie dotyczy to pomiarów w niskiej temperaturze powietrza. Istnieje wiele metod pomiaru wilgotności powietrza pozwalających wyznaczyć różne poznane wcześniej wskaźniki. Wśród nich wyróżniamy metody:

- psychrometryczną,
- absorpcyjną,
- temperatury punktu rosy (szronu).

W **metodzie psychrometrycznej** stosujemy najczęściej psychrometr typu Augusta oraz psychrometr typu Assmanna.

Psychrometr stacyjny Augusta służy do pomiaru temperatury i wilgotności powietrza w klatce meteorologicznej, składa się z 2 termometrów ustawionych pionowo na statywie (Rys.4.4).



Rysunek 4.4 Psychrometr Augusta (na podstawie: Radomski 1980)

Jeden z termometrów (suchy) wskazuje aktualną temperaturę powietrza t , drugi (zwilżony) ma zbiorniczek owinięty batystem zanurzonym w naczyniu z wodą destylowaną. Woda podsiąka po bastyście i zwilża zbiorniczek termometru. Woda paruje i pobiera na ten proces ciepło, w związku z czym temperatura na termometrze zwilżonym spada do chwili, gdy strata ciepła na proces parowania zrównoważy się z dopływem ciepła z otoczenia. Wówczas temperatura na termometrze zwilżonym ustala się na wartości t' . Ilość ciepła traconego na parowanie jest proporcjonalna do prędkości parowania V , a ilość ciepła pobieranego z otoczenia jest proporcjonalna do różnicy między wskazaniami termometru zwilżonego i suchego. W momencie ustalania się temperatury, tj. w momencie gdy strata ciepła równa się zyskowi, zachodzi równość:

$$a \cdot S (t - t') = b \cdot V \cdot S \quad [5]$$

gdzie:

- t - wskazanie termometru suchego,
- t' - wskazanie termometru zwilżonego,
- V - prędkość parowania
- S - wielkość powierzchni parującej

a,b – współczynniki proporcjonalności

Z prawa Daltona wynika, że prędkość parowania jest w danej temperaturze w przybliżeniu proporcjonalna do niedosytu wilgotności d i odwrotnie proporcjonalna do ciśnienia atmosferycznego:

$$V = c \cdot (d \cdot p^{-1}) \quad [6]$$

gdzie:

d - niedosyt wilgotności powietrza,

p – ciśnienie atmosferyczne,

c – współczynnik proporcjonalności, zależny od prędkości wiatru.

Podstawiając tę zależność do równania [5] otrzymujemy:

$$a(t - t') = b \cdot c \cdot ((E' - e) \cdot p^{-1}) \quad [7]$$

gdzie:

E' – ciśnienie maksymalne pary wodnej w temperaturze t' .

Przekształcając równanie [7] otrzymujemy wzór na ciśnienie aktualne pary wodnej:

$$e = E' - (a/bc) \cdot (t - t') \cdot p \quad [8]$$

Wyrażenie a/bc jest wartością stałą, którą dla danej prędkości wiatru i dla danego psychrometru wyznacza się doświadczalnie. Oznaczając tę stałą przez A otrzymujemy tzw. wzór psychrometryczny:

$$e = E' - A \cdot (t - t') \cdot p \quad [9]$$

Różnica psychrometryczna (różnica między wskazaniem termometru suchego i zwilżonego $(t - t')$) jest tym większa, im większa jest intensywność parowania, a ta z kolei zależy m.in. od zawartości pary wodnej w powietrzu. Im mniej pary wodnej znajduje się w powietrzu (czyli im większy niedosyt wilgotności powietrza) tym parowanie jest intensywniejsze. Innymi słowy, im większy niedosyt wilgotności powietrza, tym większa wartość różnicy psychrometrycznej. Obydwa termometry mogą w pewnych sytuacjach wskazywać taką samą temperaturę – świadczy to o nasyceniu powietrza parą wodną.

Błąd względny pomiarów psychrometrem Augusta wynosi ok. 3% dla temperatury powyżej -10°C . Ze spadkiem temperatury powietrza dokładność przyrządu maleje i przy temp. -20°C błąd wynosi 6%, a przy temp. -30°C ok. 14%. Dodatkowe błędy pomiaru mogą wynikać z pomiarów w czasie ciszy i silnych wiatrów, ponieważ stała psychrometryczna wyznaczona jest dla średniej prędkości wiatru (błąd ten eliminuje się przez stosowanie przystawki wentylacyjnej zapewniającej stałą prędkość ruchu powietrza w czasie pomiaru).

Ponieważ obliczenie ciśnienia aktualnego pary wodnej ze wzoru psychrometrycznego jest pracochłonne, dla uproszczenia ułożono tablice psychrometryczne. W Polsce używane są „Tablice psychrometryczne” A. Rojeckiego, z których na podstawie wartości t i t' można odczytać wartości charakterystyk wilgotności powietrza:

e – ciśnienia aktualnego pary wodnej,

f – wilgotności względnej powietrza,

d – niedosytu wilgotności powietrza,

t_a - temperatury punktu rosy.

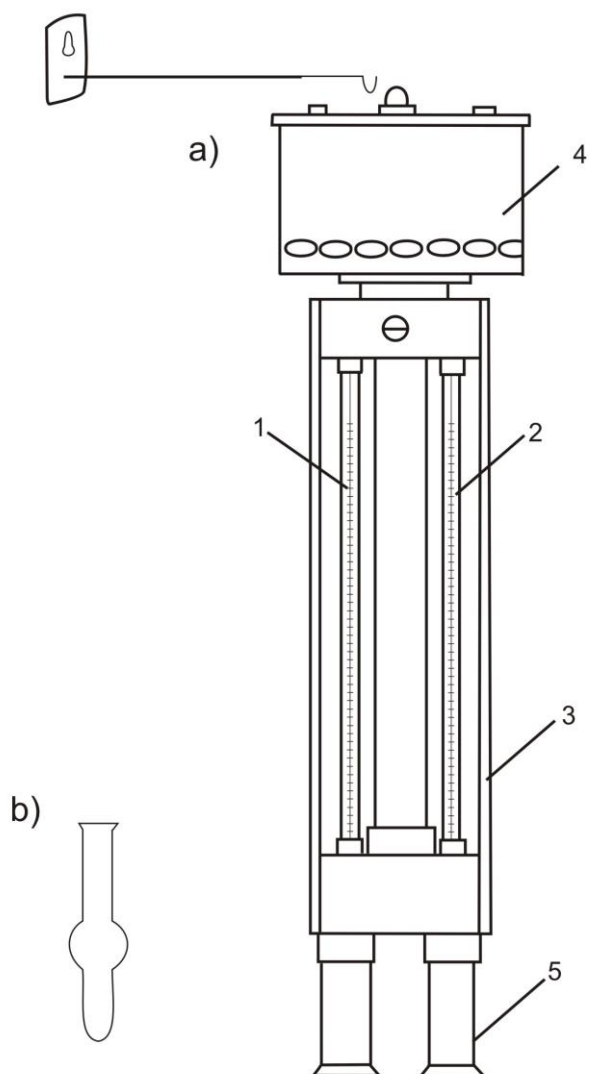
Charakterystyki te można odczytać, zarówno dla sytuacji, gdy w czasie pomiarów na batyście zaobserwowano wodę, jak i lód. Ponadto poza częścią zasadniczą, tablice psychrometryczne zawierają również tablice pomocnicze, z których odczytać można np. wartości ciśnienia maksymalnego pary wodnej w zależności od temperatury powietrza oraz poprawki dla odczytów gdy pomiary wykonywane były psychrometrem aspiracyjnym typu Assmanna. Dokładność tablic ograniczona jest dokładnością termometrów oraz tym, że stosując wzór psychrometryczny otrzymujemy wartości przybliżone.

Odczyt zimowy

W czasie gdy temperatura powietrza spada poniżej 0°C koniec batysty obcina się kilka mm poniżej zbiorniczka termometru. Około 30 minut przed terminem pomiaru obserwator przynosi do klatki naczynie z wodą destylowaną o temperaturze pokojowej i zanurza w niej zbiornik termometru wraz z batystem. Do chwili odczytu woda na batyście może zamarznąć lub pozostać w stanie ciekłym jako woda przechłodzona. Dlatego też po odczytaniu temperatury z obu termometrów sprawdzamy patyczkiem czy woda na batyście jest w stanie przechłodzonym i przy zapisie temperatury notujemy „w”- woda na batyście lub „l” – lód na batyście. Jest to konieczne, ponieważ ciśnienie maksymalne pary wodnej nad powierzchnią lodu jest mniejsze niż nad powierzchnią wody w tej samej temperaturze. Jeżeli na batyście zaobserwowano lód, charakterystyki wilgotności powietrza odczytujemy z części tablic psychrometrycznych dla lodu.

Psychrometr aspiracyjny typu Assmanna służy do pomiaru temperatury i wilgotności powietrza poza klatką meteorologiczną. Psychrometr ten składa się z dwóch jednakowych termometrów umieszczonych w niklowanej obudowie (Rys.4.5). Obudowa wykonana jest w ten sposób, że zbiorniczki otoczone są podwójną walcową osłoną, zaś pośrodku między termometrami biegnie metalowa rura, łącząca się dołem z osłonami zbiorników, zaś górą z aspiratorem, tj. wiatraczkiem poruszonym za pomocą sprężyny, który zasysa powietrze przez otwarte od dołu osłony. Powietrze przepływa wokół zbiorników termometrów z prędkością $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Taka budowa psychrometru umożliwia pomiar temperatury i wilgotności powietrza poza klatką, ponieważ zbiorniki w podwójnej osłonie niklowanej nagrzewają się od promieni słonecznych w minimalnym stopniu, a aspirator zapewnia stałą wentylację i do zbiorników dochodzi ciągle świeża porcja powietrza, którego temperaturę i wilgotność mierzymy. Zbiornik jednego termometru owinięty jest batystem zwilżanym przed każdym pomiarem. W celu wykonania pomiaru zwilżamy batystę wodą destylowaną za pomocą specjalnej pipety, nakręcamy aspirator i zawieszamy psychrometr na statywie. Wysokość umieszczenia psychrometru określa położenie zbiorniczków termometrów od poziomu gruntu. Po ustabilizowaniu się wskazania termometru zwilżonego odczytujemy t i t' , a następnie z tablic psychrometrycznych odczytujemy charakterystyki wilgotności powietrza. Ponieważ tablice psychrometryczne zostały opracowane dla psychrometru Augusta, przy odczytywaniu charakterystyk wilgotności powietrza dla pomiaru wykonanego psychrometrem Assmanna należy uwzględnić poprawki (zamieszczone w tablicach dodatkowych „Tablic psychrometrycznych”).

Za pomocą psychrometru Assmanna mierzymy wilgotność powietrza w zakresie 10-95%, dokładność pomiaru wynosi +/-3%; metoda jest dokładna w zakresie temperatury od -10°C do + 80°C

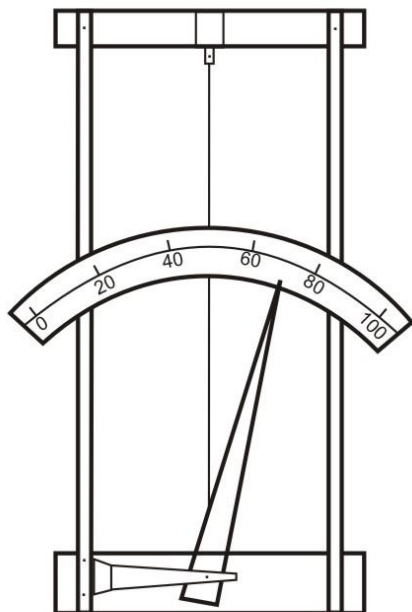


Rysunek 4.5 Psychrometr Assmanna (a): 1 – termometr suchy, 2 - termometr zwilżony, 3 – niklowana obudowa, 4 – aspirator, 5 – osłona zbiorniczka termometru; (b): pipeta (na podstawie: Radomski 1980)

Metoda absorpcyjna pomiaru wilgotności powietrza wykorzystywana jest w higrometrze i higrografie

Higrometr włosowy mierzy wilgotność względną powietrza. Wykorzystuje się w nim zjawisko higroskopijności włosów. Odtłuszczony włos wydłuża się wraz ze wzrostem wilgotności względnej powietrza i kurczy wraz z jej spadkiem. Miarą wilgotności powietrza jest przyrost lub zmniejszenie długości włosa. Pojedynczy odtłuszczony ludzki włos przymocowany jest jednym końcem do metalowej ramki, drugi koniec napięty jest za pomocą ciężarka lub sprężyny i połączony z osią wskazówki. Przy wzroście wilgotności względnej powietrza włosy wydłużają się, ciężarek przechyla ku dołowi, a wskazówka obraca w kierunku większych wartości wilgotności na skali. Gdy wilgotność względna powietrza spada włosy kurczą się i wskazówka przesuwają się w kierunku odwrotnym (Rys. 4.6).

Na zmianę długości włosa ma wpływ również zmiana temperatury powietrza. Zakres temperatury, w której można stosować higrometry z normalnymi włosami wynosi od -30°C do $+60^{\circ}\text{C}$, zaś z włosami walcowanymi i chemicznie obrabianymi od -50°C do $+60^{\circ}\text{C}$. Dokładność pomiaru wynosi $\pm 2\%$, natomiast przy zmiennej wilgotności, ze względu na bezwładność przyrządu, może dochodzić nawet do $\pm 10\%$



Rysunek 4.6. Schemat higrometru (na podstawie: Molga 1972)

Higrograf mierzy i rejestruje przebieg wilgotności względnej powietrza w funkcji czasu; należy do grupy samopisów. Częścią czułą higrografu jest pasmo odtłuszczonych włosów ludzkich przymocowane na stałe w dwóch odległych od siebie punktach, napięte specjalnym zaczepem połączonym z układem dźwigni. Układ dźwigni połączony jest z ramieniem piórka piszącego, które dotyka do paska papieru nawiniętego na metalowy bęben poruszany mechanizmem zegarowym. Gdy wilgotność względna powietrza wzrasta, pasmo włosów wydłuża się, co powoduje ruch piórka do góry, gdy wilgotność względna maleje, włosy kurczą się a piórko przesuwa ku dołowi. Wykres wilgotności względnej powietrza na pasku papieru nosi nazwę **higrogramu**. W głównych terminach pomiarowych należy wykonać znak na pasku przez uniesienie piórka tzw. reper, w celu kontroli dokładności pomiaru i możliwości wprowadzenia ewentualnych poprawek.

4.2.1 Metody pomiaru wilgotności powietrza w Automatycznych Stacjach Meteorologicznych

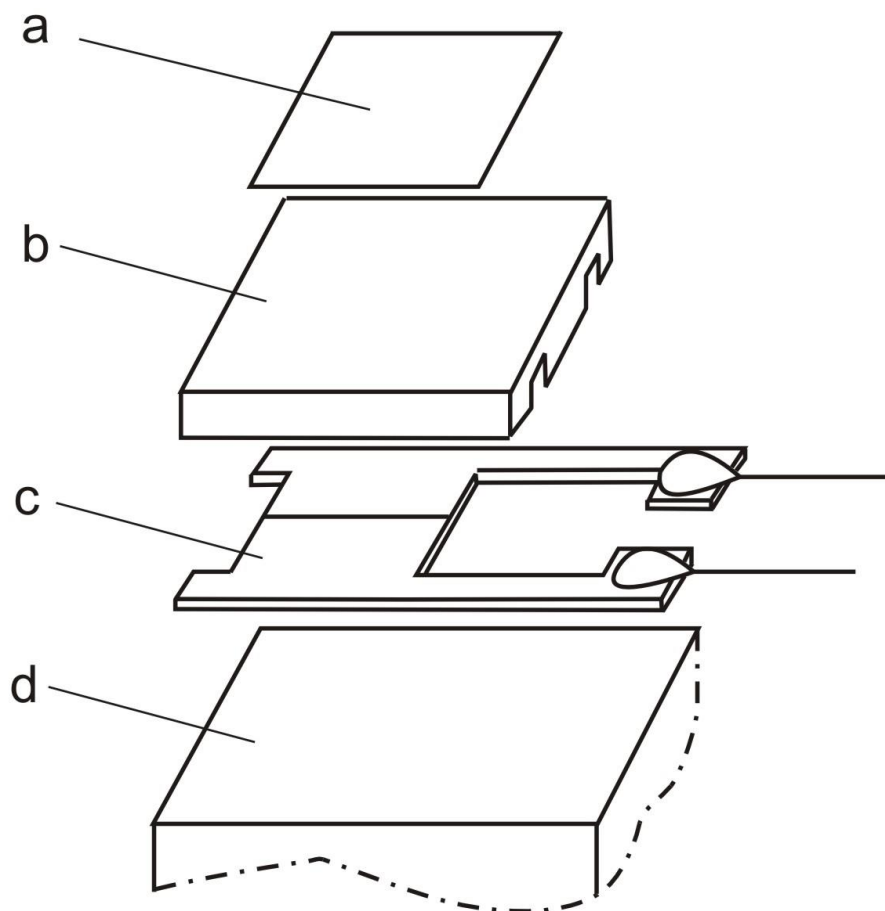
W systemie pomiarów automatycznych wykorzystane mogą być następujące metody:

- sorpcyjna (czujnik higrometryczny absorpcyjny lub adsorpcyjny),
- kondensacyjna (higrometr kondensacyjny punktu rosy lub punktu szronu),
- psychrometryczna (psychrometr podgrzewany),
- z podgrzewanym roztworem soli (higrometr punktu rosy z chlorkiem litu).

Do stosowania w automatycznych stacjach meteorologicznych w Polsce zalecane są dwie pierwsze metody, w tym higrometr absorpcyjny jako rozwiązanie podstawowe oraz higrometr kondensacyjny punktu rosy lub szronu.

W higrometrach absorpcyjnych (pojemnościowych) wykorzystuje się zmienność właściwości dielektrycznych stałych materiałów higroskopijnych w zależności od zmian wilgotności względnej powietrza. Zasadniczym elementem czujnika jest folia polimerowa umieszczona między dwoma elektrodami, tworząc w ten sposób kondensator (rys. 4.7 i rys. 4.8). Oporność elektryczna kondensatora jest miarą wilgotności względnej powietrza. Zmiany

pojemności rejestruje elektroniczny miernik. Ważnym elementem są osłony membranowe chroniące czujnik przed zanieczyszczeniem.



Rysunek 4.7 Schemat czujnika pojemnościowego: a – elektroda górna, b – polimer, c – elektrody dolne, d – podłoże czujnika (na podstawie: Rózdzyński 2004)



Rysunek 4.8 Widok czujnika pojemnościowego

Higrometr kondensacyjny punktu rosy mierzy temperaturę, przy której wilgotne powietrze w trakcie ochładzania osiąga stan nasycenia, w odniesieniu do płaskiej powierzchni, czyli mierzy temperaturę punktu rosy. W najczęściej stosowanym systemie wykorzystywana jest mała wypolerowana powierzchnia metalowego zwierciadła (a więc niehigroskopijna) o średnicy 2-5 mm. Zwierciadło jest elektrycznie ochładzane, z wykorzystaniem zjawiska Peltiera, polegającym na pochłanianiu lub wydzielaniu energii przy przepływie prądu. Przy spadku temperatury do temperatury punktu rosy na powierzchni zwierciadła pojawi się rosa, która jest wykrywana za pomocą fotooptycznego układu detekcyjnego (wykrywany jest również moment zanikania kondensatu). Pod powierzchnią zwierciadła umieszczony jest termometr oporowy mierzący temperaturę punktu rosy. W niższej temperaturze na zwierciadle pojawia się szron i mierzona jest wówczas temperatura punktu szronu. Określenie temperatury punktu rosy jest możliwe z dokładnością 0,05K. Błąd pomiaru wynosi +/- 0,3K w zakresie temperatury od -60°C do 50°C. Czujnik powinien być eksponowany w otwartej przestrzeni (poza klatką meteorologiczną), potrzebny jest również system próbkowania powietrza. Istotnym elementem jest również układ czyszczenia zwierciadła.

Przykład wyznaczania charakterystyk wilgotności powietrza

Załóżmy że w pomiarach psychrometrem Augusta wskazanie termometru suchego wynosi 10,0°C, a termometru zwilżonego 6,2°C. Ciśnienie aktualne pary wodnej obliczone wzorem (9) wynosi 6,5 hPa. W powietrzu atmosferycznym jest wówczas ok. 5 g wody (obliczono wzorem (3)). Ciśnienie maksymalne pary wodnej w tej temperaturze powietrza nad

płaską powierzchni wody obliczone wzorem (1) wynosi 12,3 hPa. Niedośyt wilgotności powietrza wynosi wówczas 5,8 hPa, a wilgotność względna powietrza 53% (tab. 4.2).

Jeżeli przy panującej temperaturze 10,0°C powietrze zostanie wzbogacone w parę wodną, np. do 6g to ciśnienie aktualne tego gazu wyniesie wówczas 7,8 hPa. Temperatura nie uległa zmianie wobec czego ciśnienie maksymalne pary wodnej wynosi 12,3 hPa. Wilgotność względna powietrza wyniesie 63%, a niedośyt wilgotności powietrza 4,5 hPa.

Jeżeli temperatura powietrza wzrośnie np. do 15,0°C i nie nastąpi zmiana ilości pary wodnej w powietrzu to ciśnienie aktualne pary wodnej nie zmieni się, natomiast ciśnienie maksymalne wyniesie 17,1 hPa. Niedośyt wilgotności powietrza wynosi 10,6 hPa, a wilgotność względna powietrza 38%.

Jeżeli zaś temperatura powietrza spadnie np. do wartości 5,0°C i nie nastąpi zmiana ilości pary wodnej to jej ciśnienie aktualne nie zmieni się, a ciśnienie maksymalne będzie równe 8,7 hPa. Niedośyt wilgotności powietrza wyniesie 2,2 hPa, a wilgotność względna powietrza 97%.

Tabela 4.2 Przykład obliczeniowy.

t	10°C	15°C	10°C	5°C
Zawartość pary wodnej (g)	5	5	6	5
Ciśnienie aktualne pary wodnej (hPa)	e = 6,5	e = 6,5	e = 7,8	e = 6,5
Ciśnienie maksymalne pary wodnej (hPa) w temperaturze t	E = 12,3	E = 17,1	E = 12,3	E = 8,7
Wilgotność względna powietrza	$f = (6,5/12,3) \cdot 100\% = 53\%$	$f = (6,5/17,1) \cdot 100\% = 38\%$	$f = (7,8/12,3) \cdot 100\% = 63\%$	$f = (6,5/8,7) \cdot 100\% = 74,7\%$
Niedośyt wilgotności powietrza (hPa)	d = 12,3-6,5 = 5,8	d=17,1-6,5=10,6	d = 12,3-7,8 = 4,5	d = 8,7 – 6,5 =2,2

4.3 Opracowanie wyników pomiarów

W opracowaniu wyników pomiaru wilgotności powietrza stosuje się takie charakterystyki jak dla temperatury powietrza. Najczęściej stosuje się wartości średnie dobowe, miesięczne, sezonowe i roczne ciśnienia aktualnego pary wodnej, wilgotności względnej powietrza oraz niedośytu wilgotności. Postać wzoru wykorzystywanego do obliczenia wartości średniej dobowej zależy od częstości wykonywania pomiarów. W sytuacji gdy wykonywane są one np. co 3 godziny poczynając od 00 UTC, średnią dobową wartość wilgotności względnej oblicza się ze wzoru:

$$\bar{f}_{dob.} = \frac{1}{8} \sum_{i=1}^8 f_i \quad (10)$$

gdzie f oznacza wilgotność względna powietrza obserwowaną w kolejnych terminach obserwacyjnych w czasie UTC. Przy dostępnych danych z czterech głównych terminów obserwacyjnych obliczenia wykonujemy analogicznie, z tym, że średnią arytmetyczną wartość wilgotności względnej liczymy z 4 wartości. Od 1996 roku stosowany jest następujący wzór na obliczenie średniej dobowej wartości wilgotności względnej:

$$f_{\text{sr.dob.}} = (2f_{06} + f_{12} + f_{18}) : 4 \quad (11)$$

gdzie:

f_{06} – wilgotność względna powietrza o godz. 6 UTC,

f_{12} - wilgotność względna powietrza o godz. 12 UTC,

f_{18} – wilgotność względna powietrza o godz. 18 UTC.

Poza wartościami średnimi określa się także liczby dni charakterystycznych, np. z wilgotnością względną $f > 70\%$ w terminie pomiarowym 12 UTC, $f < 30\%$ w dowolnym terminie pomiarowym.

5. PAROWANIE

5.1 Podstawowe pojęcia i jednostki

W **procesie parowania** (ewaporacji) cząsteczki wody odrywają się od powierzchni parującej i odprowadzane są do atmosfery w postaci pary wodnej. Zjawisko to zachodzi w temperaturze niższej od temperatury wrzenia. Powierzchnia parująca to np. swobodna powierzchnia cieczy czy też dowolna, zwilżona powierzchnia (np. gleby, liścia).

Odrywanie się cząsteczek wody z powierzchni parującej następuje w sytuacji gdy posiadają one energię kinetyczną większą od energii wiązania ich w ciałach parujących. Odrywająca się od powierzchni parującej cząsteczka wody, poza siłą przyciągania molekularnego, musi pokonać również siłę ciężkości oraz siłę ciśnienia atmosferycznego.

Równoległe z procesem parowania może następować proces kondensacji pary wodnej czyli zjawisko, w którym cząsteczki pary wodnej z powietrza wchłonięte są przez powierzchnię cieczy. Jeżeli zachodzi ilościowa równowaga cząsteczek wody/pary wodnej w tych zjawiskach (czyli ilość cząsteczek odrywających się od powierzchni parującej równa się ilości cząsteczek do niej powracających) ustala się stan równowagi dynamicznej, jeśli zachodzi ilościowa przewaga procesu kondensacji nad procesem parowania mamy do czynienia z **kondensacją**, natomiast przypadek ilościowej przewagi procesu parowania nad procesem kondensacji nazywamy **parowaniem**. Maksymalna ilość pary wodnej, jaką może wchłonąć powietrze atmosferyczne nad określoną powierzchnią nazywamy parowaniem potencjalnym (zdolnością ewaporacyjną powietrza).

Przepływ pary wodnej do atmosfery może odbywać się na drodze dyfuzji molekularnej - jest to ruch cząsteczek pary w nieruchomej warstwie powietrza i dotyczy bardzo cienkiej warstwy przypowierzchniowej oraz na drodze dyfuzji turbulencyjnej, czyli odpływ pary wodnej następuje przy ruchu powietrza (konwekcja termiczna, turbulencja).

Parowanie jest procesem ciągłym, na jego intensywność wpływ mają następujące czynniki meteorologiczne:

- natężenie promieniowania słonecznego,
- temperatura powietrza,
- prędkość wiatru,
- niedosyt wilgotności powietrza,
- ciśnienie atmosferyczne.

Wielkość parowania podajemy w milimetrach warstwy wody wyparowanej w jednostce czasu [np. $\text{mm}\cdot\text{doba}^{-1}$, $\text{mm}\cdot\text{dekada}^{-1}$, $\text{mm}\cdot\text{miesiąc}^{-1}$, $\text{mm}\cdot\text{rok}^{-1}$].

Wyróżniamy parowanie z wolnej powierzchni wody, gleby i transpirację roślin.

Parowanie z wolnej powierzchni wody - wielkość tego parowania zależy od czynników meteorologicznych oraz innych, np.:

- temperatury wody,
- czystości wody,
- wielkości powierzchni parującej.

Parowanie z powierzchni gleby – wielkość tego parowania zależy od czynników meteorologicznych oraz charakterystyk podłoża, np.:

- wilgotności gleby,
- struktury gleby,
- składu mechanicznego,
- stanu powierzchni,
- głębokości zalegania zwierciadła wody gruntowej,

- rzeźby terenu.

Transpiracja roślin jest to fizjologiczne wyparowanie wody przez rośliny, czyli para wodna odprowadzana jest do atmosfery przez aparaty szparkowe liści i łodyg. Składową transpiracji jest parowanie wody, która zgromadziła się na powierzchni roślin w wyniku intercepcji (czyli procesu zatrzymania wody opadowej przez szatę roślinną).

Rozpatrzmy dwa przypadki: parowanie z powierzchni gleby bez roślin i porośniętej roślinnością. Szybkość parowania do cienkiej przypowierzchniowej warstwy będzie większa w przypadku gdy gleba jest pozbawiona roślinności. Natomiast ilość wyparowanej wody będzie większa dla gleby porośniętej roślinnością, ze względu na dodatkowy czynnik jakim jest transpiracja roślin.

Sumaryczne parowanie z powierzchni wody, gleby i transpiracja roślin nazywane jest **ewapotranspiracją**. Można wyróżnić m.in. ewapotranspirację potencjalną i ewapotranspirację rzeczywistą.

Ewapotranspiracja potencjalna – parowanie z powierzchni standardowego trawnika (gęsta pokrywa roślinna o wysokości 7-15 cm), przy optymalnych warunkach wilgotnościowo - glebowych i aktualnych warunkach meteorologicznych.

Ewapotranspiracja rzeczywista (aktualna, efektywna) – parowanie z powierzchni gleby porośniętej roślinnością w aktualnej fazie ich rozwoju, danym (aktualnym) pokryciu gleby przez te rośliny, w aktualnych warunkach wilgotnościowo-glebowych i meteorologicznych.

Wielkość parowania można zmierzyć bezpośrednio lub wyznaczyć metodami pośrednimi; mogą one dotyczyć szacowania wielkości parowania w punkcie lub na danym obszarze. W przypadku obszarów, które uważa się za jednorodne, wielkość parowania można wyznaczyć na podstawie pomiaru punktowego (powierzchnia zbiorników wodnych, płaskie obszary o jednorodnej roślinności i mało zróżnicowanych warunkach glebowych).

5.2 Wybrane metody i przyrządy do pomiaru parowania

Ewaporometr Piche`a (Rys.5.1) jest to przyrząd do pomiaru parowania potencjalnego (zdolności ewaporacyjnej powietrza), stosowany w cieplej porze roku. Składa się ze szklanej rurki o długości 25 cm i średnicy 10-14 mm, otwartej z jednego końca. Rurka ma podziałkę w centymetrach sześciennych z dokładnością do 0,2 cm³. Na otwarty koniec rurki nakłada się bibułkę w kształcie krążka o średnicy 40 mm, dociskanej za pomocą sprężyny. Po napełnieniu rurki wodą destylowaną i zakryciu otworu krążkiem bibuły zawieszają ją w klatce meteorologicznej. Bibuła jest więc stale zwilżana wodą, a na skutek parowania wody ze zwilżonej powierzchni bibuły, poziom wody w rurce stopniowo obniża się. Pomiar parowania polega na odczytywaniu objętości wody w rurce, a różnica z dwu kolejnych odczytów to objętość wyparowanej wody. Wielkość parowania mierzonego tym ewaporometrem obliczamy ze wzoru:

$$E = \frac{q}{s} \quad [1]$$

gdzie:

E – parowanie potencjalne [mm],

q – objętość wody wyparowanej w okresie pomiaru [mm³],

s – wielkość powierzchni parującej krążka bibuły [mm²], obliczanej ze wzoru:

$$s = 2 \cdot \pi \cdot R^2 - \pi r^2 + 2 \cdot \pi \cdot R \cdot h \quad [2]$$

s – wielkość powierzchni parującej krążka bibuły [mm^2],

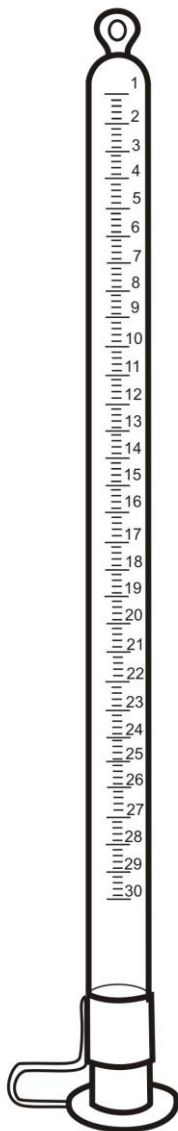
R – promień krążka bibuły [mm],

r – promień rurki ewaporometru [mm],

h - grubość krążka bibuły po zwilżeniu wodą [mm],

Ewaporometr Piche`a może być stosowany tylko w cieplej porze roku. Na wskazania przyrządu znaczny wpływ mają:

- zmiany w powierzchni parującej na skutek np. osiadania kurzu,
- fluktuacje przepływu powietrza w klatce,
- jakość bibuły,
- różne rozmiary bibuły (brak standaryzacji).



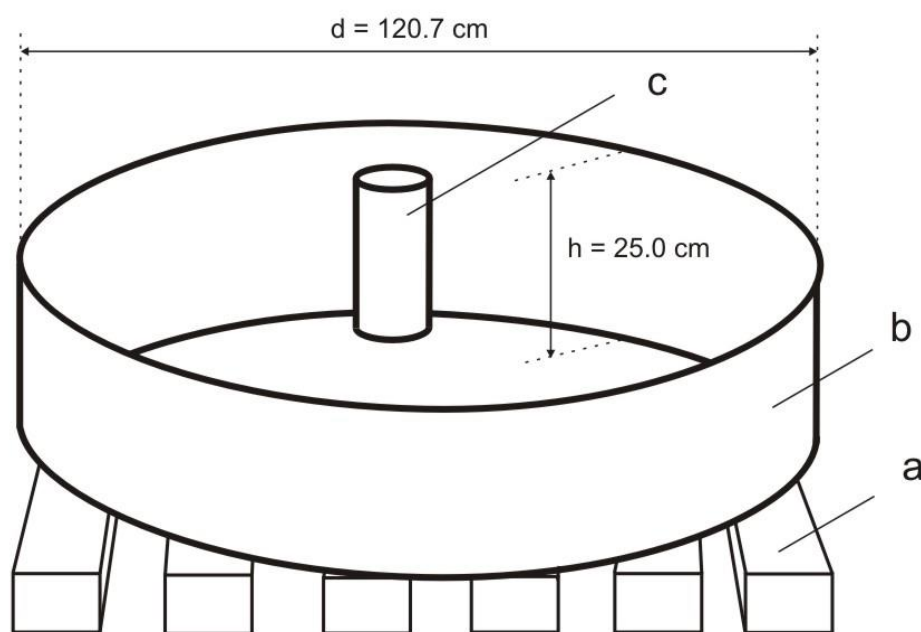
Rysunek 5.1 Ewaporometr Piche`a

Ewaporometr amerykański klasy A służy do pomiarów parowania z wolnej powierzchni wody. Jest to zbiornik o średnicy 120,7 cm i głębokości 25,0 cm wykonany z blachy stalowej, ocynkowanej lub mosiężnej, pomalowanej na białą, napełniony wodą do wysokości 5 cm poniżej krawędzi. Ewaporometr jest instalowany na drewnianej podstawie o wysokości 15 cm, co umożliwia swobodny przepływ powietrza pod zbiornikiem oraz wykrycie ewentualnych nieszczelności (rys.5.2).

Pomiar wielkości parowania polega na pomiarze różnicy poziomu zwierciadła wody w zbiorniku – wartość ta jest warstwą wody, jaka wyparowała między kolejnymi odczytami (z uwzględnieniem wysokości opadu, mierzonego umieszczonym obok deszczomierzem). Różnice poziomu zwierciadła wody w zbiorniku mierzone są różnymi metodami – manualnymi i automatycznymi.

Urządzenie do manualnego pomiaru poziomu zwierciadła wody w ewaporometrze składa się ze stabilizatora i miarki mikrometrycznej. Stabilizator ma kształt cylindra o wysokości 20,3 cm i średnicy 8,9 cm, wykonany jest z miedzi, mosiądzu lub brązu. Stanowi on podstawę miarki mikrometrycznej oraz zmniejsza w znacznym stopniu falowanie, co pozwala na dokładne odczytanie poziomu wody.

Miara mikrometryczna służy do pomiaru zmian poziomu wody w zbiorniku ewaporometrycznym. Składa się z bolca z wrytą podziałką centymetrową i milimetrową oraz poziomej tarczy z podziałką dziesiątych i setnych części milimetra. Poziom zwierciadła wody wskazuje wodowskaz igłowy.

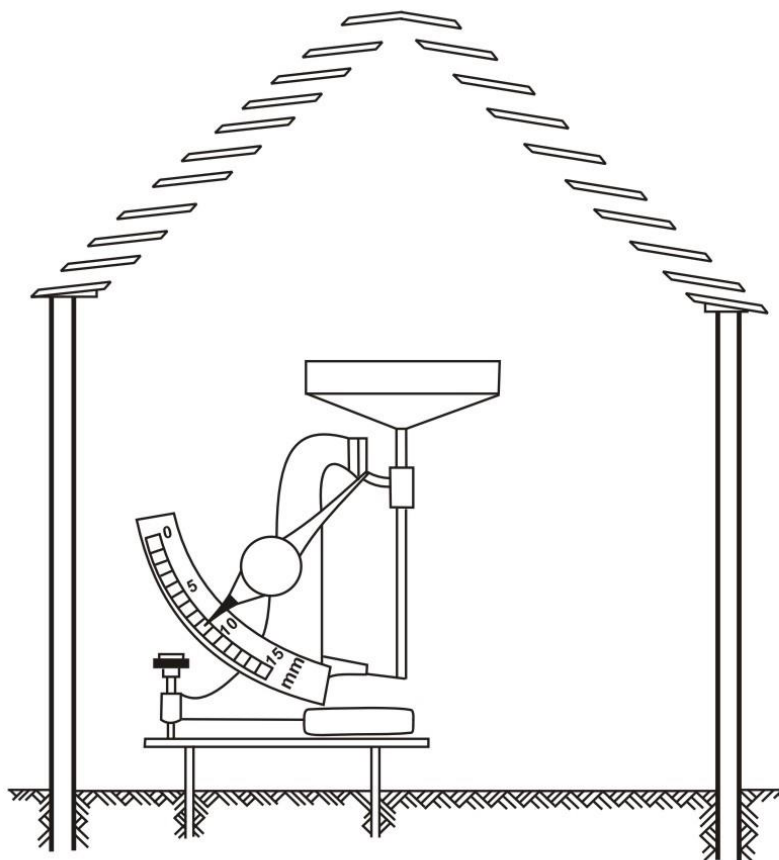


Rysunek 5.2 Ewaporometr amerykański klasy A: a – podstawa, b – zbiornik ewaporometru, c – stabilizator

Ewaporometr Wilda (Rys.5.3) służy do pomiarów parowania z wolnej powierzchni wody. Jest to waga uchylna, w której szalka zastąpiona została blaszanym naczyniem o powierzchni 250 cm² i głębokości 35 mm. Skala wagi wycechowana jest w milimetrach warstwy wody w naczyniu, z dokładnością do 0,2 mm (1mm wody odpowiada 25g). Skala jest odwrócona, tzn. przy naczyniu napełnionym wodą, wskazówka wagi wskazuje 0 na skali. Na skutek parowania, wody z naczynia ubywa, a wskazówka podaje wysokość warstwy wody wyparowanej w mm. Odczyt wykonuje się raz na dobę o godz. 06 UTC.

Ewaporometr Wilda ustawia się w ogródku meteorologicznym pod drewnianym daszkiem żaluzjowym, w ten sposób, że powierzchnia parująca znajduje się dokładnie poziomo, na wysokości 50 cm nad powierzchnią terenu. Daszek żaluzjowy chroni przyrząd przed promieniowaniem słonecznym, a tym samym nadmiernym nagrzewaniem się przyrządu

i zwiększonym parowaniem oraz opadem atmosferycznym - konieczność uwzględniania opadu mogłaby być przyczyną zwiększania błędów pomiaru.



Rysunek 5.3 Ewaporometr Wilda

Ewaporometr glebowy GGI-500 służy do pomiaru wielkości parowania z powierzchni gleby (także z powierzchni gleby porośniętej roślinnością). Składa się z:

- blaszanego, szczelnego zbiornika zewnętrznego na stałe umieszczonego w glebie; na jego dnie umieszcza się płaskie naczynie na wodę odciekającą grawitacyjnie,
- blaszanego cylindra wewnętrznego o powierzchni przekroju 500 cm² i wysokości 50 lub 100 cm wypełnionego monolitem glebowym, czyli glebą o nienaruszonej strukturze; dno zbiornika jest perforowane, co umożliwia grawitacyjny odpływ wody (Rys.5.4).

Pomiar polega na zbadaniu bilansu wodnego zbiornika:

$$P + R_p = E + H + R_k, \quad [3]$$

gdzie:

P – wysokość opadu atmosferycznego,

R_p – retencja początkowa czyli zapas wody w glebie na początku okresu bilansowania,

E – parowanie,

H – odpływ grawitacyjny,

R_k – retencja końcowa (zapas wody w glebie na końcu okresu bilansowania),

Ze wzoru 3:

$$E = P - H - \Delta R, \quad [4]$$

gdzie:

$$\Delta R = R_k - R_p \quad [5]$$

Wysokość opadu mierzona jest deszczomierzem, woda przesiąkająca grawitacyjnie gromadzi się w naczyniu ustawionym na dnie zbiornika zewnętrznego ewaporometru. Przyjmuje się że ΔR (zmiana retencji) w przybliżeniu równa się zmianie masy monolitu glebowego wypełniającego ewaporometr. Pomiar polega na ważeniu wewnętrznego zbiornika ewaporometru, zwykle w odstępach 5 lub 10 dniowych.

Praktyczny wzór na obliczenie wielkości parowania mierzonego ewaporometrem glebowym ma postać:

$$E = 0,02 (O_1 - O_2) + P - H, \quad [6]$$

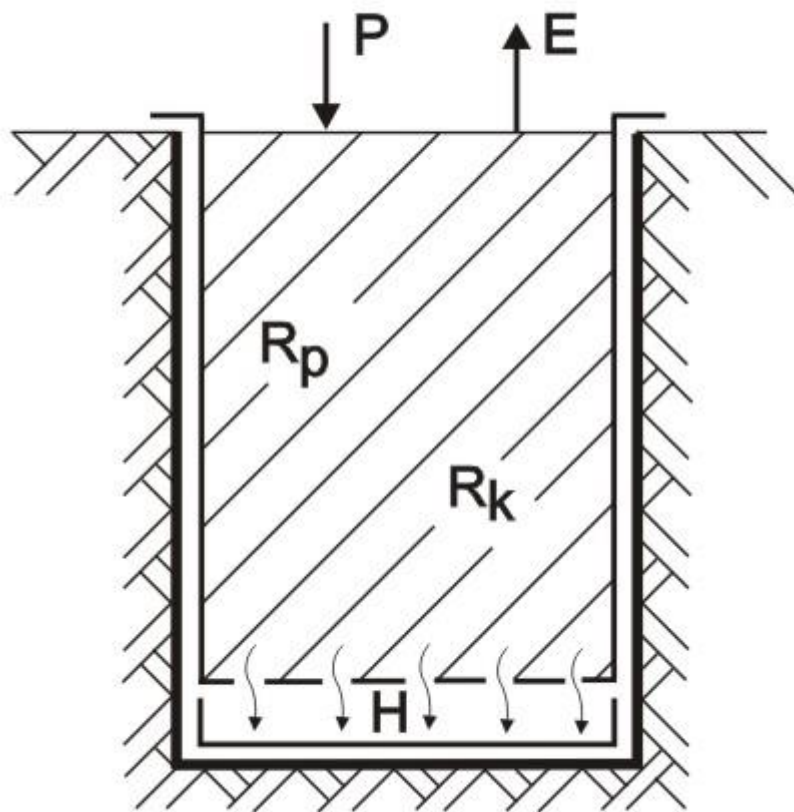
Gdzie:

O_1, O_2 – masy monolitu w dwu kolejnych terminach pomiarowych [g],

0,02 – przeliczenie 1g wody na warstwę wody wyrażoną w milimetrach w ewaporometrze o polu powierzchni 500 cm,²

P – wysokość opadu atmosferycznego[mm],

H – wysokość odpływu grawitacyjnego[mm].



Rysunek 5.4 Schemat ewaporometru glebowego GGI-500 (objaśnienia w tekście)

Lizymetr jest to zagłębiony w glebie szczelny pojemnik wypełniony monolitem glebowym z urządzeniem umożliwiającym regulowanie poziomu wody gruntowej (Rys. 5.5). Podstawowym założeniem pomiaru jest stały poziom zwierciadła wody gruntowej w badanym profilu glebowym uzyskiwany przez dostarczanie (P_0) lub odprowadzanie wody (H). Pomiar wielkości parowania, podobnie jak w ewaporometrze glebowym, polega na badaniu bilansu wodnego lizymetru. Równanie to przyjmuje postać:

$$P + R_p + P_0 = E + H + R_k \quad [7]$$

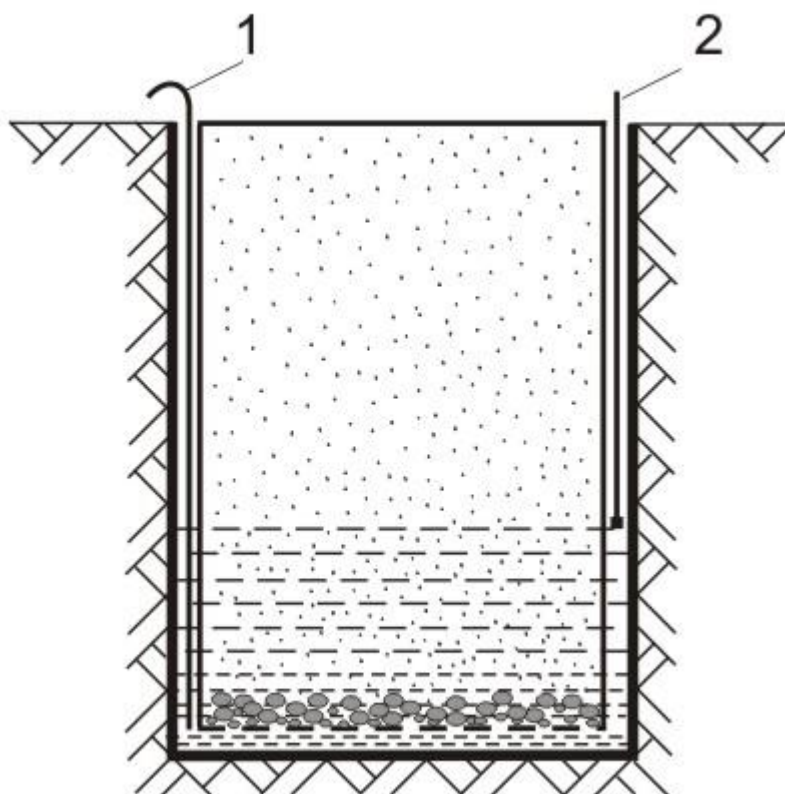
gdzie:

P_0 – objętość wody dostarczonej do lizymetru,
 H – objętość wody odprowadzonej z lizymetru
Pozostałe oznaczenia jak we wzorze [3].

Uwzględniając równanie [5] otrzymujemy wzór na obliczenie wielkości parowania zmierzonego lizymetrem:

$$E = P - H + P_0 - \Delta R \quad [8]$$

Wysokość opadu atmosferycznego mierzy się ustawionym obok lizymetru deszczomierzem, ilość wody odprowadzanej z lizymetru i dolewanej do lizymetru również jest mierzona, natomiast $\Delta R=0$ (ze względu na stałe położenie zwierciadła wody gruntowej).



Rysunek 5.5 Schemat lizymetru (na podstawie: Rojek, Żyromski 2004): 1- rurka do regulacji poziomu zwierciadła wody, 2- wskaźnik poziomu zwierciadła wody w studziencie kontrolnej

Metoda kowariancji wirów. Substancje i ciepło w powietrzu transportowane są w kierunku pionowym za pomocą pionowych podmuchów zarówno w górę, jak i w dół. Metoda kowariancji wirów polega na bezpośredniej obserwacji pojedynczych ruchów pionowych powietrza oraz substancji lub ciepła przez nie przenoszonych. W metodzie tej równocześnie mierzone są fluktuacje pionowej składowej prędkości wiatru oraz fluktuacje wielkości badanego skalaru (np. stężenie, temperatura). Pionowy strumień pary wodnej można obliczyć ze wzoru:

$$E = \overline{w'e'} \quad [9]$$

gdzie:

E – pionowy strumień pary wodnej [$\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$],

w' - fluktuacje pionowej składowej prędkości wiatru [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$],

e' - fluktuacje gęstości pary wodnej [$\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$].

Metoda wymaga pomiarów prowadzonych z dużą częstotliwością, min. 10 Hz. Fluktuacje składowej pionowej prędkości wiatru można zmierzyć anemometrem ultradźwiękowym, natomiast fluktuacje gęstości pary wodnej analizatorem gazowym.

5.3 Metody obliczeniowe

Przy braku danych dotyczących wielkości parowania z pomiarów bezpośrednich można zastosować wzory empiryczne, wykorzystujące elementy meteorologiczne.

Intensywność parowania określa **wzór Daltona**:

$$V = k \frac{E' - e}{p} \cdot f(u) \quad [10]$$

gdzie:

V – wielkość parowania,

k – współczynnik proporcjonalności (wyznaczany empirycznie),

E' - ciśnienie pary wodnej nasyconej w temperaturze powierzchni parującej,

e – ciśnienie aktualne pary wodnej

u – prędkość wiatru,

p – ciśnienie powietrza,

Zgodnie z prawem Daltona związek między parowaniem z wolnej powierzchni wody a warunkami meteorologicznymi bez uwzględnienia wiatru można wyrazić wzorem:

$$E = b (E_{mc} - e_{mc})$$

gdzie:

b – współczynnik proporcjonalności,

E_{mc} – średnie miesięczne ciśnienie maksymalne pary wodnej,

e_{mc} – średnie miesięczne ciśnienie aktualne pary wodnej na wys. 2m.

Na podstawie wzoru Daltona sformułowano wiele wzorów do obliczenia parowania potencjalnego, równoznacznego z parowaniem z wolnej powierzchni wody.

Wzór Schmucka – pozwala na obliczenie miesięcznej sumy parowania potencjalnego, równoznacznego z parowaniem z wolnej powierzchni wody

$$E_0 = k \cdot \bar{d} \cdot \sqrt{\bar{v}} \quad [11]$$

gdzie:

E_0 – parowanie z wolnej powierzchni wody ($\text{mm} \cdot \text{mc}^{-1}$),

\bar{d} - średni miesięczny niedosyt wilgotności powietrza (mmHg),

\bar{v} - średnia miesięczna prędkość wiatru ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),

k - współczynnik redukcyjny ustalony dla każdego miesiąca na podstawie wyników porównawczych wykonanych ewaporometrem Wilda (Tab. 5.1.).

Tabela 5.1 . Wartości współczynnika redukcyjnego k

M-c	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
K	12,7	13,0	14,8	13,3	13,7	11,2	11,5	12,3	12,4	15,5	13,1	13,3

Wzór Baca

$$E_0 = 3 \bar{d}_{d\epsilon k} \cdot \sqrt{v_1} + 0.344 \cdot T$$

[12]

gdzie:

 E_0 – parowanie z wolnej powierzchni wody ($\text{mm} \cdot \text{mc}^{-1}$), \bar{d}_{dek} – średni miesięczny niedosyt wilgotności powietrza (hPa), \bar{v}_1 – średnia miesięczna prędkość wiatru na wysokości 1m ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),T – suma miesięczna promieniowania słonecznego całkowitego ($\text{kWh} \cdot \text{m}^{-2}$).**Wzór Iwanowa**

$$E = 0,0018 \cdot (25+t)^2 \cdot (100-f) \quad [13]$$

gdzie:

E – miesięczna suma parowania potencjalnego ($\text{mm} \cdot \text{m} \cdot \text{c}^{-1}$),t – średnia miesięczna temperatura powietrza ($^{\circ}\text{C}$),

f – średnia miesięczna wilgotność względna (%).

Wzór Turca

$$ET_p = 0,013 \frac{t_{dob}}{t_{dob} + 15} \cdot \left(\sum T_{dob} + 50 \right) \quad [14]$$

gdzie:

ET_p – ewapotranspiracja potencjalna ($\text{mm} \cdot \text{doba}^{-1}$),t_{dob} – średnia dobowa temperatura powietrza,T_{dob} – suma dobowa promieniowania słonecznego całkowitego ($\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2}$).**Wzór Ostromęckiego**

$$ET_p = K_0 \cdot \beta \cdot d_{dob} \quad [15]$$

gdzie:

ET_p – ewapotranspiracja potencjalna ($\text{mm} \cdot \text{doba}^{-1}$),K₀ – biologiczny wskaźnik parowania,

β – higrometryczny współczynnik parowania,

d_{dob} – średni dobowy niedosyt wilgotności powietrza (hPa).**Wzór Penmana w modyfikacji francuskiej** [16]

$$ET_p = n \cdot \left\{ \left[G_0 \cdot (1 - a) \cdot \left(0,209 + 0,565 \cdot \frac{S_{dek}}{S_0} \right) - B \cdot t_{dek}^4 \cdot (0,56 - 0,08 \cdot \sqrt{e_{dek}}) \right] \cdot \left(0,1 + 0,9 \cdot \frac{S_{dek}}{S_0} \right) \right\} \cdot \frac{1}{59} \cdot \frac{F_t}{F_t + 0,65} + 0,26 \cdot d_{dek} \cdot (1 + 0,4 \cdot v_{10}) \cdot \frac{0,65}{F_t + 0,65}$$

gdzie:

ET_p – ewapotranspiracja potencjalna (mm),

n – liczba dni w okresie dla którego obliczono parowanie

G₀ – średnia w dekadzie suma dzienna natężenia promieniowania słonecznego na górnej granicy atmosfery,

a – albedo, średnia wartość w okresie wegetacyjnym a = 20%,

S_{dek} – suma dekadowa usłonecznienia (h),S₀ – suma dekadowa usłonecznienia możliwego (h),B – stała Stefana-Boltzmana, $B = 1,18 \cdot 10^{-7}$ ($\text{cal} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{doba}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$),t_{dek} – średnia dekadowa temperatura powietrza (K),e_{dek} – średnia dekadowa wartość ciśnienia aktualnego pary wodnej (hPa),v₁₀ – średnia dekadowa wartość prędkości wiatru na wysokości 10m ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),

F_t – współczynnik równy średniemu nachyleniu krzywej związku $E=f(t)$.

Wzór Penmanna w modyfikacji Brocheta - Gerbiera

$$ETp = m_0 \sum T_{dek} + n_0 \cdot E_0 \quad [17]$$

gdzie:

ETp – ewapotranspiracja potencjalna ($\text{mm} \cdot \text{dekada}^{-1}$),

$\sum T_{dek}$ – suma dekadowa promieniowania słonecznego całkowitego ($\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2}$),

m_0, n_0 – współczynniki charakteryzujące porę roku i szerokość geograficzną,

E_0 – parowanie z wolnej powierzchni wody wyznaczone np. wzorem Schmucka dla dekady (mm).

5.4 Opracowanie wyników pomiarów

W pomiarach parowania odczyty z przyrządów wykonuje się o godz. 06 UTC ze względu na tzw. dobę parowania, ustaloną jako okres od obserwacji od godz. 6 do godz. 6 dnia następnego wg czasu uniwersalnego (podobnie jak doba opadowa). Pomiary parowania w sieci meteorologicznej są prowadzone na stacjach wykonujących rozszerzony program pomiarowy; stosowane są wówczas zbiorniki ewaporometryczne (baseny) o powierzchni 20m^2 i 9m^2 .

Najważniejsze charakterystyki klimatologiczne parowania to:

- sumy dobowe,
- sumy miesięczne,
- sumy sezonowe (półrocza),
- sumy roczne następujących wielkości:
 - parowania potencjalnego,
 - parowania z wolnej powierzchni wody,
 - ewapotranspiracji.

6. KONDENSACJA PARY WODNEJ

Kondensacja pary wodnej – jest to przemiana fazowa, w wyniku której para wodna ze stanu gazowego przechodzi w stan ciekły, ewentualnie stały - co nazywamy resublimacją. Procesowi kondensacji towarzyszy wydzielanie ciepła, które zwiększa dynamikę atmosfery.

Zasadniczymi warunkami niezbędnymi do zapoczątkowania procesu kondensacji pary wodnej są nasycenie powietrza parą wodną i obecność w atmosferze jąder kondensacji (cząstek higroskopijnych pochodzenia naturalnego lub antropogenicznego).

Osiągnięcie stanu nasycenia jest możliwe w wyniku wzrostu ciśnienia pary wodnej, aż do granic nasycenia podczas zwiększonego parowania z podłoża (wzrost ciśnienia aktualnego pary wodnej do wartości ciśnienia maksymalnego w danej temperaturze powietrza) lub obniżenia się temperatury do temperatury punktu rosy (zmniejszenie maksymalnego ciśnienia pary wodnej do aktualnego); oba te procesy mogą też występować jednocześnie.

Spadek temperatury powietrza do temperatury punktu rosy, a więc do temperatury, przy której następuje całkowite nasycenie powietrza parą wodną aktualnie znajdującą się w powietrzu, jest najczęstszą i najważniejszą przyczyną kondensacji pary wodnej.

Powietrze ochładza się w wyniku różnych procesów:

- adiabatycznego rozprężania (tzn. bez wymiany ciepła z otoczeniem) wznoszącego się powietrza,
- stykania się powietrza z powierzchnią Ziemi wyziębioną w wyniku wypromieniowania ciepła,
- napływu cieplejszego powietrza nad chłodne podłoże,
- mieszania się dwóch mas powietrza o odpowiednio różnych temperaturach i wilgotnościach.

Ochładzanie adiabatyczne powietrza wilgotnego, nasyconego parą wodną zachodzi podczas jego wznoszenia się za pośrednictwem ruchów turbulencyjnych i konwekcyjnych, podczas wślizgiwania się powietrza wzdłuż nachylonych powierzchni frontalnych, a także przy wznoszeniu się powietrza po zboczach gór i wzniesień.

Z chwilą osiągnięcia temperatury punktu rosy w powietrzu pojawiają się produkty kondensacji: bardzo drobne kropelki wody albo kryształki lodu. Kryształki lodu tworzą się w swobodnej atmosferze w temperaturze znacznie niższej od 0°C; woda o temperaturze ujemnej nosi nazwę wody przechłodzonej.

Kondensacja pary wodnej może zachodzić:

- na powierzchni Ziemi i na przedmiotach znajdujących się na niej (powstają wówczas osady atmosferyczne),
- w przygruntowej warstwie powietrza (powstają mgły),
- w swobodnej atmosferze (powstają chmury i opady atmosferyczne).

6.1 Osady atmosferyczne

Osady atmosferyczne – są produktami kondensacji pary wodnej zawartej w powietrzu bezpośrednio na powierzchni Ziemi i na przedmiotach znajdujących się na niej. Do osadów zalicza się rosę, szron, szadź i gołoledź.

Rosa – zbiór kropelek wody tworzących się bezpośrednio na wychłodzonej powierzchni gruntu, roślinności oraz na przedmiotach, które się na niej znajdują - wskutek nocnego wypromieniowania. Powstaje przy pogodzie bezchmurnej i bezwietrznej.

Krople rosy zamrożone wskutek spadku temperatury powietrza poniżej 0°C tworzą osad, nazywany **rosą białą**.

Szron – są to drobne kryształki lodu, przybierające najczęściej kształt łusek, igieł, piór lub wachlarzy. Powstaje w takich samych warunkach jak rosa, ale przy ujemnej temperaturze powietrza.

Sadź (Szadź) – uwarstwiony osad w postaci ziarenek lodu, o barwie białej lub jasnoperłowej. Powstaje na skutek zamrażania przechłodzonych kropelek mgły lub chmury na przedmiotach o temperaturze poniżej 0°C. Wyróżnia się sadź: miękką (stanowi ją kruchy osad igiełek na gałązkach, siatkach i ostrych krawędziach, tworzący się podczas ciszy lub słabych wiatrów) i twardą (stanowi ją osad ziarnistego lodu z pęcherzykami powietrza, gromadzący się po dowietrznej stronie przedmiotów, mogących tworzyć grubą warstwę).

Gołoledź – gładki szklisty osad lodu, który powstaje w wyniku zamrażania przechłodzonych kropelek deszczu lub mżawki na powierzchni o temperaturze około 0°C. Osad ten może też być wynikiem opadu o temperaturze nieco powyżej 0°C, spadającego na podłoże o temperaturze ujemnej.

6.2 Mgły

Mgła powstaje wówczas, gdy proces kondensacji pary wodnej zachodzi tuż przy powierzchni Ziemi lub na niewielkich nad nią wysokościach. Stanowi zawiesinę bardzo małych mikroskopijnych kropelek wody (przy bardzo niskich temperaturach powietrza - kryształków lodu) w powietrzu, ograniczającą widzialność poziomą poniżej 1 kilometra. W przypadku, gdy przedmioty oddalone o 1 km są jeszcze widoczne, wówczas zjawisko to nazywamy **zamgleniem**.

Ze względu na sposób powstawania można wyróżnić następujące rodzaje mgły:

- mgły **radiacyjne** (z wypromieniowania) – powstające w wyniku ochłodzenia się powietrza od wyziębionego podłoża, które jest spowodowane wypromieniowaniem ciepła z powierzchni Ziemi w ciągu nocy. Mgły tego rodzaju mają bardzo często zasięg lokalny. Ich grubość waha się od kilkudziesięciu centymetrów do kilkudziesięciu metrów;
- mgły **adwekcyjne** – powstają podczas napływu względnie ciepłego, wilgotnego powietrza nad znacznie chłodniejsze podłoże, (np. nad morza na ląd), od którego powietrze to ochładza się do temperatury punktu rosy. Mgły tego rodzaju charakteryzuje znaczny zasięg w kierunku poziomym, często przekraczającym dziesiątki, a niekiedy setki kilometrów oraz znaczna grubość;
- mgły **parowania** (z wyparowania) – wywołane są parowaniem cieplejszej powierzchni wodnej i unoszeniem się pary wodnej oraz jej kondensacją w chłodnym powietrzu. Tego typu mgły często obserwuje się jesienią i zimą nad otwartymi wodami (jeziorami, rzekami, kanałami), a także w czasie lub po deszczu;
- mgły **frontowe** – powstają w strefie granicznej dwóch mas powietrza o różnych cechach termicznych. Najczęściej obserwowane są podczas napływu powietrza ciepłego na zalegające nad daną powierzchnią powietrze chłodne. W czasie ich formowania oddziałują różne czynniki, głównie parowanie opadów, a także ochładzanie masy ciepłego powietrza oraz proces mieszania się dwóch różnych mas powietrza;
- mgły **orograficzne** – powstają na skutek adiabaticznego ochłodzenia wznoszącego się powietrza, w wyniku jego unoszenia się do góry po zboczach wzniesień terenowych. Najczęściej z tego rodzaju mgłami można się spotkać w górach, gdzie zazwyczaj, w wyniku znajdowania się na dnie doliny, widoczne na zboczach gór płaty mgły są uznawane za chmury.

Do specyficznego rodzaju mgły, który coraz częściej pojawia się nad dużymi aglomeracjami miejskimi i przemysłowymi zalicza się **smog** (ang. *smoke* – dym, *fog* – mgła). Ten rodzaj mgły powstaje ze zmieszania zwykłej mgły z produktami spalania surowców energetycznych (np. węgla). Mgła ta tworzy się w wyniku wychłodzenia radiacyjnego, a więc z punktu widzenia meteorologicznego należy do grupy mgieł radiacyjnych tzw. wysokich.

6.3 Chmury

Chmura – jest produktem kondensacji pary wodnej występującym w powietrzu w postaci bardzo małych kropelek wody lub kryształków lodu albo jako ich mieszanina, utrzymująca się w powietrzu dzięki sile tarcia i ruchom turbulencyjnym. W poszczególnych chmurach mogą występować krople deszczu, śnieg i grad. Zawartość wody w chmurze nosi nazwę wodności chmury i waha się od ułamka grama do kilku gramów wody w 1 m³ powietrza. Chmury powstają najczęściej w wyniku adiabatyicznego ochładzania unoszącego się powietrza.

Ze względu na warunki powstawania, chmury dzielimy na:

- konwekcyjne - powstające w warunkach równowagi chwiejnej,
- falowe - tworzące się przy równowadze stałej,
- warstwowe (frontalne) - rozwijające się na powierzchniach frontów atmosferycznych.

Wyróżnia się trzy podstawowe kształty chmur:

- pierzaste - cirrus
- warstwowe - stratus
- kłębiaste - cumulus

Chmury powstają na różnej wysokości i przyjmują różne kształty, dlatego wszystkie chmury podzielono na piętra i rodzaje. Zgodnie z **międzynarodową klasyfikacją**, chmury dzieli się na 10 podstawowych rodzajów zgrupowanych w 3 piętra; piętra te obejmują troposferę tj. tę część atmosfery, w której występują wszystkie chmury z wyjątkiem obłoków iryzujących i nocnych obłoków świecących (Tab.6.1)

Tabela 6.1 Wysokość występowania chmur według pięter (km)

Piętro	Rodzaje chmur/Nazwa łacińska	Nazwa polska	Symbol chmury	Wysokość w km		
				Obszary polarne	Obszary strefy umiarkowanej	Obszary zwrotnikowe
Wysokie	<i>Cirrus</i> <i>Cirrocumulus</i> <i>Cirrostratus</i>	Pierzaste Pierzasto-kłębiaste Pierzasto-warstwowe	Ci Cc Cs	3-8 km	5-13 km	6-18 km
Średnie	<i>Alto cumulus</i> <i>Altostratus</i> * <i>Nimbostratus</i> **	Srednie-kłębiaste Średnie-warstwowe Warstwowo-deszczowe	Ac As Ns	2-4 km	2-7 km	2-8 km
Niskie	<i>Status</i> <i>Stratocumulus</i>	Warstwowe Kłębiasto-warstwowe	St Sc	≤2 km	≤2 km	≤2 km
(o budowie pionowej)	<i>Cumulus</i> <i>Cumulonimbus</i>	Kłębiaste Kłębiasto-deszczowe	Cu Cb	rozwijają się od wysokości ok. 0,5 km do piętra wysokiego		

* - rodzaj ten występuje zwykle w piętrze średnim, może jednak wchodzić do piętra wysokiego.

** - rodzaj ten występuje zwykle w piętrze średnim, może jednak wchodzić w piętro niskie i wysokie.

6.3.1 Rodzaje chmur

Cirrus /Ci/ - chmury zbudowane z kryształków lodu. Chmury w kształcie oddzielnych, białych delikatnych włókien lub wąskich pasm, czy też niewielkich ławic, kształtem przypominające haczyki, kreski.

Charakterystyczne cechy wyglądu: intensywna białość, włóknistość, bezcieniowość. Chmury *Ci* nie dają opadów.

Cirrocumulus /Cc/ - chmury zbudowane są prawie wyłącznie z kryształków lodu; mogą w nich występować również kropelki silnie przeschłodzonej wody, które na ogół szybko przekształcają się w kryształki lodu. Chmury w kształcie cienkich białych ławic lub warstw, albo też pojedynczych płatów. Złożone z bardzo małych członów w kształcie ziaren, zmarszczek itp., połączonych ze sobą lub oddzielonych i ułożonych raczej regularnie; większość członów ma pozorną szerokość mniejszą od 1° (pozorna szerokość małego palca obserwowanego z odległości wyciągniętej ręki wynosi ok. 1°).

Charakterystyczne cechy wyglądu: bezcieniowość i przejrzystość pozwalająca określić położenie Słońca i Księżyca. Na chmurach tego rodzaju występuje niekiedy zjawisko wieńców¹ lub iryzacji². Chmury *Cc* nie dają opadów.

Cirrostratus /Cs/ - chmury zbudowane głównie z kryształków lodu. Chmury w kształcie białej, przezroczystej zasłony o wyglądzie włóknistym lub mglistym, mlecznym – „wybielającym” błękit nieba. Niekiedy *Cirrostratus* może być tak przejrzysty, że staje się niewidoczny i jedynie można go określić po występowaniu zjawiska halo³.

Charakterystyczne cechy wyglądu: duża rozciągłość pozioma, całość rozmyta, duża przejrzystość, przez chmury są widoczne zarysy Słońca lub Księżyca. W ciągu dnia chmura *Cs* nigdy nie jest tak gruba by spowodować zanikanie cieni przedmiotów na ziemi. Chmury *Cs* nie dają opadów.

Altostratus /As/ - chmury zbudowane z kropelek wody i kryształków lodu, zawierają również krople deszczu i płatki śniegu. Chmury te przyjmują postać szarej lub stalowoszarej warstwy w formie zasłony lub płata, o wyglądzie włóknistym lub mglistym. Często obserwuje się kilka warstw *As* występujących jedna nad drugą.

Charakterystyczne cechy wyglądu: prążkowatość, cieniowatość, duża gęstość (w najcieńszych miejscach Słońce prześwieca przez *As* jak przez matową szybę), brak zjawiska halo. Chmura *As* daje opady, które można obserwować w postaci smug poniżej jego podstawy. Słabe opady sięgające ziemi mają zwykle charakter ciągły i występują w postaci deszczu, śniegu lub ziaren lodowych.

Alto cumulus /Ac/ - chmury zbudowane prawie wyłącznie z kropelek wody. Przy bardzo niskich temperaturach mogą tworzyć się w nich kryształki lodu. *Alto cumulus* obserwujemy w postaci rozległych płatów, składających się z połączonych lub oddzielonych od siebie dość regularnie uporządkowanych członów. Niekiedy człony te przyjmują kształty wydłużonych równoległych walców, które mogą być rozdzielone wyraźnie zaznaczonymi pasmami czystego nieba. Chmury te mogą również występować w postaci ławic mających kształt soczewek lub migdałów, często bardzo wydłużonych, o wyraźnych zarysach. Pozorna szerokość większości regularnie ułożonych małych członów chmury zawiera się zwykle w granicach $1-3^\circ$ (co odpowiada pozornej szerokości trzech palców obserwowanych z odległości wyciągniętej ręki).

¹ Wieniec – zjawisko optyczne w atmosferze w postaci serii barwnych pierścieni o stosunkowo małym promieniu, otaczających Słońce lub Księżyc. Powstaje w wyniku uginania światła na kropelkach wody w chmurze (chmury warstwowe).

² Iryzacja – (tęczowa gra barw) - zjawisko optyczne w atmosferze, układy barw przeważnie zielonych i różowych, często o odcieniach pastelowych, obserwowane na chmurach, niekiedy pomieszane, niekiedy zaś w postaci smug prawie równoległych do brzegów chmur. Barwy iryzacji są często błyszczące i przypominają kolorystykę masy perłowej.

³ Halo – zjawisko optyczne w atmosferze w postaci pierścieni (kręgów o promieniu 22° lub 46° wokół tarczy Słońca lub Księżyca, czerwonych od wewnątrz), łuków, słupów lub plam świetlnych, powstających wskutek załamania, odbicia lub ugięcia światła w kropelkach wody, głównie w kryształkach lodu chmur wysokich.

Charakterystyczne cechy wyglądu: wyraźne cienie, wyraźny zarys brzegowy płatów, na cienkich częściach *Ac* często można zaobserwować wieńce i zjawiska iryzacji. Chmurom tym towarzyszy zjawisko halo, nie dają opadów atmosferycznych.

Nimbostratus /Ns/ - chmury zbudowane z kropelek wody, z kryształków lodu i płatów śniegu lub mieszaniny ciekłych i stałych cząstek. Obserwujemy je jako szarą (o różnych odcieniach szarości) warstwę chmur o wyglądzie rozmytym wskutek ciągłego opadu deszczu lub śniegu. Są to chmury gęste, całkowicie przesłaniające Słońce i Księżyc. Poniżej *Ns* występują czasami niewielkie, postrzępione, ciemne chmury towarzyszące.

Charakterystyczne cechy wyglądu: cieniowatość, podstawa chmury i pojedyncze człony silnie rozmyte (brak wyraźnego zarysu), duża gęstość (brak widocznego zarysu Słońca lub Księżyca), ciemna barwa. Chmury *Ns* dają opady ciągłe w postaci deszczu, śniegu lub ziaren lodowych, nie zawsze dochodzących do ziemi.

Stratocumulus - /Sc/ - chmury zbudowane z kropelek wody, czasami łącznie z kroplami deszczu lub krupami śnieżnymi, rzadziej z kryształkami lodu i płatkami śniegu. Obserwujemy je jako szare lub białe, bądź częściowo szare, częściowo białe ławice, stanowiące płaty lub jednolitą warstwę chmur, posiadającą prawie zawsze ciemne części, złożone z zaokrąglonych brył, walców itp, połączonych ze sobą lub oddzielonych od siebie i nie posiadających wyglądu włóknistego.

Charakterystyczne cechy wyglądu: wyraźne zacienienie, brak wyglądu włóknistego, wyraźny podział na bryły luźno rozłożone na niebie lub silnie dociśnięte tworzące warstwę. Natężenie opadu (deszczu, krup śnieżnych lub śniegu) z tych chmur jest zawsze małe.

Stratus /St/ - chmury zbudowane z małych kropelek wody, a przy niskich temperaturach mogą się składać z drobnych kryształków lodu. Gdy są gęste lub grube, zawierają często kropelki mżawki i niekiedy słupki lodowe lub śnieg ziarnisty. Obserwujemy je jako mglistą, szarą prawie jednolitą warstwę, posiadającą zwykle tak niską podstawę, że zasłania wierzchołki wzgórz lub wysokich budowli, niedosięgającej jednak powierzchni ziemi. Zwykle są dość gęste i wówczas całkowicie przesłaniają Księżyc i Słońce, zdarza się jednak, że widać przez nie ich zarysy.

Charakterystyczne cechy wyglądu: mglistość, cieniowość, jednolita i wyraźnie zarysowana podstawa chmury. Chmury *St* mogą dawać opad w postaci mżawki, słupków lodowych i śniegu, ziarnistego i drobnego śniegu, o niewielkim natężeniu.

Cumulus /Cu/ - chmury zbudowane głównie z kropelek wody; kryształki lodu mogą tworzyć się w tych częściach chmur, w których panuje temperatura znacznie niższa od 0°C. Wygląd *Cu* zależy od stadium ich rozwoju pionowego:

przy niewielkiej rozbudowie obserwujemy oddzielne, płaskie i gęste, szybko zmieniające swe kształty chmury, o wyraźnie zarysowanych, zwykle postrzępionych brzegach i wyraźnie zacienionym środku podstawy;

przy umiarkowanej rozbudowie przybierają obłe kształty pagórka z górną powierzchnią szybko pęczkującą, górne części chmur oświetlone promieniami Słońca są lśniące i intensywnie białe;

przy silnej rozbudowie przybierają kształty kopuł i wież o silnie skłębionej części górnej, intensywnie pęczkującej.

Charakterystyczne cechy wyglądu: płaska, zacieniona podstawa, duża gęstość, ostre zarysy, tendencja rozwoju pionowego, szybka zmiana kształtu, lśniące białe części oświetlone promieniami Słońca, skłębione części górne. Chmura *Cu* o dużej pionowej rozciągłości może dać opad. W strefie międzyzwrotnikowej z tych chmur pada często obfity deszcz w postaci ulew (deszcz przelotny o dużym natężeniu).

Cumulonimbus /Cb/ - chmury zbudowane z kropelek wody, a w górnej części z kryształków lodu. Zawierają również duże krople deszczu oraz często: płatki śniegu, krupy śnieżne, ziarna lodowe lub grad. Kropelki wody występujące w chmurze mogą być silnie przechłodzone. *Cb* obserwujemy jako potężne masy, gęstych chmur o dużej pionowej rozciągłości, w kształcie gór lub wielkich wież. Wierzchołek *Cb* wykazuje budowę włóknistą

lub prążkowaną i prawie zawsze spłaszczoną. Część ta rozpościera się często w kształcie kowadła lub rozległego pióropusza. Poniżej podstawy tej chmury, często bardzo ciemnej i płaskiej, niejednokrotnie występują niskie postrzępione chmury połączone lub oddzielone od jej podstawy. Rozciągłość pozioma i pionowa *Cb* jest tak znaczna, że kształt chmury można obserwować tylko ze znacznej odległości. Od chmur *Cu* wyróżnia go znacznie silniejsza rozbudowa pionowa i gęsty zwarty kształt bryły, która może być rozmyta, posiadać strukturę włóknistą jedynie w górnej części chmury. Groza zbliżających się ciemnych, ponurych chmur *Cb* jest zazwyczaj potęgowana przez grzmoty i błyskawice, może być ponadto podkreślana przez silne, przelotne opady deszczu, którym przy sprzyjających warunkach towarzyszy tęcza. *Cb* niesie ze sobą intensywne opady deszczu, śniegu, krup śnieżnych lub gradu, którym często towarzyszą burze oraz zjawiska szczególne, takie jak *mamma*⁴ i rzadziej *tuba*⁵.

6.3.2 Określenie zachmurzenia

Zachmurzeniem (ogólnym) nazywamy stopień pokrycia nieba przez wszystkie obserwowane chmury. Wielkość zachmurzenia jest określana w ósmych częściach sklepienia niebieskiego, czyli oktantach, gdzie 0 oznacza niebo całkowicie bezchmurne, 4 – zachmurzenie w połowie, a 8 – zachmurzenie całkowite. Określenie wielkości zachmurzenia w oktantach w stacjach meteorologicznych obowiązuje od 1 stycznia 1989 r.; wcześniej było ono określane w częściach dziesiątych, tj. w skali 0-10. Związek wielkości zachmurzenia ocenianej według skali 0-8 i 0-10 podano w tabeli 6.2.

Zachmurzenie składowe - wielkość zachmurzenia na różnych wysokościach (w wyróżnionych piętrach).

Obserwacje zachmurzenia należy rozpoczynać od rozpoznania wszystkich występujących na niebie rodzajów chmur, korzystając ze znajomości wyglądu poszczególnych ich rodzajów. Następnie szacuje się zachmurzenie ogólne i składowe, które jest oceniane w stacjach synoptycznych, natomiast w stacjach klimatologicznych tylko to pierwsze.

Zachmurzenie ogólne należy szacować najpierw dla jednej, a następnie dla drugiej połowy widnokregu, z miejsca otwartego, z którego jest widoczne, w miarę możliwości, całe niebo. Nocą niebo należy obserwować z możliwie najciemniejszego miejsca, po przyzwyczajeniu oczu do ciemności. Za zachmurzoną przyjmuje się tę część nieba, na której nie widać gwiazd, aczkolwiek, gdy w nocy świeci Księżyc, możliwe jest również rozpoznanie rodzajów chmur. W przypadku wystąpienia mgły lub zamglenia i niemożliwości obserwacji i rozpoznania chmur należy postawić znak X.

Tabela 6.2 Wielkość zachmurzenia w oktantach (0-8) i w skali jedenastopniowej (0-10)

0-8	0-10
0 – niebo całkowicie bezchmurne	0 – niebo całkowicie bezchmurne
1 – 1/8 lub mniej, ale nie 0/8	1 – 1/10 lub mniej, ale nie 0/10
2 – 2/8	2 – 3 – 2/10 – 3/10
3 – 3/8	4 – 4/10
4 – 4/8 = 1/2	5 – 5/10 = 1/2
5 – 5/8	6 – 6/10
6 – 6/8	7 – 8 – 7/10 – 8/10
7 – 7/8	9 – 9/10 lub więcej, ale nie 10/10
8 – niebo całkowicie zachmurzone	10 – niebo całkowicie zachmurzone
X – niebo niewidoczne	

⁴ Mamma – są to wypukłości lub worki pod spodem chmury. Powstają, kiedy prąd zstępujący w danym miejscu spycha chłodne powietrze w dół do cieplejszej warstwy, ochładzając ją do temperatury punktu rosy, wskutek czego powstają kropelki tworzące chmurę. Proces ten nosi nazwę: konwekcji odwróconej⁷.

⁵ Tuba – zjawisko w postaci kolumny lub lejka, który wysuwa się z macierzystej chmury w kierunku ziemi; wskazuje na obecność ruchu wirowego.



Rysunek 6.1 Cirrus



Rysunek 6.2 Cirrus



Rysunek 6.3 Cirrocumulus



Rysunek 6.4 Cirrostratus



Rysunek 6.5 Altocumulus

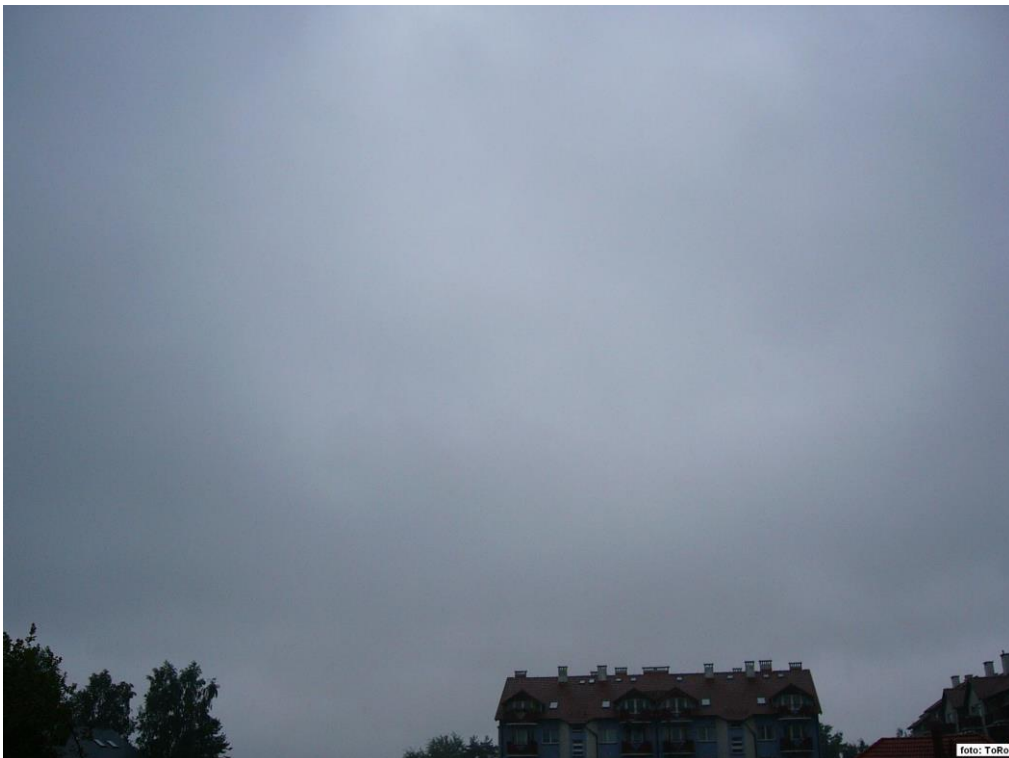


Altostratus

Rysunek 6.6



Rysunek 6.7 Altostratus



Rysunek 6.8 Nimbostratus



Rysunek 6.9 Nimbostratus



6.10 Stratocumulus

Rysunek



6.11 Stratocumulus

Rysunek



Rysunek 6.12 Stratus



Cumulus

Rysunek 6.13



Rysunek 6.14 Cumulus i Cirrus



Rysunek 6.15 Cumulonimbus

7. OPADY ATMOSFERYCZNE

7.1 Podstawowe pojęcia, jednostki

Opad atmosferyczny docierający do powierzchni Ziemi jest określany jako ciekły lub stały produkt kondensacji pary wodnej, wypadający z chmur lub osadzany z powietrza na gruncie. Może on pochodzić z deszczu, mżawki, gradu, śniegu, krupy, rosy, szronu, szadzi oraz mgły. Miarą ilościową opadu jest jego wysokość.

Wysokość opadu jest to grubość warstwy wody, jaka utworzyłaby się na powierzchni Ziemi, gdyby woda ta nie parowała, nie wsiąkała i nie spływała. Wysokość opadu mierzy się w milimetrach (mm), warstwy wody z dokładnością do 0,1. W ten sposób wyraża się wielkość każdego rodzaju opadu spadłego na Ziemię w postaci np.: deszczu, mżawki, śniegu, gradu, krupy – oczywiście po ich stopnieniu.

Milimetr słupa wody opadowej odpowiada jednemu litrowi wody opadowej spadłej na powierzchnię 1 m^2 , ponieważ:

$$1 \text{ m}^2 \cdot 1 \text{ mm} = 0,001 \text{ m}^3 = 1 \text{ dm}^3 = 1 \text{ liter}$$

Na obszarze 1 ha, 1 mm opadów atmosferycznych odpowiada 10 tonom wody, ponieważ 1 liter wody ma masę 1 kg.

Natężenie opadu jest to wysokość opadu atmosferycznego spadłego w jednostce czasu. Wielkość tę podaje się w $\text{mm} \cdot \text{min}^{-1}$ lub $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$.

Na mapach wielkość opadu atmosferycznego przedstawia się za pomocą linii ich jednakowej wysokości, zwanych **izohietami**.

Głównymi rodzajami opadów są:

- **deszcz** – opad złożony z kropelek wody o średnicy większej od 0,5 mm lub mniejszej, jeśli padają rzadko;
- **mżawka** – opad drobnych kropelek wody o średnicy mniejszej od 0,5 mm, padających gęsto;
- **śnieg** – opad kryształków lodu, które mają zwykle delikatną, rozgałęzioną strukturę, większość ma kształt gwiazdek o budowie sześciokątnej; często w temperaturze powietrza powyżej -5°C łączą się w większe skupiska (płatki);
- **krupy śnieżne** – opad białych, kulistych lub stożkowatych ziarenek o średnicy 2 - 5 mm; są kruche, łatwo dają się zgniatać; podczas spadania na twarde podłoże odbijają się i rozpadają;
- **śnieg ziarnisty** - opad bardzo drobnych (średnicy mniejszej od 2 mm), nieprzezroczystych białych cząstek lodu, które od twardego podłoża nie odbijają się; występuje w temperaturze od 0 do -10°C ;
- **ziarna lodowe** – opad przezroczystych cząstek lodu o kształcie kulistym lub nieregularnym i średnicy mniejszej od 5 mm; są twarde, nie dają się zgnieść, od podłoża odbijają się, a ich uderzenia są słyszalne;
- **grad** - opad przezroczystych, bądź też częściowo lub całkowicie nieprzezroczystych cząstek lodu nieforemnego kształtu (gradzin) o średnicy do 50 mm, czasami większych; pada przy temperaturach wyższych od 0°C ; w cieplej porze roku, zwykle towarzyszy mu burza atmosferyczna;
- **słupki lodowe** (pył diamentowy) – opad bardzo drobnych kryształków lodu o urozmaiconych kształtach; sprawiają wrażenie zawieszonych w powietrzu; występują przeważnie podczas pogody bezchmurnej, bezwietrznej i bardzo mroźnej.

Ze względu na czas trwania opady dzielimy na:

- **jednostajne** – trwające kilkanaście i więcej godzin; pochodzące z chmur *Nimbostratus* (opady frontalne);
- **z przerwami** – o małym natężeniu; z chmur warstwowych;
- **przelotne** – o zmiennym natężeniu; wypadające z chmur *Cumulonimbus*; towarzyszy im silny i porywisty wiatr, czasem burza; w ciągu jednej minuty może spaść kilka milimetrów opadu i więcej.

7.2 Pomiary opadów atmosferycznych

Opad atmosferyczny posiada istotne znaczenie dla wielu dziedzin życia, dlatego powinien być mierzony z dużą dokładnością. Tymczasem metoda pomiaru, wbrew pozorom, jest dość trudna, gdyż:

- pomiary punktowe opadu są mało reprezentatywne ze względu na jego dużą zmienność przestrzenną i czasową,
- wynik pomiaru punktowego może być bardzo łatwo zakłócony przez warunki, jakie stwarza otoczenie miejsca pomiarów,
- wynik pomiaru punktowego zależy od sposobu ekspozycji przyrządów pomiarowych,
- pomiar punktowy opadu, zwłaszcza za pomocą różnego rodzaju kolektorów, jest obarczony wieloma metodycznymi błędami systematycznymi o zmiennej wartości, które łącznie mogą całkowicie zniekształcić wynik pomiaru.

Urządzenia do pomiaru wysokości opadu nazywane są **pluviometrami**. Obecnie stosowane pluwiometry automatyczne do pomiaru wysokości opadu bazują na ich prototypie, to jest deszczomierzu Hellmanna (Rys.7.2), który jest jednym z najszerzej stosowanych pluwiometrów na świecie, **przyrządem standardowym** zaakceptowanym przez WMO (Światową Organizację Meteorologiczną). Stosowany jest w służbach meteorologicznych 30 państw, w tym również w polskiej służbie hydrologiczno-meteorologicznej. Standardowy pluwiometr Hellmanna jest używany do pomiaru opadu ciekłego i stałego, a jego charakterystyczne parametry konstrukcyjne zostały utrzymane w niektórych typach pluwiometrów automatycznych dla zachowania właściwości dynamicznych, a tym samym ciągłości historycznych i współczesnych serii pomiarowych.

Wymagania WMO dotyczące dokładności pomiarów:

Suma opadu mierzona między kolejnymi obserwacjami:

- ± 0.1 mm do 10 mm i 2 % powyżej (na potrzeby klimatologii),
- ± 0.2 mm do 5 mm i 2 % powyżej (na potrzeby meteorologii synoptycznej).

Natężenie opadu:

- ± 0.5 mm·h⁻¹ do 25 mm·h⁻¹, 2% dla wyższych wartości natężenia (średnia 1 minutowa na potrzeby klimatologii),
- ± 0.02 mm·h⁻¹ do 2 mm·h⁻¹, ± 0.2 mm·h⁻¹ dla natężeń od 2-10 mm·h⁻¹ i 2% dla wyższych natężeń (średnia 10 minutowa na potrzeby meteorologii synoptycznej).

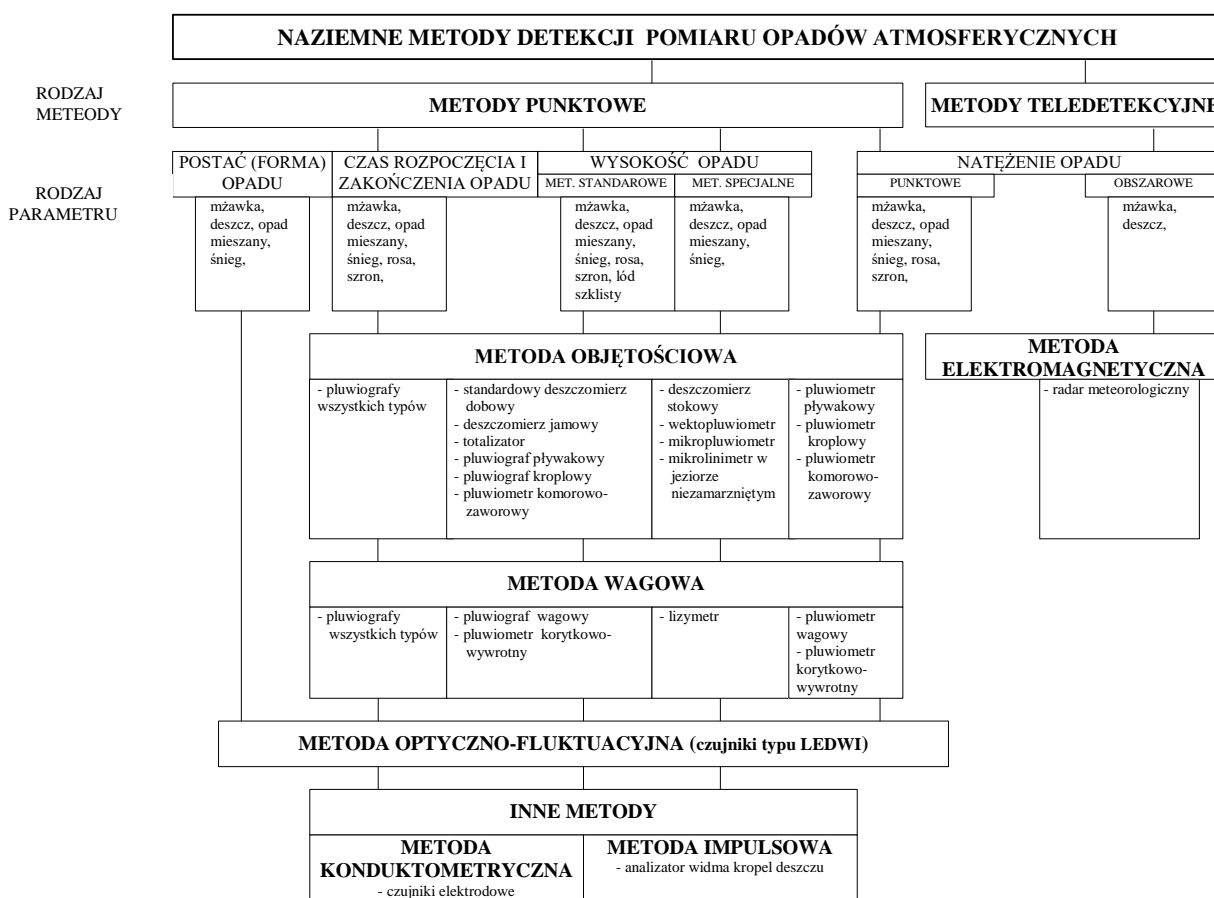
W klasyfikacji standardowych naziemnych metod wykrywania i pomiaru opadu atmosferycznego ogólnie można wyróżnić metody pomiarów **punktowych**, stosowane szeroko w naziemnych sieciach obserwacyjno-pomiarowych, zarówno załogowych jak i automatycznych; radarowe metody **teledetekcyjne** opadów, stosowane w nowoczesnych sieciach dla oceny obszarowej i czasowej zmienności opadów oraz metody **specjalne** – stosowane w badaniach opadów atmosferycznych (Rys.7.1). Klasyfikacja powyższa nie obejmuje metod satelitarnych, ponieważ nie należą one do środków naziemnych.

Współcześnie, spośród wielu naziemnych metod pomiaru opadu atmosferycznego w systemach stacji automatycznych do:

- detekcji (wykrywania) czasu rozpoczęcia i zakończenia opadu,
- pomiaru wysokości opadu różnego rodzaju,
- pomiaru natężenia opadu w rozkładzie czasowym,

są wykorzystywane jedynie dwie metody: **przechwytyjąca – wagowa i optyczno-fluktuacyjna**.

Metoda wagowa, obejmująca pluwiometry wagowe i korytkowe wywrotne, jest stosowana we wszystkich krajach, które uruchomiły automatyczne meteorologiczne sieci obserwacyjno-pomiarowe, z wyjątkiem USA, gdzie w sieci stacji typu ASOS (AAII SMI Systems Management – USA) wykorzystuje się metodę optyczno-fluktuacyjną.



Rysunek 7.1 Klasyfikacja naziemnych metod detekcji i pomiaru opadów atmosferycznych (na podstawie: Rózdzyński 2004)

Charakterystyka przyrządów pomiarowych opadu atmosferycznego

Deszczomierz Hellmanna składa się z trzech części (Rys.7.2 i 7.3). Część górna to walec metalowy, zakończony w dolnej swej części lejkiem. Opad zbierany jest przez górny, ostro zakończony, okuty otwór walca o powierzchni 200 cm² spływa przez lejek do zbiornika umieszczonego na podstawie deszczomierza lub też w postaci śniegu gromadzi się w górnej

części walca (ponad lejkiem). Na dolny walec metalowy z płaskim dnem nakłada się od góry walec z lejkiem, łącząc w ten sposób obie części deszczomierza. Taka konstrukcja deszczomierza w dużym stopniu zmniejsza parowanie zbierającej się w nim w ciągu doby wody opadowej. Występująca niewielka strata wody na zwilżanie lejka, jest wielokrotnie mniejsza od strat na parowanie z naczynia otwartego.



Rysunek 7.2 Deszczomierz Hellmanna (stacja Ursynów-SGGW)

Deszczomierz umieszcza się w trzymadle, przymocowanym do słupka (drewnianego, metalowego) od strony północnej w ten sposób, aby wypoziomowany wlot deszczomierza znajdował się na wysokości 1 m nad powierzchnią ziemi. Wystający koniec słupka (od strony południowej) jest ścięty pod kątem 45°, aby ograniczyć gromadzenie się na nim śniegu i nie dopuścić do przedostawania się do deszczomierza rozpryskujących się na tej powierzchni kropeł deszczu. Deszczomierz instaluje się w ogródku meteorologicznym w takim miejscu, aby jego odległość od ogrodzenia, klatki meteorologicznej i innych przedmiotów była większa od ich wysokości. Nie należy umieszczać deszczomierzy w miejscach wystawionych na szczególnie silne działanie wiatru.

Aby zmierzyć wysokość opadu atmosferycznego, przelewa się opad ze zbiornika deszczomierza do szklanej menzurki. Menzurka wyskalowana jest w mm warstwy wody opadowej w ten sposób, że długości podziałki na niej są tyle razy większe od „milimetrów rzeczywistych”, ile razy powierzchnia wlotowa deszczomierza (200 cm²) jest większa od powierzchni przekroju wewnętrznego menzurki. Odstępy pomiędzy sąsiednimi kreskami podziałki menzurki odpowiadają 0,1 mm. W przypadku braku menzurki wyskalowanej w mm, do pomiaru wysokości opadów można wykorzystać menzurkę objętościową, wyskalowaną w cm³. Odczytaną objętość opadów przelicza się na jednostki wysokościowe (mm) stosując wzór na objętość walca:

$$V = p_0 \cdot h$$

gdzie: V – objętość wody z menzurki objętościowej - (cm³),

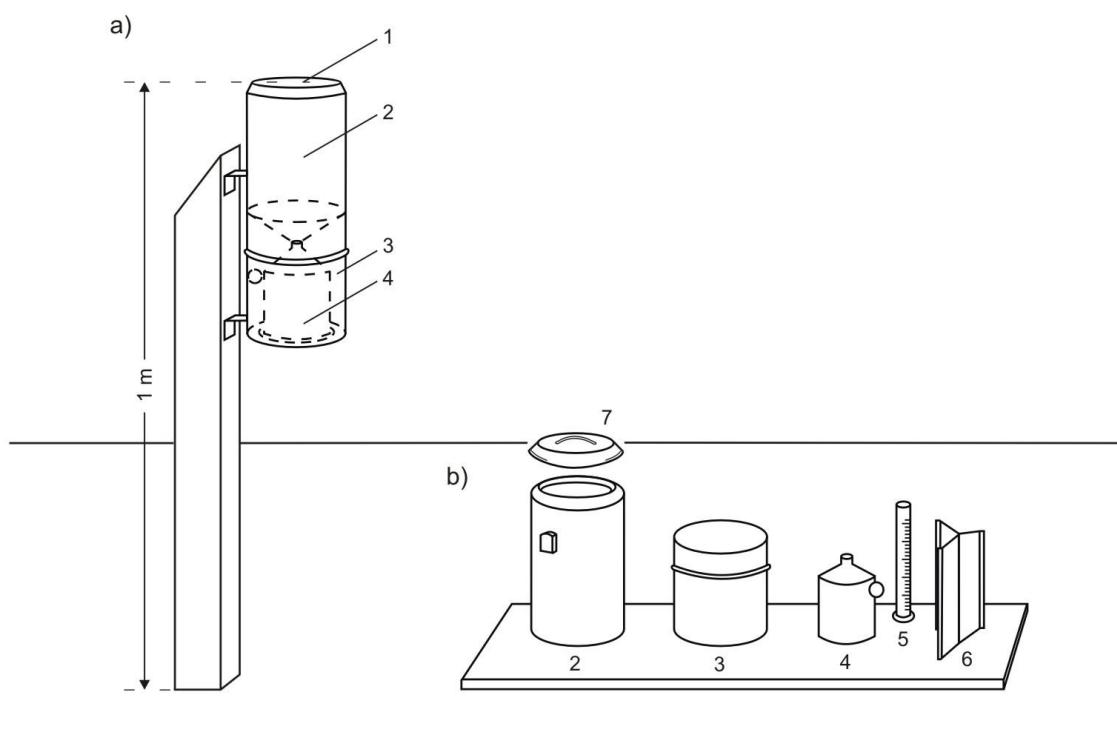
p_0 - powierzchnia wlotowa deszczomierza - (200 cm²),

h – wysokość wody opadowej – (mm).

Przykład: Opad zmierzony menzurką objętościową wyniósł 100 cm³, a zatem

$$h = \frac{V}{p_0} = \frac{100\text{cm}^3}{200\text{cm}^2} = 0,50\text{cm} = 5\text{mm}$$

Na stacji meteorologicznej powinien znajdować się drugi zapasowy deszczomierz. W okresie występowania opadów śniegu, jeden z nich umieszczony jest na słupku i zaopatrzony w blaszaną wkładkę, zmniejszającą w dużym stopniu wywiewanie przez wiatr gromadzącego się ponad lejkiem śniegu. O godzinie 06 UTC przenosi się do ogrzanego pomieszczenia deszczomierz ze śniegiem, a na słupku pozostawia pusty zapasowy. Deszczomierz ze śniegiem zakrywa się pokrywą i stawia się z dala od źródeł ciepła. Po całkowitym stopieniu śniegu wodę opadową przelewa się do menzurki i odczytuje wysokość opadu atmosferycznego.



Rysunek 7.3. Deszczomierz Hellmanna: a) widok ogólny, b) części składowe: 1 – powierzchnia zbierająca, 2 – odbiornik, 3 – podstawa, 4 – zbiornik na wodę opadową, 5 – menzurka, 6 – wkładka zimowa, 7 – pokrywa (na podstawie: Radomski 1980)

W wyniku pomiaru opadu deszczomierzem Hellmanna otrzymuje się wartości na ogół znacznie niższe od rzeczywistej wielkości opadu atmosferycznego, ponieważ przy przyjętej standardowo metodzie pomiaru, nie uwzględnia się strat opadu spowodowanych:

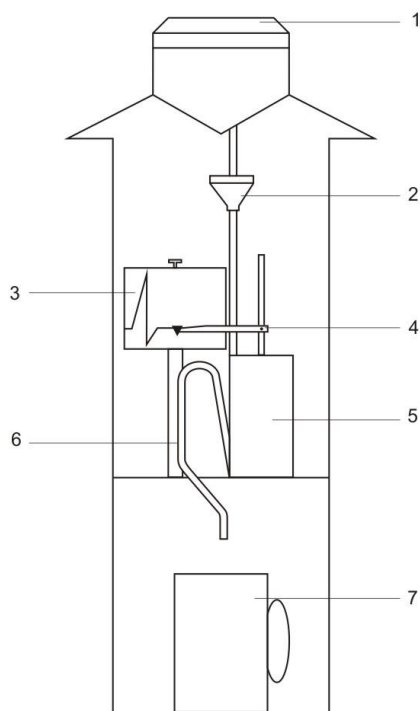
- zniekształceniem pola wiatru wokół deszczomierza, w wyniku czego pewna ilość cząstek opadu nie trafia do wnętrza tego przyrządu,
- zwilżaniem zbiorniczka i ścianek wewnętrznych deszczomierza,
- wyparowaniem części wody opadowej ze zbiorniczka.

Dla terenów nizinnych Polski średni sumaryczny błąd pomiaru ciekłych opadów atmosferycznych, mierzonych deszczomierzem Hellmanna, ocenia się w stosunku rocznym na 15-30% mierzonej sumy opadu; przy opadach stałych błąd ten jest około dwa razy większy.

Pluviograf służy do pomiaru i ciągłej rejestracji wysokości opadu w funkcji czasu. Opad zbierany jest przez ostro okuty walec metalowy o powierzchni 200 cm^2 , w dolnej części zakończony lejkiem (Rys. 7.4). Przez lejek woda opadowa spływa do zbiornika cylindra, w którym znajduje się pływak połączony za pomocą pręta z piórkiem dotykającym do paska papieru nawiniętego na bęben metalowy obracany jednostajnie przez mechanizm zegarowy.

Pływak w miarę przybywania wody w komorze unosi się go góry, a piórko kreśli wznoszącą się linię. Aby zarejestrować na stosunkowo wąskim pasku papieru opady o dużym natężeniu z dokładnością do $0,1\text{ mm}$, komora pływakowa została zaopatrzona w lewar. Punkt przegięcia rurki lewara odpowiada opadowi o wysokości 10 mm . Jeżeli opad przekroczy 10 mm , wówczas poziom wody przewyższa poziom kolanka lewara i woda wylewa się z cylindra do naczynia podstawowego w dolnej części pluwiografu, wskutek czego pływak opada na dno, a piórko przemieszcza się w dół, kreśląc linię pionową. W przypadku dalszego trwania opadu pływak znowu unosi się ku górze, a piórko kreśli linię wznoszącą. Kąt nachylenia krzywej opadu, w stosunku do osi czasu zależy od natężenia opadu.

Pluviograf tego typu może być stosowany tylko do rejestracji opadów deszczu, i to w okresie, gdy temperatura powietrza jest wyższa od 0°C , ponieważ nawet w czasie przymrozków woda w pluwiografie może zamrznąć i uszkodzić komorę pływakową. W przypadku, gdy pluwiograf ma zainstalowany podgrzewacz, może działać w temperaturze do -25°C .



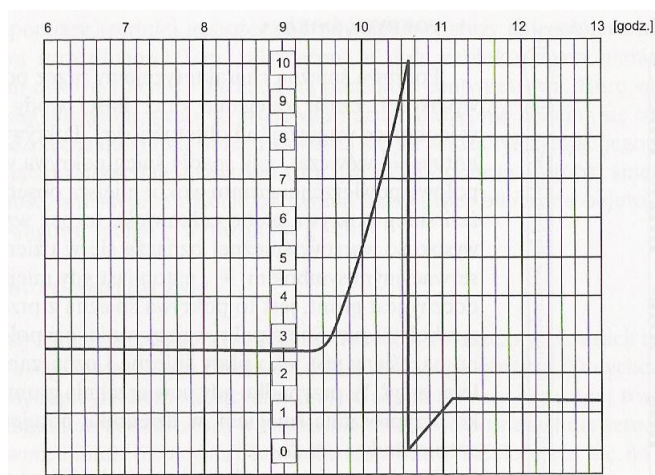
Rysunek 7.4 Pluviograf pływakowy: 1 – odbiornik, 2 – lejek z rurką, 3 – bęben z pluwiogramem, 4 – piórko, 5 – komora pływakowa, 6 – lewar, 7 – naczynie kontrolne (na podstawie: Radomski 1980)

Pluviograf instaluje się w ogródku meteorologicznym, tak aby jego wypoziomowana powierzchnia recepcyjna była na wysokości 1 m nad gruntem.

Pasek papieru nawinięty na bęben pluwiografu, z wykreślonym przez piórko przebiegiem opadu nosi nazwę **pluwiogramu** (Rys.7.5). Pasek podzielony jest prostymi pionowymi liniami, odpowiadającymi 10-minutowym odcinkom czasu oraz liniami poziomymi w zakresie od 0 do 10 mm. Odległość między dwiema sąsiednimi liniami poziomymi odpowiada 0,1 mm opadu.

Po nałożeniu paska na bęben, nakręceniu zegara i napełnieniu piórka tuszem ustawia się piórko na pionową linię paska, odpowiadającą czasowi uruchomienia przyrządu. W terminach obserwacji wykonuje się reper na pasku, przez lekkie podniesienie piórka, zapisując jednocześnie dokładny czas w godzinach i minutach. Repery służą do wprowadzenia poprawek czasowych w wypadku, gdy piórko zostało niewłaściwie nastawione lub gdy zegar samopisu chodzi niedokładnie.

Z pluwiogramu możemy odczytać czas trwania opadu i wysokość opadu oraz obliczyć jego natężenie (Tab.7.1). Czas trwania opadu jest rzutem części wznoszącej się krzywej, wykreślonej przez piórko, na oś czasu, natomiast wysokość opadu jest rzutem części wznoszącej się krzywej na pionową oś opadu. Suma dobową wysokości opadu będzie sumą rzutów wszystkich odcinków wznoszącej się krzywej na oś pionową. Natężenie opadu obliczamy dzieląc wysokość opadu przez czas jego trwania. Wyraża się je w $\text{mm} \cdot \text{min}^{-1}$.



Rysunek 7.5. Fragment pluwiogramu (źródło Koźmiński, Michalska 1999)

Tabela 7.1. Fragment zestawienia pluwiograficznego

	Godzina:						Suma:
	06-07	08-09	09-10	10-11	11-12	12-13	
Opad (mm)	-	-	2,6	5,7	0,2	-	8,5
Czas (min)	-	-	30	60	6	-	96
Natężenie ($\text{mm} \cdot \text{min}^{-1}$)	-	-	0,087	0,095	0,033	-	0,089*

* natężenie średnie - brak opadu

W niektórych stacjach wysokość opadu atmosferycznego rejestruje się za pomocą pluwiometrów kropłowych i komorowo-zaworowych (w których, podobnie jak w deszczomierzu Hellmanna i pluwiografie pływakowym, zostały wykorzystane objętościowe metody pomiaru) oraz pluwiografów wagowych i pluwiometrów korytkowo-wywrotnych, opartych na metodach wagowych. Pluwiometry oraz wieloparametrowe optyczne mierniki opadów mają zastosowanie w automatycznych stacjach meteorologicznych.

Deszczomierze automatyczne, sterowane mikroprocesorem, mierzą opad inaczej. W wielu zestawach stosuje się tzw. *rain collector*. Urządzenie to składa się z cylindra o

standardowej powierzchni wlotowej (200 cm²) zakończonego lejkiem, którym woda opadowa spływa do wywrotnego czółenka (składającego się z dwóch jednakowych komór), mającego możliwość wykonywania ruchu wahadłowego (Rys. 7.6). Podobnie jak w deszczomierzach, woda zebrana ze ściśle ograniczonej powierzchni, przenika poprzez lejkowate zwężenie na zespół pomiarowy. Tu jednak pomiar nie polega na zmierzeniu całej gromadzonej objętości, a jedynie kolejnych dopływających porcji. Służy do tego mechanizm wahadłowy, zawierający dwa małe zbiorniczki. Napełnienie jednego zbiorniczka oznacza zgromadzenie ściśle określonej objętości wody. W tym momencie dźwignia przechyla się i woda się wylewa, a pod wylot lejka podchodzi przeciwległy zbiorniczek. Z przechylonej komory woda wypływa na zewnątrz deszczomierza, a każde przechylenie czółenka daje impuls elektryczny, w wyniku zamknięcia obwodu elektromagnetycznego, przesyłany przewodami do logera. Impuls odpowiada 0,1 lub 0,2 mm opadu, a ich suma odpowiada wysokości opadów rejestrowanych przez loger w przyjętych przedziałach czasu np. co 30 minut. Mikroprocesor pozwala przeliczyć to na objętość wody (w mm opadu) i zapisać w pamięci wewnętrznej, dając możliwość odczytu w dowolnym momencie sumy opadów na monitorze komputera podłączonego do urządzenia. W okresie zimowym do automatycznego deszczomierza jest podłączony podgrzewacz przeciwdziałający zamarzaniu opadów i ułatwiający topnienie śniegu.

Przykładem opisanego wyżej deszczomierza jest pluwiometr korytkowo-wywrotny, przedstawiony na Rys.7.6. Jest to przyrząd najczęściej spotykany we współczesnych automatycznych stacjach meteorologicznych.

W obserwacjach nad opadami stosuje się też metody teledetekcyjne z wykorzystaniem meteorologicznego radaru sondażowego. Radary takie umożliwiają lokalizację, identyfikację i śledzenie sytuacji burzowych i opadowych. Zalety radarów sondażowych, tj. wysoka rozdzielczość przestrzenna, pokrycie wielkoobszarowe i pozyskanie obrazu sytuacji opadowej w czasie rzeczywistym, przyczyniły się do znacznego upowszechnienia tych urządzeń w meteorologii.



Rysunek 7.6. Deszczomierz automatyczny firmy THEODOR FRIEDRICHS & CO. typ 7051 (stacja Ursynów – SGGW)

7.3 Charakterystyki klimatologiczne

Najczęściej spotykaną wielkością charakteryzującą warunki opadowe jest **suma opadów** atmosferycznych z okresu: pentady, dekady, miesiąca, poru roku, półrocza meteorologicznego (X – III, IV – IX) lub hydrologicznego (XI – IV, V – X), okresu wegetacyjnego i całego roku, wyrażoną w mm. Charakteryzując klimat zwykle podaje się **średnią sumę wieloletnią**. Ponieważ opad jest zmienny w czasie i przestrzeni, to okres, z

którego oblicza się średnią, powinien być możliwie długi, przynajmniej 30-letni. Średnią sumę wieloletnią (miesięczną i roczną) oblicza się dodając sumę z poszczególnych lat dzieląc ją przez liczbę tych lat.

Roczny przebieg średniej sumy miesięcznej opadów przedstawia się zwykle w tabeli (Tab.7.2), bądź graficznie, w postaci wykresu słupkowego (Rys.7.7).

Obok średnich wieloletnich wartości sum opadów podaje się również ich **zmiennosc**, **częstość** i **prawdopodobieństwo** występowania. Zmienność opadów wyraża się podając maksymalne dobowe, tygodniowe, dekadowe, miesięczne i roczne sumy, odchylenie standardowe sum opadów oraz współczynnik zmienności (w %), lub współczynnik ekstremalnych sum opadów w przyjętych przedziałach czasu. Częstość i prawdopodobieństwo wystąpienia określonej sumy opadów wylicza się z wieloletnich serii pomiarowych (30-50 letnich i dłuższych) ze względu na dużą zmienność opadów (Tab.7.2 i 7.3).

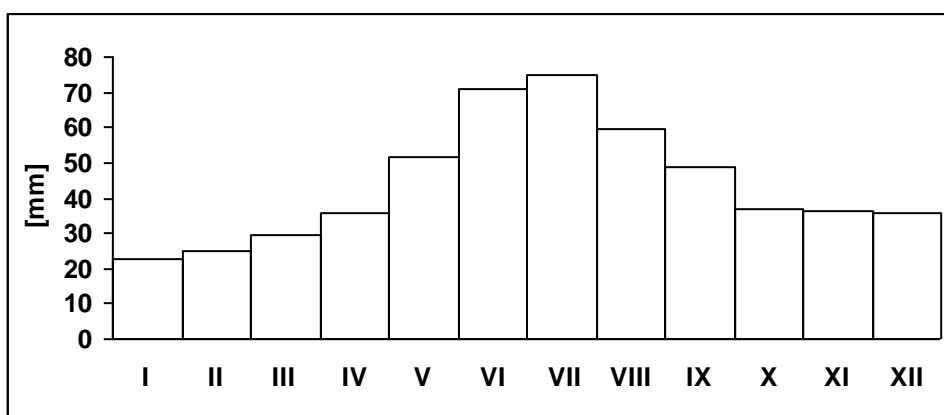
Powszechnie stosowaną wielkością charakteryzującą zmienność opadów jest **odchylenie danej sumy opadów od odpowiedniej średniej sumy wieloletniej**. Często jest stosowane kryterium Kaczorowskiej, (1962) według którego za rok lub sezon *przeciętny* (normalny) uważa się taki, w którym roczna suma opadów wynosi 90-110% normy (średniej sumy wieloletniej), za *suchy* – od 75-89% normy, za *bardzo suchy* – od 50 do 74% normy, za *skrajnie suchy* – poniżej 50% normy. Rok lub sezon *wilgotny* to taki, w którym opady wynoszą 111-125% normy, *bardzo wilgotny* – 126-150% normy, *skrajnie wilgotny* – powyżej 150% normy (Tab.7.4). Klasyfikując opady miesięczne wg kryterium Kaczorowskiej za miesiąc *przeciętny* uważa się taki, w którym opad wynosi 76-125 % normy wieloletniej, za miesiąc *suchy* – 75-51% normy, za miesiąc *bardzo suchy* – 50-26% normy, za miesiąc *skrajnie suchy* – poniżej 26 % normy. Za miesiąc *wilgotny* uważa się taki, w którym opad wynosi 126-150% normy, za miesiąc *bardzo wilgotny* – 151-200% normy, za miesiąc *szczególnie wilgotny* – powyżej 200% normy.

Suma opadów nie jest pełną charakterystyką opadów, jeśli nie poda się **liczby dni z opadem**. Praktycznie są to dni z opadem $\geq 0,1$ mm. w opracowaniach klimatologicznych zestawia się liczbę dni z dobową sumę opadów: 0,0; $\geq 0,1$; $\geq 5,0$; $\geq 10,0$; ≥ 20 mm.

Istotną cechą opadów jest ich **natężenie** wpływające na ich efektywność. Dlatego z pomiarów pluwiometrycznych opracowuje się liczbę przypadków opadów o natężeniu: 0,0-0,1; $>0,1$; $>0,2$; $>0,3$; $>0,5$; $i >1,0$ mm według dekad i miesięcy.

Tabela 7.2 Średnia suma miesięczna i roczna opadów (mm i % sumy rocznej). Warszawa-SGGW 1971-2000

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
mm	22,6	24,8	29,7	35,6	51,6	70,8	75,2	59,6	49,0	37,2	36,2	35,8	528,0
%	4,3	4,7	5,6	6,7	9,8	13,4	14,2	11,3	9,3	7,0	6,9	6,8	100,0



Rysunek 7.7 Przebieg roczny opadów atmosferycznych. Warszawa-SGGW 1971-2000 (według danych z Tab.7.2)

Tabela 7.3 Prawdopodobieństwo (%) rocznej sumy opadów atmosferycznych w latach 1971-2000

Przedział [mm]	Liczebność (liczba lat)	Prawdopodobieństwo	Prawdopodobieństwo całkowite
301-350	-	-	0
351-400	1	3,3	3,3
401-450	7	23,3	26,7
451-500	8	26,7	53,3
501-550	3	10,0	63,3
551-600	4	13,3	76,7
601-650	3	10,0	86,7
651-700	3	10,0	96,7
701-750	1	3,3	100,0
751-800	-	-	100,0

Tabela 7.4 Charakterystyka wilgotnościowa lat 1971-2000 wg. kryterium Kaczorowskiej. Warszawa-SGGW

Rok	Opad [mm]	% średniej sumy wieloletniej	Charakterystyka wilgotnościowa roku
1971	419,6	79,5	suchy
1972	649,6	123,0	wilgotny
1973	452,5	85,7	suchy
1974	653,5	123,8	wilgotny
1975	424,2	80,3	suchy
1976	377,6	71,5	bardzo suchy
1977	568,4	107,6	przeciętny
1978	682	129,2	bardzo wilgotny
1979	448,8	85,0	suchy
1980	644,3	122,0	wilgotny
1981	683,9	129,5	bardzo wilgotny
1982	443,9	84,1	suchy
1983	500,2	94,7	przeciętny
1984	416,7	78,9	suchy

1985	483,5	91,6	przeciętny
1986	496,5	94,0	przeciętny
1987	456,8	86,5	suchy
1988	462,6	87,6	suchy
1989	495,3	93,8	przeciętny
1990	480,8	91,1	przeciętny
1991	514,1	97,4	przeciętny
1992	435,5	82,5	suchy
1993	434,6	82,3	suchy
1994	619,8	117,4	wilgotny
1995	593,7	112,4	wilgotny
1996	507	96,0	przeciętny
1997	725,7	137,4	bardzo wilgotny
1998	621,4	117,7	wilgotny
1999	597,4	113,1	wilgotny
2000	550,4	104,2	przeciętny

7.4 Pokrywa śnieżna

W okresie występowania ujemnych wartości temperatury powietrza opady atmosferyczne, mające postać śniegu, powodują tworzenie się na powierzchni Ziemi pokrywy śnieżnej. Warstwa ta zawiera dużo powietrza i ma małą gęstość, wynosi ona od ok. 0,02 do 0,2 gęstości wody, średnio wynosi ok. 0,1 g · cm⁻³. Przewodnictwo cieplne świeżo spadłego śniegu jest bardzo małe, wynosi 0,0003 cal · cm⁻¹ · °C⁻¹ i wzrasta wraz ze wzrostem gęstości warstwy śniegu. Gęstość śniegu w okresie wiosennych roztopów może wzrosnąć do ok. 0,35 - 0,40 g · cm⁻³. Omawiana warstwa śniegu, występująca na powierzchni Ziemi, nie zawsze nosi nazwę pokrywy śnieżnej. Przyjmuje się, że pokrywa śnieżna istnieje, gdy śnieg pokrywa więcej niż połowę powierzchni gruntu wokół miejsca obserwacji, a grubość warstwy śniegu jest większa od 0,5 cm. Jeśli grunt jest całkowicie pokryty śniegiem, to w dzienniku obserwacyjnym oznacza się to symbolem [*], natomiast gdy widoczna jest miejscami gleba, będzie to pokrywa śnieżna z przerwami, którą oznacza się symbolem: [*] prz. - z przerwami. Gdy śnieg zajmuje mniej niż połowę badanego terenu oznaczamy skrótem – pł. - płyty. Jeśli powierzchnia jest tylko przyprószona śniegiem – śl. - ślad.

Pomiary pokrywy śnieżnej prowadzi się na wcześniej przygotowanym i wyrównanym terenie wokół stacji, gdzie nie występują przeszkody w postaci drzew i krzewów, które wpływałyby na nierównomierne rozłożenie pokrywy śnieżnej.

Wymagania WMO dotyczące dokładności pomiarów:

Grubość pokrywy śnieżnej: ±1 cm (średnia z kilku pomiarów dla potrzeb klimatologii), ±1 cm poniżej 20 cm i 5% powyżej (dla potrzeb meteorologii synoptycznej).

Gęstość śniegu: ± 0.01 g·cm⁻³.

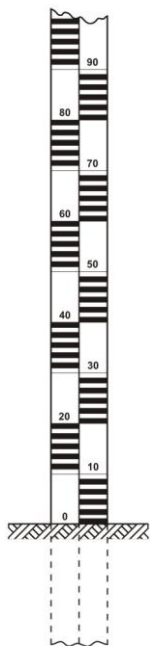
Wodny równoważnik śniegu: ±2 mm do 20 mm i 10% powyżej.

Do pomiaru grubości pokrywy śnieżnej służą **śniegowskazy**. Rozróżnia się śniegowskazy przenośne i stałe.

Śniegowskaz przenośny jest drewnianą linijką długości 1 m, zaopatrzoną w uchwyt i okutą metalem od dołu. Dolny koniec linijki jest zerem podziałki centymetrowej. Pomiar grubości pokrywy śnieżnej wykonuje się raz dziennie o godzinie 06 UTC, bezpośrednio po wykonaniu pomiaru wysokości opadu atmosferycznego. Na przygotowanym poletku wbija się śniegowskaz prostopadle w śnieg w odległości około 10 m od otaczających przedmiotów, po

czym odczytuje się wysokość warstwy śniegu w centymetrach (z dokładnością do 1 cm). Ponieważ śnieg układa się nierównomiernie, wysokość pokrywy odczytuje się co najmniej w trzech miejscach i oblicza się średnią arytmetyczną z pomiarów.

Na stacjach górskich i wszędzie tam, gdzie pokrywa śnieżna jest gruba i twarda, używa się sondy metalowej: prętu lub rurki zaopatrzonej w uchwyt i wyskalowanej w centymetrach. Na stacjach tych stosowane są także śniegowskazy stałe (Rys.7.8), zwane łatami śniegowymi. Łatę śniegową, z zaznaczoną na niej dwubarwną (co 10 cm) skalą centymetrową, wkopuje się w grunt w ten sposób, aby zero skali znajdowało się na poziomie gruntu. Wskazanie na łacie śniegowej odczytuje się z pewnej odległości, patrząc możliwie blisko powierzchni pokrywy śnieżnej.



Rysunek 7.7 Śniegomierz stały (łata śniegowa) (na podstawie: Kossowska-Cezak i in. 2000)

W wybranych stacjach pomiarowych mierzy się również grubość śniegu świeżo spadłego w ciągu ostatnich 24 godzin. W tym celu w odległości kilku metrów od klatki meteorologicznej kładzie się na pokrywie śnieżnej szeroką deskę o wymiarach 1m x 1m. Po opadzie na desce tworzy się warstwa śniegu, której grubość mierzy się śniegowskazem przenośnym, z dokładnością 1 cm. Po zanotowaniu wyniku pomiaru należy zmieść śnieg z deski i przenieść na inne miejsce.

Do innych obserwacji dotyczących pokrywy śnieżnej, należy wymienić pomiar zawartości w niej wody, poprzez wyznaczenie: **gęstości śniegu** (tj. stosunku masy wody zawartej w śniegu do objętości śniegu, wyrażoną w $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$) oraz tzw. **równoważnika wodnego śniegu** (tj. grubości warstwy wody wyrażonej w mm w warstwie śniegu o grubości 1 cm). Wskaźniki te można wyznaczyć metodą płyty śniegowej, wagową lub objętościową.

Płytą śniegową – nazywany jest dysk o powierzchni $0,1 \text{ m}^2$ (o średnicy 35,7 cm) zaopatrzony w centralny pręt o wysokości 50 cm, służący do pomiaru świeżego opadu śniegu, na zalegającej już porywie śnieżnej. Płytę kładzie się na śniegu, po świeżym opadzie wydobywa się ją za pomocą wystającego pręta i mocuje się na niej okrągły kołnierz. Wysokość świeżego śniegu mierzy się za pomocą linijki w powstałym dole. Aby uzyskać średnią grubość, zwykle używa się dwóch płyt. W celu określenia średniego równoważnika wodnego śniegu należy stopić pobrane próbki śniegu, a następnie zmierzyć objętość stopionej wody. Korzystamy ze wzoru:

$$u = \frac{h_2}{h_1} = \frac{V_w}{S \cdot h_1}$$

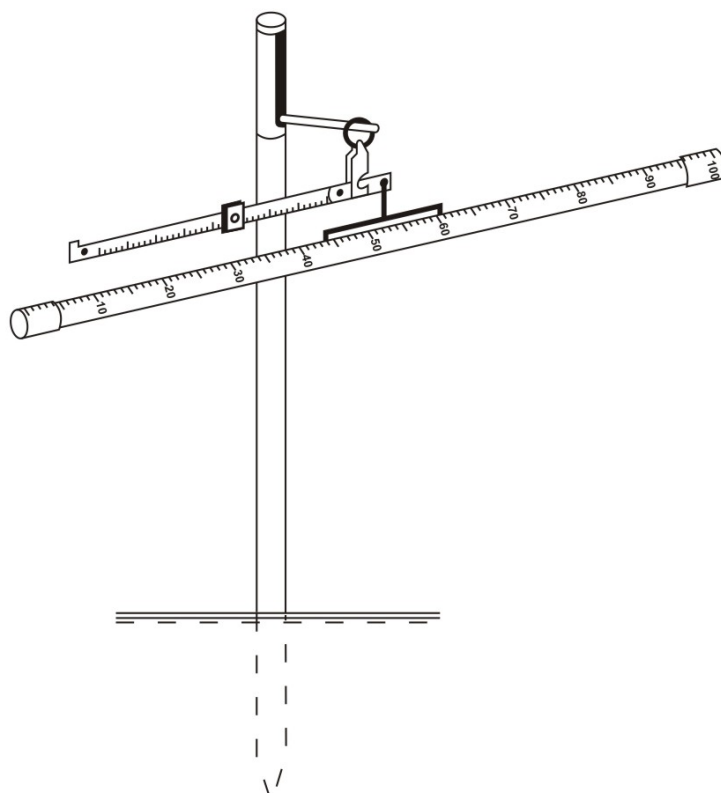
gdzie: h_1 – wysokość słupa wody ze stopionego śniegu w cm,

h_2 – wysokość warstwy śniegu w cm,

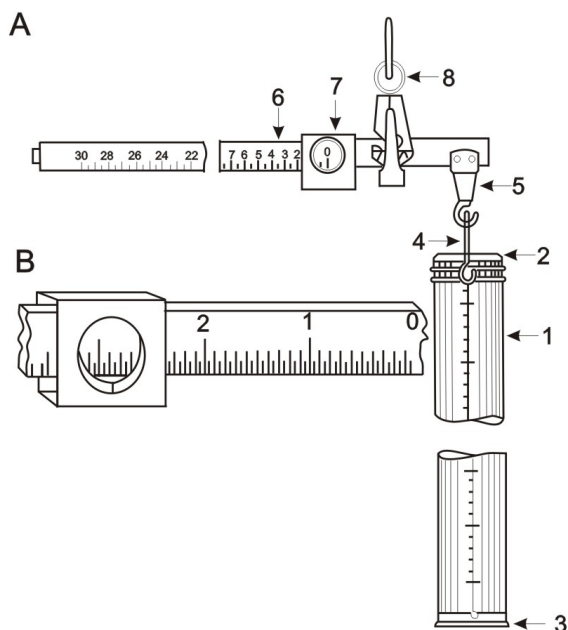
V_w – objętość stopionej wody w cm^3 ,

S – powierzchnia rdzenia w cm^2 .

Gęstość śniegu i równoważnik wodny śniegu wyznacza się również metodą bezpośrednią, z zastosowaniem **śniegomierza wagowego Chomicza** (Rys.7.9). Śniegomierz ten składa się z metalowej rury i wagi jednoramiennej z podziałką w gramach. Rura ma długość około 1 m, i przekrój – 10 cm^2 . Dolny koniec rury zakończony jest ostrym, ząbkowanym pierścieniem, zaś podłużne wycięcia w ścianie ułatwiają usuwanie śniegu z jej wnętrza. Na rurze zaznaczona jest podziałka centymetrowa i przymocowany uchwyt do zawieszania jej na wadze suwakowej. Aby zmierzyć gęstość śniegu śniegomierzem Chomicza, wciska się rurę pionowo w pokrywą śnieżną i odczytuje na podziałce grubość warstwy śniegu. Następnie po wyjęciu ze śniegu, zawieszają się rurę wraz z próbką śniegu na wadze.



Rysunek 7.8 Śniegomierz wagowy Chomicza (na podstawie: Kossowska-Cezak i in. 2000)



Rysunek 7.9 Śniegomierz wagowy WS-43 (A): 1- sonda rurowa do pobierania próbek, 2 – pierścień zakończony zębami, 3 – pokrywka, 4 – pałeczek, 5 – wieszak, 6 – waga dźwigniowa, 7 – ciężarek nastawczy, 8 – uchwyt; (B) pkt. 6 – 7 w powiększeniu (na podstawie: Kossowska-Cezak i in. 2000)

Gęstość śniegu obliczamy z zależności:

$$d = \frac{m}{V}$$

gdzie: d – gęstość śniegu w $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$,

m – masa próbki śniegu w g ,

V – objętość próbki śniegu w cm^3

Objętość pobranej próbki śniegu jest iloczynem powierzchni przekroju rury przez wysokość warstwy zawartego w niej śniegu:

$$V = S \cdot h_s;$$

gdzie: h_s – wysokość pokrywy śnieżnej w cm ,

S – przekrój rury w cm^2 , w przypadku śniegomierza Chomicza $S = 10 \text{ cm}^2$.

Próbkę śniegu do pomiaru gęstości pobiera się z poletka, na którym mierzy się grubość pokrywy śnieżnej, biorąc każdorazowo próbkę z innego miejsca.

W metodzie objętościowej (pośredniej) stosuje się **śniegomierz objętościowy**. Jest to przyrząd mniej wygodny i mniej dokładny do pomiaru gęstości śniegu. Przyrząd ten jest metalowym walcem o długości około 1 m i powierzchni przekroju 200 cm^2 ; jeden jego koniec jest ostro okuty, drugi zaś ma dno i uchwyt. Na zewnętrznej stronie walca wryta jest podziałka centymetrowa. W celu pobrania próbki śniegu wciska się śniegomierz pionowo w pokrywę śnieżną, aż do powierzchni ziemi i odczytuje na podziałce wysokość pokrywy śnieżnej. Do kompletu śniegomierza należy również specjalna łopatką, która ułatwia przytrzymanie od dołu próbki śniegu odciętej od gruntu. Śniegomierz ze śniegiem przenosi się do ogrzewanego pomieszczenia i przykrywa przykrywką, a gdy śnieg stopnieje, przelewa się uzyskaną wodę do menzurki w celu jej pomiaru.

Gęstość śniegu jest to stosunek masy próbki do jej objętości. Masa śniegu równa się objętości wody uzyskanej ze stopienia go (1 cm^3 wody waży 1 g). Ponieważ objętość wody

uzyskanej se stopnienia śniegu zmierzono menzurką wyskalowaną w mm słupa wody na powierzchnię 200 cm², a wysokość warstwy śniegu zmierzono w cm, gęstość śniegu oblicza się z zależności:

$$d = \frac{h}{10 \cdot h_s}$$

gdzie: h – wysokość warstwy wody uzyskanej ze stopionego śniegu, odczytana w menzurce w mm.

Z pomiaru tego można obliczyć także równoważnik (ekwiwalent) wodny śniegu u w mm · cm⁻¹.

$$u = \frac{h}{h_s}$$

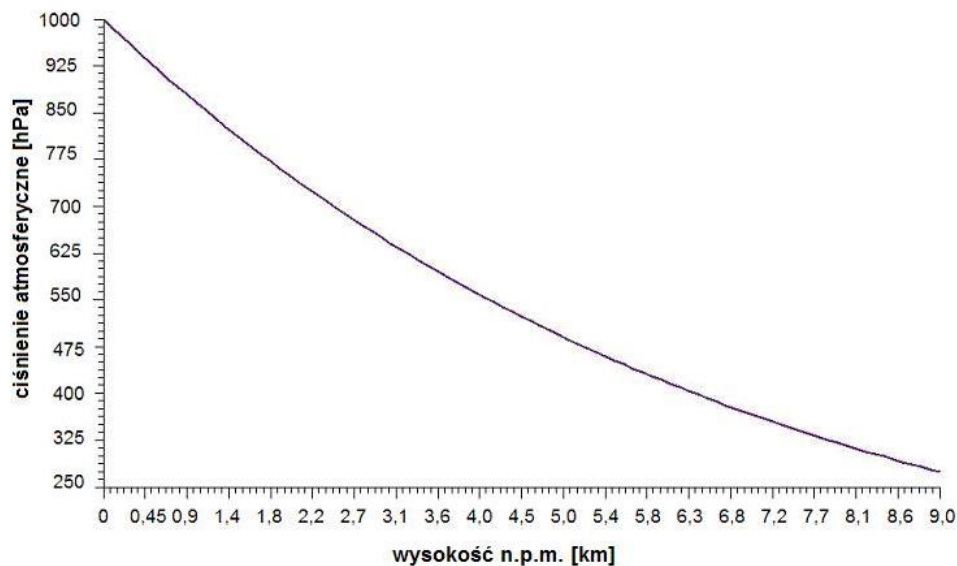
oraz zawartość wody w śniegu (s = h) w mm.

Oprócz wymienionych typów śniegomierzy, stosowane są również śniegomierze rejestrujące. Do pomiaru grubości pokrywy śnieżnej służą **śniegomierze ultradźwiękowe**, do pomiaru i rejestracji zasobów wody w śniegu – **śniegomierze ciśnieniowe i izotopowe**. W meteorologii praktycznie wykorzystuje się śniegomierze nierejestrujące, ze względu na prostotę zasadę działania i niskie i koszty.

8. CIŚNIENIE ATMOSFERYCZNE

8.1 Podstawowe pojęcia i jednostki

Kula ziemiska jest otoczona powłoką gazową, zwaną atmosferą. Atmosfera wywiera ciśnienie na powierzchnię Ziemi i na wszystko, co się na niej znajduje. Ciśnienie powietrza spada wraz ze wzrostem wysokości, w pobliżu Ziemi spadek ten jest większy, a wyżej mniejszy. Wywołany jest on tym, że w miarę oddalania się od powierzchni Ziemi maleje grubość atmosfery i gęstość powietrza (Rys. 8.1.).



Rysunek 8.1 Zmiana ciśnienia atmosferycznego w zależności od wysokości n.p.m. (źródło: <http://pl.wikipedia.org>)

Ciśnienie atmosferyczne jest to siła parcia z jaką słup powietrza o wysokości równej wysokości atmosfery oddziałuje na jednostkę powierzchni, w wyniku swojego ciężaru.

Ciśnienie atmosferyczne normalne jest to takie ciśnienie, które jest równoważone przez słup rtęci o wysokości 760 mm w temperaturze 0°C, na poziomie morza i na średniej szerokości geograficznej 45°.

Tradycyjnie stosowaną jednostką ciśnienia są milimetry słupa rtęci (mm Hg), tzn. jednostki długości, obecnie w układzie SI – zgodnie z definicją – ciśnienie należy wyrażać w jednostkach siły działającej na jednostkę powierzchni, tzn. w niutonach na metr kwadratowy (N·m⁻²).

Ciśnienie jest to siła ciężaru (F) przypadającego na powierzchnię jednostkową (S),

$$p = \frac{F}{S} [\text{N} \cdot \text{m}^{-2}]$$

gdzie siła ciężaru jest iloczynem masy (m) i przyspieszenia ziemskiego ($g = 9,806565 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$),

$$F = m \cdot g [\text{kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-2}]$$

a masa jest iloczynem objętości (V) i gęstości (ρ)

$$m = V \cdot \rho [\text{kg}]$$

Zatem ciśnienie atmosferyczne równa się:

$$p = \frac{V\rho g}{S} \quad [\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}]$$

W przypadku ciśnienia atmosferycznego normalnego, równoważonego przez słup rtęci o wysokości 0,76 m i o powierzchni rurki 0,0001 m² (1 cm²), objętość rtęci w rurce wynosi 0,000076 m³ (0,76 m · 0,0001 m²). Gęstość rtęci w temperaturze 0°C wynosi 13595,5 kg·m⁻³.

Podstawiając powyższe wielkości otrzymujemy

$$p = \frac{0,000076\text{m}^3 \cdot 13595,5\text{kg} \cdot \text{m}^{-3} \cdot 9,80665\text{m} \cdot \text{s}^{-2}}{0,0001\text{m}^2} = 101327,12\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$$

W układzie SI jednostką ciśnienia jest Paskal (Pa). W przypadku pomiarów ciśnienia atmosferycznego, używając tej jednostki, uzyskiwałoby się duże wartości, z tego względu używa się jako jednostki podstawowej, stukrotnie większej – hektopaskala (hPa).

$$1 \text{ hPa} = 10^2 \text{ Pa}$$

$$\text{Pa} = \text{N} \cdot \text{m}^{-2}, \text{ a } \text{N} = \text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$$

Zatem

$$p = 101327,12 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2} = 101327,12 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2} = 101327,12 \text{ Pa} = 1013,27 \text{ hPa}$$

Z powyższych zależności wynika, że wartości ciśnienia atmosferycznego normalnego 760 mm Hg odpowiada 1013,27 hPa.

Związek tych jednostek jest następujący:

$$1\text{mmHg} = \frac{4}{3}\text{hPa}; \quad 1\text{hPa} = \frac{3}{4}\text{mmHg}$$

Przed wprowadzeniem międzynarodowego systemu miar (SI) jako jednostki ciśnienia (obok mm Hg) używano milibara (mbar). Niekiedy stosowano nieprawidłowy skrót: mb. Była to jednostka równa, co do wielkości hektopaskalowi.

Zmiany ciśnienia atmosferycznego w czasie

Dla celów przewidywania pogody bardzo istotna jest znajomość, nie tylko aktualnego rozkładu ciśnienia atmosferycznego, ale także tempa zachodzących w nim zmian.

Tendencja baryczna jest to wielkość zmiany ciśnienia atmosferycznego, jaka występuje w ciągu trzech (lub dowolnej wielokrotności trzech) godzin poprzedzających termin jego pomiaru. Określa się jej wielkość (w hPa) i charakter przebiegu. Charakter tendencji informuje, czy zmiany ciśnienia w czasie zachodziły równomiernie czy się nasilały, np. lekki wzrost ciśnienia, wahanie ciśnienia, gwałtowny spadek ciśnienia. W synoptyce ustalono 9 różnorodnych typów charakterów tendencji, oznaczonych umownie cyframi od 0 do 8.

Zmiany ciśnienia atmosferycznego z wysokością

Ciśnienie atmosferyczne maleje wraz ze wzrostem wysokości. **Stopień baryczny (h_B)** jest to wysokość wyrażona w metrach, na jaką należy się wznieść lub opuścić, aby ciśnienie zmieniło się o 1 hPa. Do obliczenia stopnia barycznego posługujemy się uproszczonym wzorem Babineta:

$$H = 8000 \cdot \frac{2(p_1 - p_2)}{p_1 + p_2} (1 + \alpha \cdot t_{sr.})$$

gdzie:

H – pionowa odległość między punktami, na których zmierzono ciśnienie p₁ i p₂ [m],

8000 – wysokość jednorodnej atmosfery [m],
 p_1 - ciśnienie atmosferyczne w dolnym punkcie [hPa],
 p_2 - ciśnienie atmosferyczne w górnym punkcie w [hPa],
 α - współczynnik rozszerzalności cieplnej powietrza ($\alpha = 0,00367 \approx 0,004$),
 $t_{sr.}$ - średnia wartość temperatury powietrza obliczona z wartości pomierzonych w dolnym (t_1) i górnym (t_2) punkcie pomiaru ciśnienia [$^{\circ}\text{C}$].

$$t_{sr.} = \frac{t_1 + t_2}{2}$$

Aby obliczyć stopień baryczny, należy przyjąć następujące założenia upraszczające:

$$H = h_B$$

$$p_1 - p_2 = 1 \text{ hPa},$$

$$p_1 + p_2 \approx 2 p_1 \approx 2 p$$

Podstawiając powyższe założenia do wzoru Babineta, stopień baryczny (h_B) równa się:

$$h_B = 8000 \frac{2 \cdot 1}{2p} (1 + \alpha \cdot t_{sr.}) = \frac{8000}{p} (1 + \alpha \cdot t_{sr.})$$

Przykład

W warunkach standardowych: średnia temperatura w warstwie powietrza ($t_{sr.}$) wynosi 0°C , ciśnienie atmosferyczne (p) - 1013,1 hPa, wówczas stopień baryczny wyniesie:

$$h_B = \frac{8000}{1013,1} = 7,90 \quad [\text{m} \cdot \text{hPa}^{-1}]$$

Znając wielkość stopnia barycznego można **zredukować ciśnienie atmosferyczne do poziomu morza (p_0)** (Rys. 8.2). Redukcja ciśnienia jest konieczna przy wykreślaniu na mapach pogody izobar (linii łączących jednakowe wartości ciśnienia atmosferycznego).

Aby zredukować ciśnienie do poziomu morza podobnie, jak w przypadku wyznaczenia stopnia barycznego, należy posłużyć się wzorem Babineta, przyjmując następujące założenia:

$$p_1 = p_0 - \text{ciśnienie atmosferyczne na poziomie morza [hPa]},$$

$$p_2 = p - \text{ciśnienie atmosferyczne zmierzone barometrem na dowolnej wysokości n.p.m. [hPa]},$$

$$p_1 - p_2 = p_0 - p = \Delta p - \text{różnica ciśnienia atmosferycznego wynikająca z wysokości stacji n.p.m. [hPa]},$$

$$p_1 + p_2 \approx 2p$$

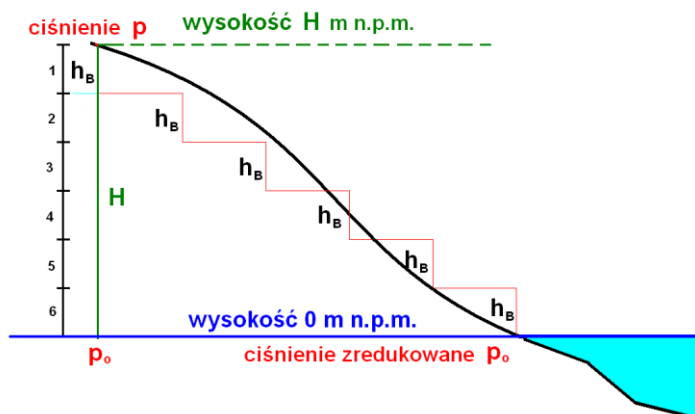
$$p_0 = p + \Delta p$$

$$H = 8000 \frac{2\Delta p}{2p} (1 + \alpha \cdot t_{sr.})$$

$$\Delta p = \frac{H \cdot p}{8000} (1 + \alpha \cdot t_{sr.}) = \frac{H}{h_B}$$

stąd:

$$p_0 = p + \frac{H}{h_B}$$



Rysunek 8.2 Redukcja ciśnienia atmosferycznego do poziomu morza (p_0)

Zmiany ciśnienia atmosferycznego w poziomie

Ciśnienie atmosferyczne zmienia się nie tylko w pionie, ale i w poziomie, przy czym zmiany poziome są tysiące razy mniejsze od zmian pionowych. Miarą wielkości zmian ciśnienia w tym kierunku jest **poziomy gradient ciśnienia (G)** oznaczający wielkość spadku ciśnienia atmosferycznego (Δp) na jednostkę odległości (L), przeliczoną następnie na długość jednego stopnia na równiku, tj. 111 kilometrów, a w praktyce synoptycznej przyjmuje się 100 kilometrów.

$$G = \frac{\Delta p}{L} \cdot 111 \quad [\text{hPa} \cdot 100 \text{ km}^{-1}]$$

gdzie:

Δp – różnica ciśnienia atmosferycznego między sąsiednimi izobarami [hPa],

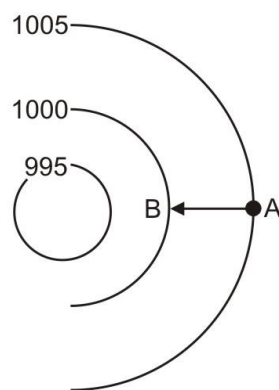
L – odległość między sąsiednimi izobarami [km].

Jednostką wielkości gradientu ciśnienia są hPa na 1° lub hPa na 100 km. Kierunek wektora gradientu jest prostopadły do izobary, a jego zwrot skierowany jest w stronę ciśnienia malejącego. W umiarkowanych szerokościach geograficznych gradienty baryczne na ogół wynoszą 1-3 hPa na 100 km. Praktycznie wielkość gradientu barycznego wyznacza się z mapy rozkładu ciśnienia. Chcąc obliczyć tę wartość w punkcie A, wystawiamy prostopadłą do izobary w kierunku spadku ciśnienia, a następnie mierzymy odległość między izobarami AB (Rys. 8.3). Izobary wykreślane są najczęściej co 5 hPa, możemy więc ułożyć proporcję:

$$\frac{G}{5} = \frac{100}{AB}$$

stąd:

$$G = \frac{5 \cdot 100}{AB} = \frac{500}{AB} \quad [\text{hPa} \cdot 100 \text{ km}^{-1}]$$



Rysunek 8.3 Wyznaczanie poziomego gradientu barycznego (AB) (Źródło: Kossowska – Cezak i in. 2000)

8.2 Metody i przyrządy pomiarowe

W pomiarach ciśnienia atmosferycznego używane są przyrządy działające na różnych zasadach. Są to:

- barometry cieczowe
- barometry deformacyjne
- hipsometry

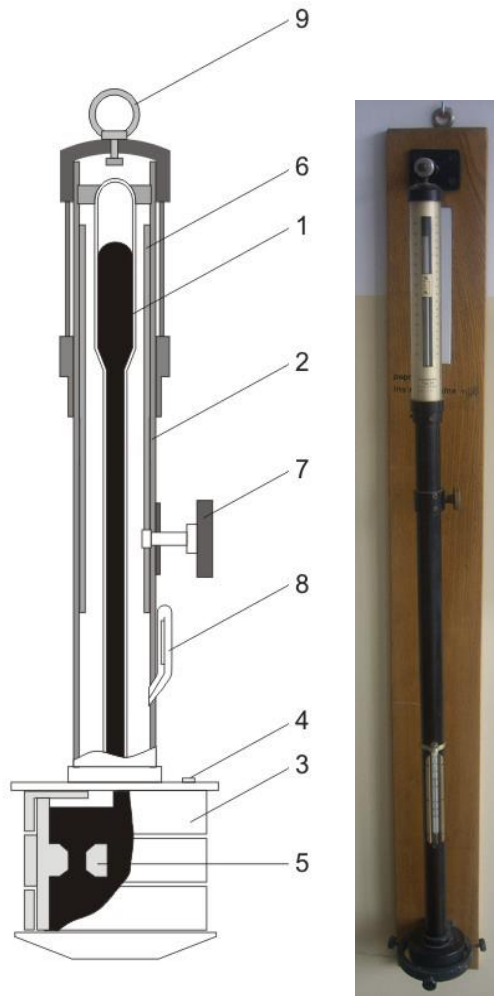
Barometry cieczowe

W **barometrach cieczowych** ciśnienie atmosferyczne jest równoważone ciśnieniem słupa rtęci, który może być ważony za pomocą specjalnej wagi lub też jest mierzona jego wysokość. W pomiarach meteorologicznych najczęściej mierzy się wysokość słupa rtęci. Rtęć jest cieczą używaną w barometrach ze względu na jej dużą gęstość (ponad 13-krotnie większą niż gęstość wody), dzięki czemu ciśnienie atmosferyczne jest równoważone stosunkowo niskim słupem rtęci.

Wyróżnia się 3 rodzaje barometrów rtęciowych:

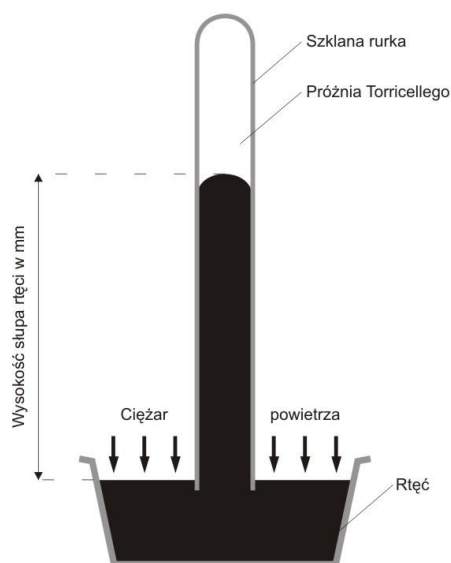
- naczyniowe
- lewarowe
- lewarowo-naczyniowe

Do **barometrów naczyniowych** należy powszechnie stosowany **barometr stacyjny** (Rys. 8.4). Składa się z metalowego naczynia, w którym jest zanurzona szklana rurka o długości około 90 cm i średnicy 1 cm, zatopiona u góry. Rurka i naczynie są wypełnione rtęcią. W pokrywie naczynia jest otwór zakręcany śrubą; jej częściowe odkręcenie powoduje dopływ powietrza do rtęci znajdującej się w naczyniu, co umożliwia pomiar ciśnienia. W rurce ponad rtęcią jest próżnia Torricellego. Rurka jest umieszczona w metalowej obudowie, a całość przymocowana do deski, którą zawieszają na ścianie. W metalowej obudowie rurki znajdują się dwa podłużne otwory, przez które obserwuje się poziom rtęci oraz skala (w hPa i mm Hg) z noniuszem, umożliwiającym pomiar z dokładnością 0,1 hPa (0,1 mm Hg). W dolnej części obudowy jest zamontowany termometr, którego zbiorniczek znajduje się we wnętrzu obudowy barometru.



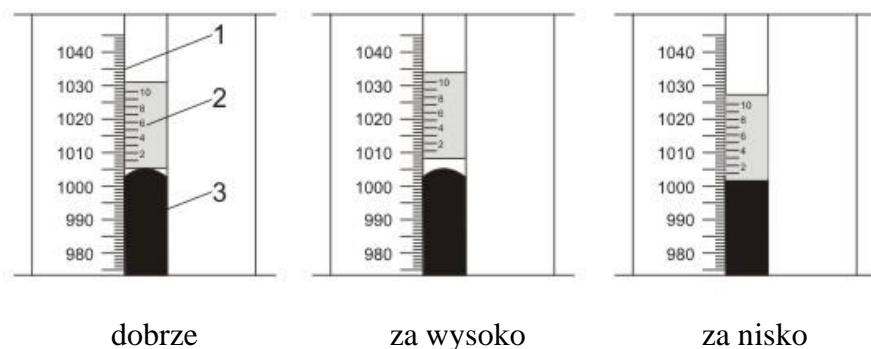
Rysunek 8.4 Barometr naczyniowy stacyjny: 1 – rurka barometru, 2 – osłona, 3 – naczynie, 4 - wkręt, 5 – diafragma, 6 – noniusz, 7 – pokrętło, 8 - termometr, 9 - uchwyt (na podstawie: Kossowska – Cezak i in. 2000, zdjęcie: archiwum Zakładu Meteorologii i Klimatologii SGGW)

Podczas wzrostu ciśnienia atmosferycznego część rtęci z naczynia przemieszcza się do rurki, wydłużając w ten sposób słup rtęci i jednocześnie obniżając poziom rtęci w naczyniu (Rys. 8.5). Natomiast podczas spadku ciśnienia, słup rtęci opada (jego długość ulega skróceniu), a poziom rtęci w naczyniu podnosi się.

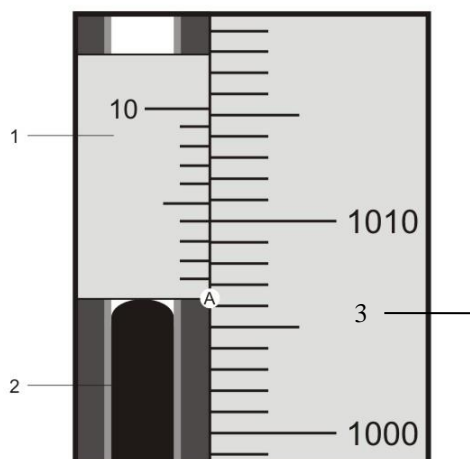


Rysunek 8.5 Barometr stacyjny – schemat działania

Barometr stacyjny umieszcza się w pokoju obserwatora, z dala od źródeł ciepła, chłodu i wstrząsów, na takiej wysokości, aby poziom rtęci był na poziomie oczu obserwatora. Podczas pomiaru noniusz powinien być tak ustawiony, aby jego dolny brzeg optycznie stykał się z górnym brzegiem menisku wypukłego rtęci i widoczne były dwa jasne trójkąty z obu stron menisku (Rys. 8.6 i 8.7). Podczas każdego pomiaru należy też zanotować temperaturę wskazaną przez termometr na barometrze.



Rysunek 8.6 Ustawienie noniusza barometru stacyjnego; 1 – skala barometru, 2 – skala noniusza, 3 – słupek rtęci (na podstawie: Koźmiński, Michalska 1999)

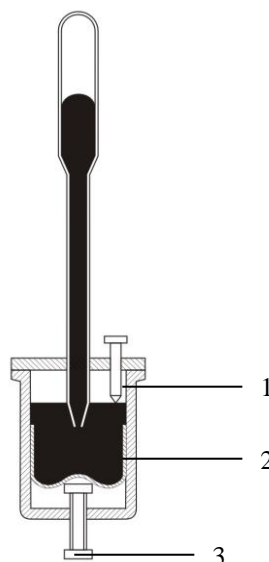


Rysunek 8.7 Ustawienie noniusza i odczyt ciśnienia atmosferycznego z barometru stacyjnego; 1 – skala noniusza, 2 – słupek rtęci, 3 – skala barometru.

Odczyt ciśnienia atmosferycznego z barometru w punkcie A wynosi 1006,4 hPa.

Do barometrów naczyniowych należy też **barometr Fortina** (Rys. 8.8). Składa się również ze szklanej rurki wypełnionej rtęcią, dolnym, otwartym końcem zanurzonej w szklanym zbiorniku, do połowy wypełnionym rtęcią. Dno zbiornika jest wykonane ze skóry, a pod dnem umieszczona jest śruba, za pomocą której – poprzez nacisk na ruchome dno - ustawia się poziom rtęci w naczyniu. Poziom ten wyznacza wskaźnik znajdujący się w górnej części naczynia; rtęć powinna dotykać jego ostrza. Rurka barometryczna jest otoczona metalową osłoną, z otworem zaopatrzonym w podziałkę z noniuszem. W pobliżu rurki umieszczony jest termometr.

Pomiar ciśnienia polega na każdorazowym ustawieniu poziomu rtęci w naczyniu według wskaźnika i odczytaniu poziomu rtęci na podziałce z noniuszem. Należy też odczytać temperaturę na termometrze.



Rysunek 8.8 Barometr naczyniowy Fortina: 1 – ostrze, 2 – naczynie, 3 – śruba do regulacji poziomu rtęci (poprzez nacisk na dno naczynia) (na podstawie: Kossowska – Cezak i in. 2000)

Barometry lewarowe różnią się od naczyniowych tym, że nie mają dolnego naczynia, a rtęć wypełnia rurkę wygiętą w kształcie litery U. Jej wyższe ramię (około 90 cm) jest zatopione, a niższe (około 20 cm) jest otwarte. Odczytuje się poziom rtęci w każdym ramieniu, a różnica tych poziomów jest miarą wartości ciśnienia atmosferycznego.

Barometry lewarowo-naczyniowe stanowią połączenie obydwu typów: zawierają naczynie z regulowanym poziomem rtęci oraz dwa ramiona — zamknięte i otwarte, w których mierzy się poziom rtęci. Są to przyrządy bardzo dokładne i dlatego służą przede wszystkim do wzorcowania innych barometrów.

8.2.1 Poprawki

Na wskazania barometru wpływa nie tylko aktualnie występujące ciśnienie atmosferyczne, ale jego wielkość zależy, także od innych czynników: ilości rtęci, dokładności budowy barometru, siły ciężkości i temperatury rtęci w barometrze w czasie pomiaru. Oddziaływanie tych czynników powoduje, że każdy pomiar ciśnienia atmosferycznego nie jest bezpośrednio porównywalny z innym takim pomiarem. W celu porównywalności wszystkich pomiarów, wprowadzamy do nich 4 poprawki.

Poprawka instrumentalna (C_i) — ustalana indywidualnie dla każdego barometru w czasie cechowania, eliminuje błędy wynikające z niedokładności konstrukcji. Wielkość tej poprawki jest stała dla danego barometru – zależy od tego, w którym miejscu rurki jest zwężenie lub rozszerzenie.

Poprawka na ciężkość normalną, składająca się z dwóch poprawek: na **szerokość geograficzną (C_ϕ)** i **wysokość n.p.m. (C_h)**. Siła ciężkości wzrasta od równika ku biegunom, a za normalną przyjmuje się występującą na średniej szerokości geograficznej 45° . Dla punktów położonych powyżej szerokości geograficznej 45° poprawka (C_ϕ) jest dodatnia, natomiast poniżej szerokości geograficznej 45° C_ϕ jest ujemna. Jednocześnie siła ciężkości maleje wraz z wysokością. Pomiar ciśnienia sprowadza się do ciężkości na poziomie morza, a więc poprawka C_h jest praktycznie zawsze ujemna.

W danym punkcie pomiaru poprawki C_ϕ i C_h są stałe. Poprawki te wraz z poprawką C_i (tzn. $C_i + C_\phi + C_h$) stanowią tzw. **poprawkę stałą**, tzn. poprawkę o stałej wartości dla danego barometru znajdującego się w danym miejscu.

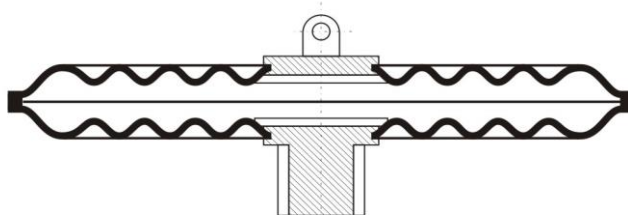
Poprawka na temperaturę (C_t) ma na celu wyeliminowanie różnic wskazań barometru wywołanych różną temperaturą, w jakiej odbywa się pomiar. Części stałe barometru, a zwłaszcza rtęć, powiększają swoją objętość przy wzroście temperatury powietrza, co wywiera istotny wpływ na wskazania przyrządu. Pomiar ciśnienia sprowadzany jest do temperatury 0°C , zatem w temperaturze ujemnej wartość poprawki C_t jest dodatnia, a w temperaturze dodatniej C_t jest ujemna. Ponadto zależy ona od wielkości ciśnienia atmosferycznego, nieznacznie zwiększając swą wartość wraz z jego wzrostem.

Wszystkie wartości poprawek (C_i , C_ϕ , C_h , C_t) są zestawione w tabelach, załączonych w instrukcji dla stacji meteorologicznych. Po każdym pomiarze ciśnienia, biorąc pod uwagę odczytaną wartość temperatury z barometru oraz wielkość odczytanego ciśnienia z uwzględnieniem poprawki stałej, wyszukujemy w tabelach wartość poprawki na temperaturę. Dopiero po uwzględnieniu tej ostatniej uzyskujemy porównywalną wartość zmierzonego ciśnienia z innymi takimi pomiarami.

Barometry deformacyjne

Barometry deformacyjne działają na zasadzie równoważenia ciśnienia atmosferycznego przez siły sprężystości materiałów, z których jest wykonany przyrząd. Barometry deformacyjne to przede wszystkim **aneroidy**. Częścią czułą aneroidu jest puszka Vidiego tj. zamknięte szczelnie metalowe naczynie w kształcie spłaszczonego walca, o wysokości kilku milimetrów i promieniu kilku centymetrów, która praktycznie jest

pozbawiona powietrza (wewnątrz puszki ciśnienie wynosi poniżej 1 hPa). W celu zwiększenia sprężystości puszki ścianki jej są pofalowane (Rys.8.9).



Rysunek 8.9 Przekrój pionowy przez puszkę Vidiego

Gdy ciśnienie atmosferyczne maleje, puszka się rozpręża (zwiększa swoją objętość), gdy ciśnienie wzrasta puszka ulega spłaszczeniu. Największym odkształceniom podlega środek powierzchni puszki; odkształcenia te są przekazywane poprzez sprężynę i układ dźwigni do wskazówki pokazującej wartość ciśnienia na skali (Rys.8.10). Aneroidy są przyrządami mniej dokładnymi niż barometry rtęciowe, ich dokładność wynosi 1 hPa lub 1 mm Hg, ale ze względu na mniejsze rozmiary i ciężar oraz większą odporność na wstrząsy są szczególnie przydatne w pomiarach terenowych i na morzu.



Rysunek 8.10 Aneroid

Puszki Vidiego mają również zastosowanie w przyrządach samopiszących — **barografach**. W tym przypadku odkształcenia ścian puszek są przekazywane do ramienia dźwigni zakończonej piórką, które kreśli zmiany ciśnienia na pasku papieru nawiniętym na obracający się bęben. Pasek papieru z wykreślonym przebiegiem ciśnienia atmosferycznego nazywa się **barogramem**. W barografach zwykle stosuje się kilka puszek ułożonych szeregowo jedna na drugiej, a zwiększenie ich liczby (do 10) umożliwia rejestrację nawet niewielkich zmian ciśnienia (tzw. **mikrobarograf**).

Aneroidy (barometry deformacyjne) wykorzystywane są również w automatycznych stacjach meteorologicznych. Elementami pomiarowymi są membrany i puszki membranowe, współpracujące z różnego rodzaju przetwornikami elektrycznymi, które przekształcają reakcję czujnika (aneroidu) na sygnał elektryczny (np. przez zmianę napięcia), uzależniony od wartości ciśnienia atmosferycznego. Pomiarowi podlega sygnał elektryczny, który jest następnie przetwarzany na standardowe jednostki ciśnienia.

Najnowszym, znacznie dokładniejszym typem barometru deformacyjnego stosowanym na automatycznych stacjach meteorologicznych jest **barometr z cylindrem rezonatorowym**. Częścią reagującą na zmiany ciśnienia jest cienkościenny cylinder ze specjalnego stopu, osadzony w grubościennej, sztywnej osłonie, otwarty z jednego końca. Pomiędzy ściankami cylindra i osłony jest próżnia, a powietrze dostaje się do cylindra z otwartej strony. Odkształcenia ścianek cylindra (ich drgania) wywołane zmianą ciśnienia przekształcane są przez przetworniki piezoelektryczne w impulsy elektryczne. Te są przekazywane do mikroprocesora, gdzie są przeliczane na jednostki ciśnienia (Rys.8.11)



Rysunek 8.11 Barometr cyfrowy

Hipsometr

Hipsometr to przyrząd służący do pomiaru ciśnienia atmosferycznego na podstawie temperatury wrzenia wody. Im niższe ciśnienie, tym niższa jest także temperatura wrzenia. Hipsometr składa się z naczynia podgrzewanego elektrycznie, wypełnionego czystą chemicznie wodą. Temperaturę wody mierzy się termometrem o dużej czułości (z podziałką o dokładności 0,02°C). Zmiana ciśnienia o 1 hPa powoduje zmianę temperatury wrzenia wody o 0,03°C. Hipsometry szczególnie dobrze się nadają do pomiarów ciśnienia przy małych wartościach, a więc na dużych wysokościach. Dlatego też metoda hipsometryczna znalazła zastosowanie w sondażu aerologicznym. Używa się wówczas innych cieczy, których temperatura wrzenia jest niższa od temperatury otoczenia, co eliminuje konieczność ich podgrzewania.

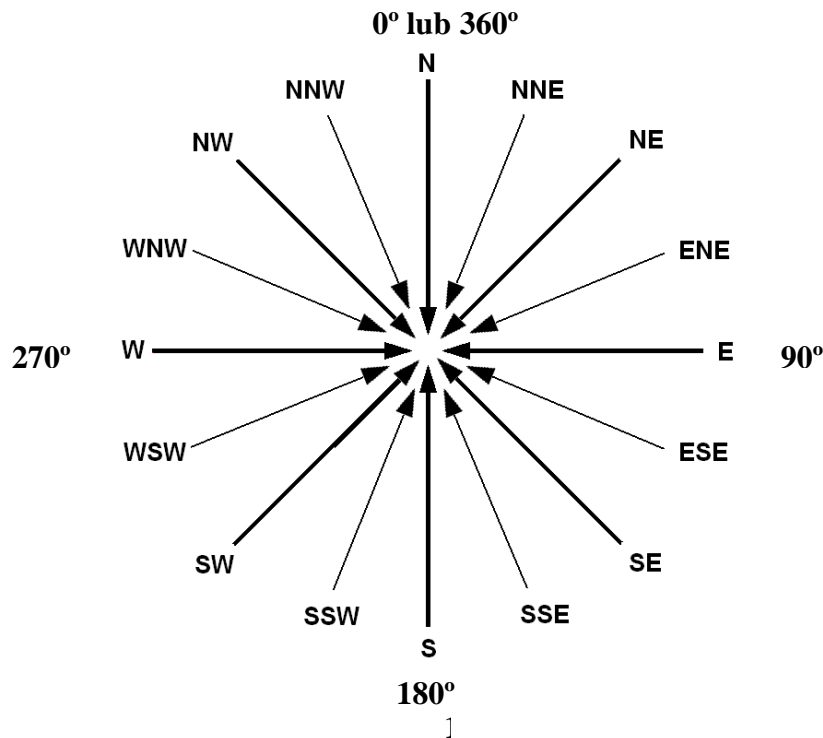
8.3 Charakterystyki klimatologiczne

W klimatologii ciśnienie charakteryzujemy przez jego wartości **średnie miesięczne**, obliczone na podstawie okresów wieloletnich. W przypadku ciśnienia za podstawowy przyjęto okres 30-letni, lecz w zależności od posiadanych materiałów i celu, do jakiego służy opracowanie, stosuje się dane również z okresów krótszych. Zakres wahań ciśnienia w danym miejscu wyznaczają **wartości skrajne** — najwyższe i najniższe, zaobserwowane w danym okresie. **Średnie roczne** wartości ciśnienia w Polsce, na poziomie rzeczywistym (nie zredukowane do poziomu morza), wahają się od około 830 hPa na Śnieżce do około 1010 hPa w rejonie Szczecina.

9. WIATR

9.1 Podstawowe pojęcia i jednostki

W zależności od rozkładu ciśnienia atmosferycznego (zależy od położenia ośrodków wysokiego i niskiego ciśnienia) powietrze porusza się w kierunku poziomym. Ten poziomy ruch powietrza nazywamy **wiatrem**. Wiatr jest trójwymiarową wielkością wektorową. Jednak dla większości potrzeb meteorologicznych składowa pionowa jest pomijana, ze względu na jej małą wartość i do określenia wiatru potrzebne jest wyznaczenie jego dwóch elementów, a mianowicie **kierunku i prędkości**. Za kierunek wiatru przyjęto uważać tę stronę świata, z której wieje wiatr. Kierunek i prędkość wiatru mierzy się standardowo na wysokości 10 m nad powierzchnią gruntu. Wiatr taki nosi nazwę wiatru dolnego, określonego dla warstwy przy powierzchniowej atmosfery o miąższości rzędu 300 m. Do graficznego przedstawienia **kierunku wiatru** używa się tzw. róży wiatru. Kierunki wiatru oznaczone są na niej międzynarodowymi symbolami, będącymi pierwszymi literami nazw angielskich: N — North (północ); E — East (wschód), S — South (południe) i W — West (zachód) (Rys.9.1). Kierunek wiatru można również oznaczać wielkością kąta, jaki został utworzony między kierunkiem północnym a danym kierunkiem wiatru. Wiatr północny odpowiada wtedy 0° (360°), wschodni 90° , południowy 180° i zachodni 270° . Najczęściej stosuje się 16 lub 8-stopniową skalę kierunkową (skala polega na podziale koła na 16 lub 8 równych części) (Tab. 9.1).



Rysunek 9.1 Kierunki wiatru (na podstawie: Łykowski, Madany 1986)

Oznaczenia literowe kierunków pośrednich na 8-kierunkowej róży wiatru tworzy się w ten sposób, że na pierwszym miejscu są kierunki główne: północ *N* i południe *S*, wyznaczone bezpośrednio przez igłę magnetyczną, a następnie: wschód *E* i zachód *W*. Oznaczenia literowe kierunków pośrednich, na 16-kierunkowej róży wiatru tworzy się w ten sposób, że na

pierwszym miejscu są kierunki główne: północ *N*, południe *S*, wschód *E*, zachód *W*, a następnie kierunki pośrednie NE, SE, SW, NW (Tab.9.1).

Prędkością wiatru nazywamy drogę, jaką cząsteczki powietrza przebywają w jednostce czasu. Prędkość wiatru podajemy w metrach na sekundę ($m \cdot s^{-1}$). Można ją również podawać w kilometrach na godzinę ($km \cdot h^{-1}$; $1 m \cdot s^{-1} = 3,6 km \cdot h^{-1}$) lub w milach morskich na godzinę ($Mn \cdot h^{-1}$), czyli w węzłach ($1 \text{ węzeł} = 0,5 m \cdot s^{-1}$).

Obok prędkości wiatru, często używa się terminu **siła wiatru**, która jest obliczana na podstawie prędkości wiatru i oznacza parcie przemieszczających się cząsteczek powietrza na napotkaną przeszkodę i podaje się ją w $kg \cdot m^{-2}$. Siła wiatru jest proporcjonalna do prędkości wiatru i wysokości ciśnienia atmosferycznego, dlatego nad morzem siła wiatru, przy tej samej prędkości wiatru, jest znacznie większa niż w górach, gdzie powietrze jest rzadsze.

Tabela 9.1 Oznaczenia kierunków wiatru (na podstawie: Kossowska-Cezak i in. 2000)

L.p.	Symbol literowy	Kierunek średni	Sektor kierunkowy	Nazwa polska
1	N	360,0	(349-11)	północny
2	NNE	22,5	(12-33)	północno-północno-wschodni
3	NE	45,0	(34-56)	północno-wschodni
4	ENE	67,5	(57-78)	wschodnio-północno-wschodni
5	E	90,0	(79-101)	wschodni
6	ESE	112,5	(102-123)	wschodnio-południowo-wschodni
7	SE	135,0	(124-146)	południowo-wschodni
8	SSE	157,5	(147-168)	południowo-południowo-wschodni
9	S	180,0	(169-191)	południowy
10	SSW	202,5	(192-213)	południowo-południowo-zachodni
11	SW	225,0	(214-236)	południowo-zachodni
12	WSW	247,5	(237-258)	zachodnio-południowo-zachodni
13	W	270,0	(259-281)	zachodni
14	WNW	292,5	(282-303)	zachodnio-północno-zachodni
15	NW	315,0	(304-326)	północno-zachodni
16	NNW	337,5	(327-348)	północno-północno-zachodni
	C	cisza		

Skala Beauforta została wyznaczona do przybliżonej oceny prędkości wiatru na morzu. 13-stopniowa skala została ułożona przez admirała F. Beauforta w 1806 r. (Tab. 9.2). Później przystosowano ją do oceny prędkości wiatru na lądzie. Stopnie skali Beauforta można wyrazić jako prędkość wiatru w $m \cdot s^{-1}$ stosując poniższą formułę:

$$v (m \cdot s^{-1}) = 0,8 \cdot B - 1$$

Podanym przeliczeniem można posłużyć się dla wiatru o sile do $7^{\circ}B$.

Tabela 9.2. Skala Beauforta (na podstawie: Łykowski, Madany 1986)

Stopień skali	Prędkość wiatru [m·s ⁻¹]	Rodzaj wiatru	Oznaki wiatru na morzu	Oznaki wiatru na lądzie
0	0 - 0,2	Cisza	tafla wody lustrzana	dym unosi się pionowo
1	0,2 - 1,5	Powiew	drobna, łuskowata fala, zmarszczki	dym wskazuje kierunek wiatru
2	1,6 - 3,3	Słaby	mała, krótka fala o szklistych grzbietach	wiatr odczuwa się na twarzy, liście drżą
3	3,4 - 5,4	Łagodny	grzebień zaczyna się załamywać, krótka fala o szklistych grzbietach, sporadycznie pojawia się piana	liście i małe gałązki stale poruszają się, wiatr rozwija lekkie flagi
4	5,5 - 7,9	Umiarkowany	na grzbietach fal tworzy się piana, słychać plusk	wiatr unosi kurz, pył, kartki papieru, poruszają się małe gałęzie
5	8,0 - 10,7	Dość silny	fale średniej wielkości, wyraźnie wydłużające się, gęste, białe grzebień na falach, poszum morza	chwieją się krzewy pokryte liśćmi, na rzekach i jeziorach powstają małe fale z grzywami
6	10,8 - 13,8	Silny	tworzą się grzywacze, wysoka fala, szum morza	poruszają się duże gałęzie, wiatr gwizdzie na drutach telegraficznych, użycie parasola jest utrudnione
7	13,9 - 17,1	Bardzo silny	piana układa się w równoległe pasma, głośny szum morza	poruszają się całe drzewa, chodzenie pod wiatr jest utrudnione
8	17,2 - 20,7	Gwałtowny wicher	wysokie, długie fale, pasma piany wzdłuż kierunku wiatru	wiatr łamie gałęzie, chodzenie pod wiatr wymaga dużego wysiłku
9	20,8 - 24,4	Wichura (sztorm)	fale i pasma piany, urywany ryk morza	wiatr powoduje niewielkie uszkodzenia budynków, np. zrywa dachówki
10	24,5 - 28,4	Silna wichura (sztorm)	morze białe od piany, fale przelewają się, ryk morza	wiatr wyrwa drzewa z korzeniami, powoduje znaczne uszkodzenia budynków
11	28,5 - 32,6	Gwałtowna wichura (silny sztorm)	wiatr zrywa wierzchołki fal, pył wodny	bardzo rzadko występuje na lądzie, powoduje rozległe zniszczenia
12	> 32,7	Huragan	kipiela wodna, huk morza, ograniczona widzialność	powoduje najcięższe spustoszenia

9.2 Przyrządy pomiarowe

Przyrządy do pomiaru kierunku i prędkości wiatru przeważnie ustawia się w ogródku meteorologicznym od strony północnej. Instaluje się je na maszcie metalowym lub żelbetowym, w miejscu odległym od wysokich przedmiotów w odległości równej, co najmniej ich 10-krotną wysokość. Wyjątkowo umieszcza się je na dachu budynku (ponad 6 m nad dachem i z dala od komina). Na stacjach meteorologicznych pomiary wiatru wykonuje się zasadniczo do wysokości 30 m nad gruntem; standardowo prowadzi się je na wysokości 10 m.

W automatycznych sieciach obserwacyjno-pomiarowych służb meteorologicznych, na naziemnych stanowiskach, zgodnie z zaleceniami CIMO-WMO, pomiary wiatru mają być wykonywane z dokładnością:

- prędkość wiatru $\pm 0,5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, kierunek wiatru $\pm 5^\circ$ dla potrzeb klimatologii,
- prędkość wiatru $\pm 0,5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ dla $v < 5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ oraz $\pm 10\%$ dla $v > 5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, kierunek wiatru $\pm 5^\circ$ dla potrzeb meteorologii synoptycznej

- prędkość wiatru $\pm 10\%$ dla $v > 1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, kierunek wiatru $\pm 10^\circ$ dla potrzeb agrometeorologii.

Do niedawna pomiar prędkości i kierunku wiatru na posterunkach meteorologicznych wykonywany był **wiatromierzem Wilda**. W przyrządzie tym prędkość wiatru wyznaczano za pomocą płytki prędkościowej, natomiast kierunek wiatru odczytywano z dwupłatowego steru kierunkowego z kulistą przeciwwagą.

Do pomiaru prędkości wiatru służą anemometry, natomiast do pomiaru kierunku wiatru - wiatrowe stery kierunkowe. Obecnie do najczęściej stosowanych należą:

- tachometryczne anemometry wirnikowe (czasowe, śmigłowe i łopatkowe) do pomiaru prędkości wiatru
- anemometry ultradźwiękowe do pomiaru prędkości i kierunku wiatru
- wiatrowe stery kierunkowe do pomiaru kierunku wiatru

Anemometry tachometryczne o wirnikach czasowych, śmigłowych lub łopatkowych są szeroko stosowane w pomiarach meteorologicznych, z uwagi na ich mocną konstrukcję, niezawodność i prostotę działania. W szczególności anemometry czasowe znalazły szerokie zastosowanie do pomiaru średniej prędkości wiatru w służbach meteorologicznych WWW (Watch Weather World). W badaniach mikrometeorologicznych, w tym także do wykonywania pomiarów profilu wiatru w warstwie przyziemnej, stosowane są przyrządy mniejsze i o szybszej reakcji.

Anemometry tachometryczne pracują na ogół w zakresach $0,1-10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ lub $1-50 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ i pozwalają na pomiar prędkości wiatru z dokładnością rzędu $\pm 2\%$ lub większą.

Składają się z:

- wirnika anemometrycznego – czujnika czasowego, śmigłowego lub łopatkowego,
- przetwornika pomiarowego (generatora sygnału),
- układu pomiarowego, analogowego lub cyfrowego.

Anemometry tachometryczne współpracują z różnymi przetwornikami pomiarowymi. Nowoczesne **anemometry czasowe i śmigłowe** współpracują z elektrycznymi przetwornikami pomiarowymi, ręczne anemometry łopatkowe i czasowe współpracują z licznikami mechanicznymi.

Najczęściej stosowane przetworniki w anemometrach wirnikowych:

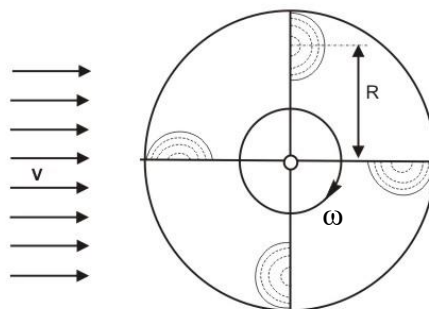
- liczniki mechaniczne – ruch obrotowy anemometru czasowego przenoszony jest za pośrednictwem przekładni mechanicznej o odpowiednim przełożeniu na wskazówki licznika obrotów, np. ręczne anemometry Robinsona i Rosenmüllera.
- prądnic tachometryczna prądu zmiennego – składa się z obwodu magnetycznego (o określonej liczbie zwojów) oraz wirnika w postaci magnezu trwałego, wprawianego w ruch obrotowy przez wirnik anemometru, który indukuje prąd zmienny proporcjonalny do prędkości obrotowej wirnika, np. anemometr indukcyjny.
- generator impulsowy-kontaktowy – zasada jego działania polega na wytwarzaniu w obwodzie pomiarowym impulsów elektrycznych, których częstotliwość przetwarzania jest liniową funkcją prędkości kątovej wirnika anemometrycznego. W charakterze kontaktu impulsowego stosowane są m.in. mechaniczne pary styków uruchamiane przez występ na kole przekładni ślimakowej, z którą współpracuje wirnik anemometru lub kontaktron uruchamiany przez wirujący magnes stały lub zespół magnesów, osadzonych na osi anemometru, np. anemometr kontaktowy całkujący (AC1).

Wirnik anemometru czasowego składa się z trzech lub czterech półkolistych lub stożkowych czasz, które są umieszczone symetrycznie wokół osi na odpowiedniej długości ramionach (Rys.9.2).



Rysunek 9.2 Anemometr czasowy (źródło: <http://WWW.lambrecht.net>)

Wirnik może obracać się swobodnie w łożyskach. Urządzenie należy ustawić tak, aby wirnik obracał się wokół pionowej osi, prostopadłej do kierunku przepływu powietrza i do płaszczyzny obrotu czasz. Ponieważ aerodynamiczny współczynnik oporu wypukłych powierzchni czasz jest mniejszy niż wklęsłych, pod wpływem takiego samego naporu przepływającego powietrza na czasze znajdujące się po przeciwnych stronach osi obrotu, powstaje różnica momentów napędowych, która zacznie obracać wirnik anemometru z prędkością kątową ω w kierunku wyznaczonym przez powierzchnie wklęsłe (Rys.9.3). Liczba obrotów wirnika jest funkcją prędkości wiatru.



Rysunek 9.3 Schemat anemometru czasowego; v – prędkość wiatru, R – odległość osi czaszy od osi obrotu wirnika, ω – prędkość kątowa wirnika (na podstawie: Róźdzłyński 2004)

Kierunek obrotu czasz anemometru nie zależy od kierunku wiatru, co stanowi ich główną zaletę, gdyż zbędne jest ich ustawienie w kierunku wiatru, dlatego są idealne do pomiarów ciągłych w służbach meteorologicznych.

Wirniki anemometrów łopatkowych (Rys. 9.4) i śmigłowych (Rys. 9.5) wykorzystują siły naporu aerodynamicznego na skośnie ustawione łopatki lub płaty śmigła, osadzone na osi równoległej do kierunku przepływu powietrza. Z tego powodu wirniki te są rzadko stosowane w pomiarach meteorologicznych. Prędkość wiatru wyznacza się na podstawie obrotów wirnika w jednostce czasu.



Rysunek 9.4 Anemometr łopatkowy (źródło: <http://www.test-therm.com.pl>)



Rysunek 9.5 Anemometr śmigłowy (źródło: <http://www.vaisala.com>)

Wszystkie rodzaje wirników przedstawionych powyżej anemometrów wykonywane są najczęściej ze specjalnie dobranych, wytrzymałych, lekkich tworzyw lub kompozytów z włókien węglowych lub aluminium, zapewniających odpowiednią wytrzymałość i sztywność konstrukcji wirnika.

Do charakterystycznych cech nowoczesnych anemometrów wirnikowych należą m.in.:

- niski próg zadziałania (rozruchu) $0,1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, tj. najmniejsza prędkość wiatru, przy której wirnik anemometru zaczyna wykonywać nieprzerwany ruch obrotowy,
- mała bezwładność przyrządu,
- duża wytrzymałość mechaniczna, zwłaszcza wirnika, na udarowe obciążenia wywołane ekstremalnymi porywami przy dużych prędkościach wiatru,
- niewrażliwość na oddziaływanie promieniowania UV (deformacje, kurczenie się tworzyw) i korozję, co ma wpływ na okres eksploatacji.

W pomiarach prędkości wiatru są wykorzystywane również **ręczne anemometry czasowe Robinsona** (Rys. 9.6) i **Rosenmüllera**, (Rys. 9.7) w których zasada działania jest taka sama, jak w opisanych wyżej automatycznych anemometrach czasowych. W anemometrach ręcznych, w odróżnieniu od automatycznych, znajduje się licznik mechaniczny, który zlicza liczbę obrotów wirnika. Anemometry te służą do wyznaczania średniej prędkości wiatru za dowolnie wybrany okres czasu, dzieląc liczbę obrotów wirnika przez czas pracy anemometru.

W przypadku **anemometru Robinsona** odczytu dokonuje się 2-krotnie: przed i po pomiarze. Przed przystąpieniem do pomiaru należy odczytać stan licznika. Następnie równocześnie z uruchomieniem przyrządu – przez przesunięcie dźwigni należy włączyć stoper, a po upływie, np. 100 sekund licznik trzeba wyłączyć i ponownie odczytać jego stan. Z różnicy tych stanów, podzielonych przez liczbę sekund, wyznacza się prędkość wiatru (Kossowska-Cezak U., 2000).



Rysunek 9.6 Anemometr ręczny Robinsona

Anemometr Rosenmüllera jest ulepszoną wersją anemometru Robinsona, gdyż ma wmontowany specjalny licznik czasu, pracujący 100 sekund. Przed rozpoczęciem pomiaru prędkości wiatru wskazówki anemometru trzeba sprowadzić do zera specjalnym kasownikiem, a zegar nakręcić pokrętką włącznika. Po upływie 100 s. anemometr wyłącza się samoczynnie. Odczyt średniej prędkości wiatru należy później skorygować na podstawie świadectwa dołączonego do przyrządu (Kossowska-Cezak U., 2000).



Rysunek 9.7 Anemometr ręczny Rosenmüllera (źródło: <http://www.igf.fuw.edu.pl>)

Anemometr indukcyjny (Rys. 9.8) - przekazuje obroty wirnika do mechanizmu, który działa na zasadzie indukcji magnetycznej. Najczęściej stosowanym przetwornikiem w tego typu anemometrach jest prądnica tachometryczna prądu zmiennego (patrz podrozdział -

Najczęściej stosowane przetworniki w anemometrach wirnikowych). W takim przypadku określana jest chwilowa prędkość wiatru.



Rysunek 9.8 Anemometr ręczny indukcyjny

Anemometr kontaktowy całkujący (AC1) – najczęściej stosowanym przetwornikiem jest generator impulsowy-kontaktowy (patrz podrozdział - Najczęściej stosowane przetworniki w anemometrach wirnikowych). Stosuje się bardzo różne rozwiązania. Jednym z nich to na stałe złączone z osią rotoru pierścień z wybruszeniem, który raz na każdy obrót zwiiera układ elektryczny. Impulsy są zliczane za pomocą licznika mechanicznego lub elektrycznego. Anemometry te służą do wyznaczenia średniej prędkości wiatru za okres 10 minut.

Przykład

Obliczyć średnią dobową prędkość wiatru na podstawie licznika anemometru kontaktowego całkującego (AC1). Stan licznika na koniec doby wynosi 650 impulsów. Charakterystyka przyrządu poniżej (Rys.9.9).

Rozwiązanie:

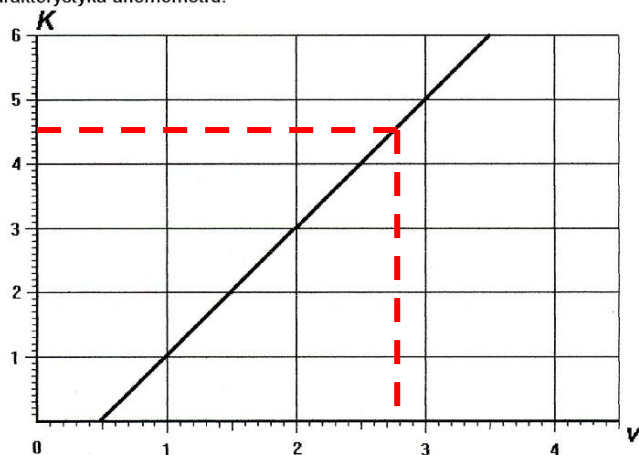
Ilość impulsów (kontaktów) w ciągu doby: 650 kontaktów

Ilość okresów 10 minutowych w 1 dobie: $24 \text{ h} \cdot 6 \text{ przedziałów} = 144 \text{ przedziały}$

Ilość kontaktów na 10 min: $K = \frac{650}{144} = 4,51 \text{ kontaktów}$

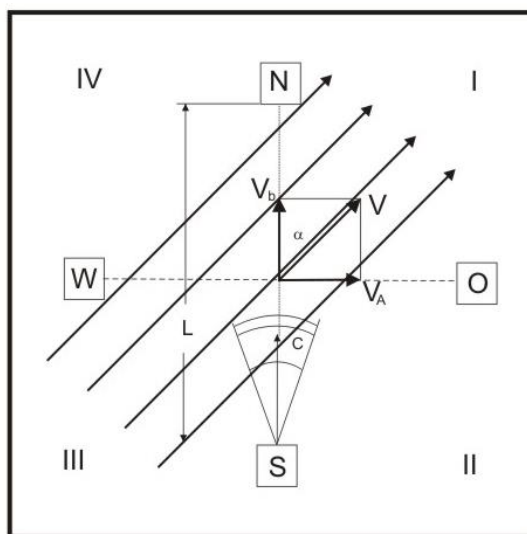
Odpowiedź: dla $K = 4,51$ $v = 2,8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

Charakterystyka anemometru:



Rysunek 9.9 Charakterystyka anemometru

W anemometrach ultradźwiękowych, do określenia prędkości i kierunku wiatru wykorzystuje się efekt unoszenia fali akustycznej przez poruszające się z prędkością V powietrze. Ruch ten może być rozłożony na dwie wektorowe prędkości składowe V_a i V_b w układzie współrzędnych prostokątnych, który wynika z rozstawienia ścieżek akustycznych, łączących przetworniki akustyczne na osiach N-S i O-W (Rys. 9.10).



Rysunek 9.10 Ustawienie przetworników w anemometrze ultradźwiękowym (na podstawie: Rózdżyński 2004)

Ustawienie tego układu w płaszczyźnie poziomej pokrywa się z kierunkami światła. Jeżeli w chwili t , z przetwornika S wysłany zostanie z prędkością C impuls o wysokiej częstotliwości (ultradźwięk), to będzie on się przemieszczać w kierunku przetwornika N z prędkością:

$$V_1 = C + V_b = C + V \cos \alpha$$

gdzie: C – prędkość propagacji dźwięku w powietrzu bez ruchu, o określonej temperaturze, ciśnieniu i wilgotności.

Impuls ten w chwili wysłania uruchamia czasomierz elektroniczny. Impuls dotrze do przetwornika N pełniącego rolę odbiornika po upływie czasu:

$$t_1 = \frac{L}{V_1} = \frac{L}{C + V \cos \alpha}$$

gdzie: L – długość ścieżki pomiarowej

i wówczas czasomierz elektroniczny zostanie zatrzymany, a czas t_1 przekazany do pamięci systemu pomiarowego. Po krótkiej przerwie role przetworników się zmieniają, a impuls wysyłany z przetwornika N przemieszczać się będzie w kierunku S z prędkością:

$$V_2 = C - V_b = C - V \cos \alpha$$

i dotrze do przetwornika S pełniącego teraz rolę odbiornika po upływie czasu:

$$t_2 = \frac{L}{V_2} = \frac{L}{C - V \cos \alpha}$$

Pomiar czasu t_2 odbywa się w taki sam sposób jak czasu t_1 . Dla wyznaczenia czasów niezbędna jest znajomość prędkości dźwięku w powietrzu w chwili wykonywania pomiaru.

Anemometry ultradźwiękowe (Rys. 9.11) stosowane są do punktowych pomiarów składowych prędkości i kierunku wiatru w przestrzeni trójwymiarowej (3D).



Rysunek 9.11 Anemometry ultradźwiękowe (źródło: archiwum Zakładu Meteorologii i Klimatologii SGGW oraz <http://www.vaisala.com>)

W porównaniu z tradycyjną techniką pomiarową np. anemometrami wirnikowymi, ultradźwiękowe anemometry stacyjne, mają wiele istotnych zalet, m.in.:

- brak w nich części ruchomych ulegających zużyciu lub zanieczyszczeniu, co redukuje to koszty eksploatacyjne sieci automatycznych stacji meteorologicznych (ASM),
- nie wymagają wzorcowania – działanie ich oparte jest na metodzie bezwzględnej pomiaru prędkości unoszenia fali dźwiękowej przez powietrze będące w ruchu. Ich liniowa charakterystyka wynika ze ściśle określonych właściwości technicznych układu pomiaru czasu lub częstotliwości,
- mają duży zakres pomiarowy wynikający głównie z niezmienności długości ścieżek pomiarowych,
- mają krótkie czasy pomiaru prędkości i kierunku (rzędu 1-10 ms na 1 wartość),
- są odporne na korozję.

Anemometry ultradźwiękowe budowane są obecnie w kilku wersjach, przeznaczonych dla różnych zastosowań. Spośród najczęściej stosowanych to:

- dla celów badawczych, wersja trójwymiarowa, służąca do pomiaru wszystkich trzech składowych przestrzennego wektora wiatru,
- w automatycznych stacjach meteorologicznych stosuje się wersję dwuwymiarową, służącą do pomiaru składowych poziomych wektora wiatru, z czego można wyznaczyć prędkość i kierunek wiatru.

W anemometrach ultradźwiękowych prędkość wiatru może być mierzona w zakresie od 0 do 60 m·s⁻¹, z dokładnością $\pm 2\div 5\%$ i rozdzielczością 0,01 m·s⁻¹, natomiast kierunek wiatru mierzony jest w zakresie 0 \div 360° z dokładnością $\pm 1\div 3^\circ$.

Wiatrowe systemy kierunkowe (kierunkowskazy) - najprostszy ster kierunkowy składa się z pionowego płata, który umocowany z jednej strony w piaście, umożliwiającym swobodne obracanie się wokół pionowej osi, przy minimalnym tarciu. Najczęściej układ ten ma przeciwwagę równoważącą ciężar steru (Rys. 9.12). Niektóre stery kierunkowe mogą też być wyposażone, np. w 2 płaty rozstawione równoległe, 2 płaty klinowo zbieżne lub rozbieżne, tworzące cylindryczną dyszę. Ster kierunkowy ustawi się zawsze samoczynnie w takim położeniu – w stosunku do wiatru, w którym parcie na obie jego powierzchnie będzie jednakowe, tzn. zgodnie z kierunkiem wiatru – przeciwwaga będzie wtedy wskazywała stronę świata, z której wiatr wieje. Według wymagań WMO wiatrowe stery kierunkowe mają zastosowanie w zakresie prędkości od 0,5 do 50 m·s⁻¹ i kierunku w zakresie 0 - 360° z dokładnością $\pm 5^\circ$.

Kierunkowskazy współpracują z anemometrami czaszowymi jako czujniki indywidualne i współosiowe (Rys. 9.12 i 9.13), zaś z anemometrami śmigłowymi – jako czujniki współosiowe.



Rysunek 9.12 Wiatrowy ster kierunkowy (źródło: <http://www.lambrecht.net>)



Rysunek 9.13 Wiatrowy ster kierunkowy z anemometrem czaszowym (źródło: <http://www.lambrecht.net>)

9.3 Opracowanie i wykorzystanie wyników

Wyniki pomiarów wiatru przedstawia się w postaci średnich dobowych (z trzech terminów według czasu UTC: 06, 12, i 18 lub z 24 pomiarów), a na ich podstawie - średnich dekadowych, miesięcznych, sezonowych, rocznych oraz wieloletnich.

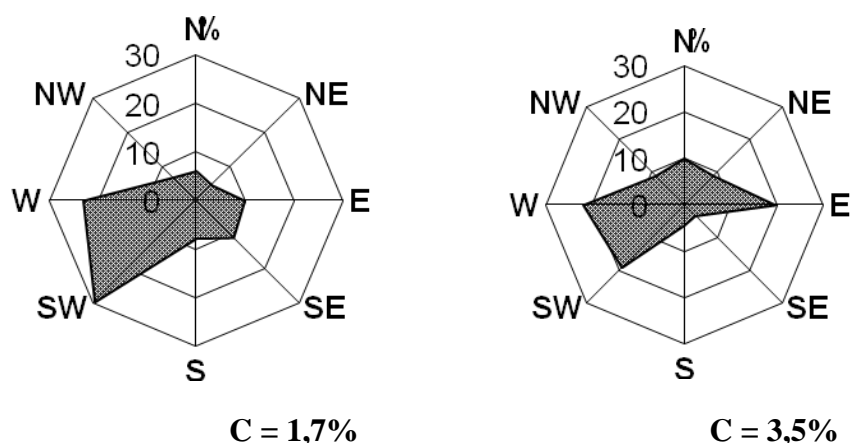
W odniesieniu do kierunków wiatru podstawową formą opracowania są częstości poszczególnych kierunków (z uwzględnieniem 8 lub 16 kierunków) w układzie dobowym, dekadowym, miesięcznym, sezonowym i rocznym. Oprócz częstości kierunków wiatru podaje się także częstość cisz. Zestawione materiały dotyczące kierunków wiatru przedstawiono w tabeli 9.3, a dla lepszego i bardziej przejrzystego zobrazowania przedstawiono także w postaci wykresów dla stycznia i lipca, czyli tzw. róży wiatrów – Rys. 9.14.

Tabela 9.3 Średnia częstość kierunków wiatru w procentach ogólnej liczby obserwacji Warszawa-Ursynów SGGW, 2001-2005

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C
I	6,1	4,5	9,9	10,8	7,8	29,5	23,2	6,8	1,7
II	9,1	7,3	16,0	4,4	6,9	23,1	21,1	9,6	2,6
III	9,8	6,7	13,4	3,1	5,7	28,2	21,5	9,0	2,7
IV	14,5	10,1	21,0	3,6	5,4	17,8	15,3	7,4	5,4
V	8,5	5,1	20,7	4,7	4,9	25,7	20,9	5,9	3,6
VI	6,4	6,8	12,6	3,9	6,2	22,9	28,4	10,3	2,8
VII	10,1	9,0	19,8	3,4	4,4	19,1	21,9	8,9	3,5
VIII	10,7	9,4	20,9	4,9	5,5	14,7	19,1	9,2	6,0
IX	8,9	8,9	19,6	4,9	7,1	21,3	15,2	6,4	7,9
X	6,1	5,0	21,3	6,2	8,0	25,7	18,4	4,3	5,2
XI	6,7	6,5	25,6	7,3	8,4	24,2	15,6	4,0	1,8
XII	4,8	5,2	20,9	4,5	7,5	29,5	19,5	4,4	3,8
Rok	8,5	7,0	18,4	5,1	6,5	23,5	20,0	7,2	3,9

Styczeń

Lipiec



Rysunek 9.14 Częstość (%) kierunków wiatru i cisz w styczniu i lipcu. Warszawa Ursynów SGGW, 2001-2005 (według danych z tabeli 9.3).

Prędkość wiatru charakteryzuje się zwykle podając wartość średnią arytmetyczną (nie łącząc jej z kierunkiem) w pojedynczym miesiącu, sezonie, roku, czy odpowiednio z okresu wieloletniego. Można podawać ją też oddzielnie z każdego terminu pomiarowego, a także z całej doby łącznie.

Inną charakterystyką jest liczba obserwacji z ciszą oraz liczba dni z wiatrem w różnych przedziałach prędkości.

L. Bartnicki (1930) podzielił wiatry pod względem prędkości na:

Bardzo słaby	1-2 m·s ⁻¹
Słaby	3-5 m·s ⁻¹
Umiarkowany	6-10 m·s ⁻¹
Silny	11-15 m·s ⁻¹
Bardzo silny	>15 m·s ⁻¹

W. Parczewski (1960) podał jeszcze szczegółowszą klasyfikację prędkości wiatru:

Cisza	0 m·s ⁻¹
Bardzo słaby	1-2 m·s ⁻¹
Słaby	3-4 m·s ⁻¹
Umiarkowany	5-6 m·s ⁻¹
Dość silny	7-10 m·s ⁻¹
Silny	11-15 m·s ⁻¹
Bardzo silny	16-20 m·s ⁻¹
Wichura	21-24 m·s ⁻¹
Silna wichura	25-28 m·s ⁻¹
Gwałtowna wichura	29-32 m·s ⁻¹
Huragan	≥ 33 m·s ⁻¹

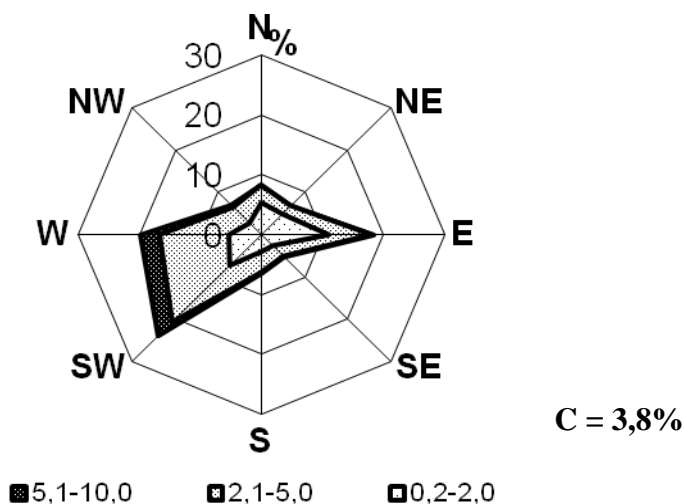
Prędkość wiatru opracowuje się najczęściej z kierunkiem. Częstość kierunków wiatru, tak jak w tab.9.3, można podać w procentach ogólnej liczby przypadków w danym przedziale

prędkości (Tab. 9.4). Związek prędkości wiatru z kierunkiem przedstawia się graficznie za pomocą tzw. kierunkowo-prędkościowych róż wiatru, które przedstawiono na rysunku 9.15.

Tabela 9.4 Częstość kierunków wiatru (%) ogólnej liczby obserwacji w danym przedziale prędkości wiatru ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). Warszawa Ursynów SGGW 2001-2005

	0,2-2,0	2,1-5,0	5,1-10,0	10,1-15,0	>15,0
N	5,4	2,9	0,2	0,0	0,0
NE	4,9	2,0	0,1	0,0	0,0
E	11,0	7,0	0,3	0,0	0,0
SE	2,6	2,5	0,2	0,0	0,0
S	2,9	3,5	0,2	0,0	0,0
SW	7,3	13,3	3,4	0,1	0,0
W	5,2	11,3	3,3	0,1	0,0
NW	2,8	3,7	0,6	0,0	0,0

$C = 3,8\%$



Rysunek 9.15 Kierunkowo-prędkościowa róża wiatru (%) w przedziałach prędkości wiatru ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). Warszawa Ursynów SGGW, 2001-2005 (według danych z tabeli 9.4)

10. METEOROLOGIA SYNOPTYCZNA

Meteorologia synoptyczna (synoptyka) jest to dział meteorologii zajmujący się różnoskalowymi procesami zachodzącymi w atmosferze oraz prognozowaniem pogody na podstawie ciągłego ich śledzenia za pomocą zdjęć satelitarnych, map synoptycznych i in.

Pogoda to jest to stan atmosfery ziemskiej obserwowany w danym miejscu i czasie, odznaczający się określonym układem elementów i zjawisk meteorologicznych, takich jak np.: ciśnienie, temperatura i wilgotność powietrza atmosferycznego, zachmurzenie, opady atmosferyczne, kierunek i prędkość wiatru.

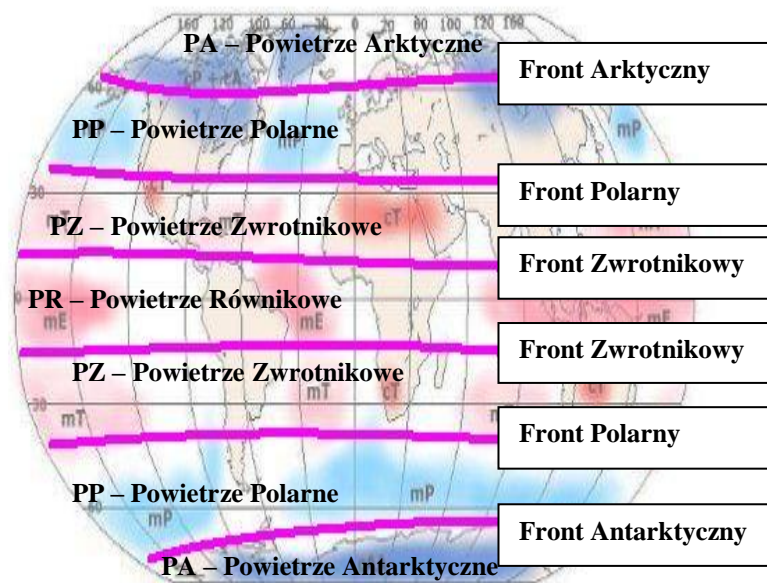
10.1 Masy powietrza

Przebieg pogody związany jest ściśle z ruchem **mas powietrza**, które wyodrębniają się w troposferze w procesie ogólnej cyrkulacji atmosfery. W masie powietrza utrzymującej się przez dłuższy czas nad określonym obszarem kształtuje się charakterystyczny dla niej pionowy rozkład wymienionych parametrów fizycznych (temperatura, wilgotność powietrza), stopień zanieczyszczenia i określony typ pogody (charakterystyczny zespół wartości elementów meteorologicznych notowany nad danym obszarem). Obszar, nad którym formuje się masa powietrza nosi nazwę **obszaru źródłowego**. Uformowane nad obszarami źródłowymi główne masy powietrza (Rys. 10.1) to:

- arktyczna (antarktyczna),
- polarna,
- zwrotnikowa,
- równikowa.

Masy te oddzielone są od siebie wąskimi strefami przejściowymi, które nazywamy stacjonarnymi frontami atmosferycznymi. Główne fronty atmosferyczne (Rys. 10.1) są to:

- arktyczny
- polarny,
- zwrotnikowy,

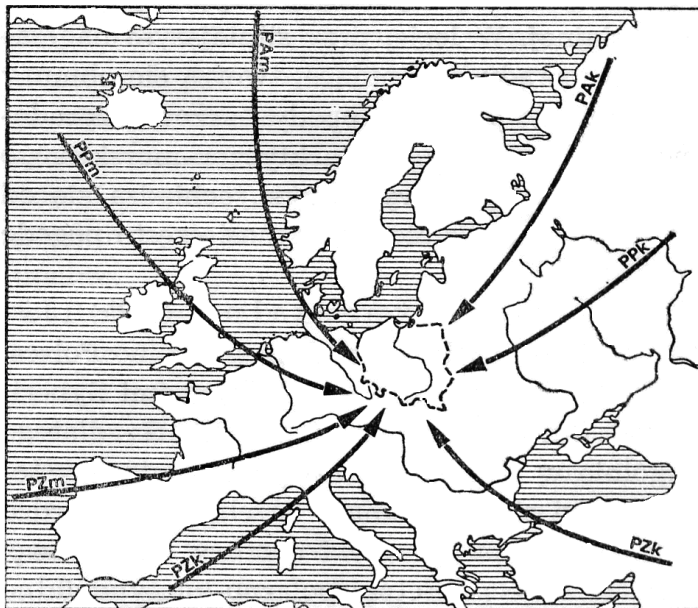


Rysunek 10.1 Rozkład frontów i mas powietrznych na kuli ziemskiej

W klasyfikacji mas powietrza uwzględnia się następujące elementy:

- **region powstawania (źródłowy) rozważanej masy** - w zależności od położenia geograficznego obszaru źródłowego rozróżnia się następujące, wymienione już główne masy powietrza: powietrze arktyczne (PA) – powstaje w rejonie Arktyki, polarne (PP) - tworzy się w szerokościach umiarkowanych, zwrotnikowe (PZ) – powstaje w okołozwrotnikowych szerokościach geograficznych, równikowe (PR) – kształtuje się w strefie równikowej,
- **stopień wilgotności** - jeśli obszar źródłowy jest kontynentem, stosunkowo sucha masa klasyfikowana jest jako kontynentalna (k), a jeśli nad oceanem, wilgotna nazywana morską (m),
- **temperaturę masy powietrza względem podłoża, nad które napływa** - masa o temperaturze wyższej od temperatury podłoża, nad które napływa, określana jest jako ciepła (c) a o temperaturze niższej – jako chłodna (ch).

Masy powietrza przemieszczając się z nad obszaru źródłowego nad obszarem o innych właściwościach fizjograficznych kształtują w jego obrębie właściwe sobie warunki meteorologiczne. Nad nowym podłożem, masa powietrza z upływem czasu traci swoje pierwotne właściwości (z podłoża obszaru źródłowego) nabierając cech charakterystycznych dla podłoża, nad którym się znajduje. Na mapach pogody taką masę oznaczamy jako powietrze stare.



Rysunek 10.2 Kierunki sływu mas powietrza nad Środkową Europę (źródło: Radomski 1980)

Nad obszar Polski napływają następujące masy powietrza (Rys. 10.2):

- powietrze arktyczne kontynentalne (PAk),
- powietrze arktyczne morskie (PAm),
- powietrze polarne kontynentalne (PPk),
- powietrze polarne morskie (PPm),
- powietrze zwrotnikowe kontynentalne (PZk),

- powietrze zwrotnikowe morskie (PZm).

10.2 Fronty atmosferyczne

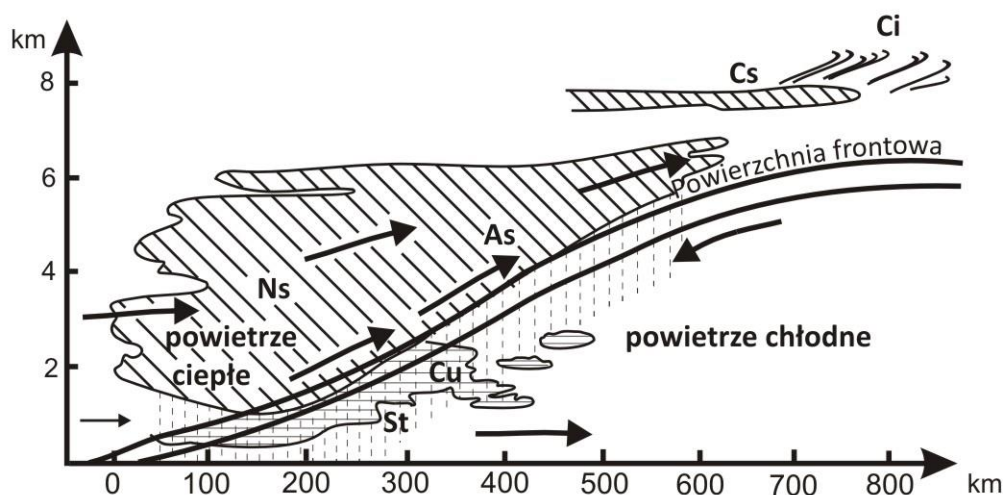
Jeśli dwie masy powietrza różniące się właściwościami fizycznymi, a szczególnie temperaturą, zetkną się ze sobą, to powstaje między nimi cienka warstwa przejściowa, którą nazywamy **powierzchnią frontową** lub **frontem atmosferycznym**. Obszar przecięcia się wymienionej warstwy z powierzchnią Ziemi nazywamy linią frontu. W obszarze tej warstwy występują duże poziome gradienty elementów meteorologicznych.

Ze względu na dynamikę fronty atmosferyczne mogą być **stacjonarne**, czyli niewykazujące wyraźnego ruchu lub **ruchome**.

W przypadku wymienionych wcześniej stacjonarnych frontów atmosferycznych trudno jest określić typowy przebieg pogody, ponieważ poszczególne odcinki tego frontu mogą charakteryzować się odmiennymi warunkami pogodowymi. Front stacjonarny określony jest na mapie kreskami na przemian czerwonymi i niebieskimi lub na przemian czarnymi półkami i trójkątami, przy czym pierwsze zwrócone są w stronę powietrza chłodnego, a drugie w stronę powietrza ciepłego.

Fronty ruchome dzielą się na: ciepłe, chłodne i zokludowane.

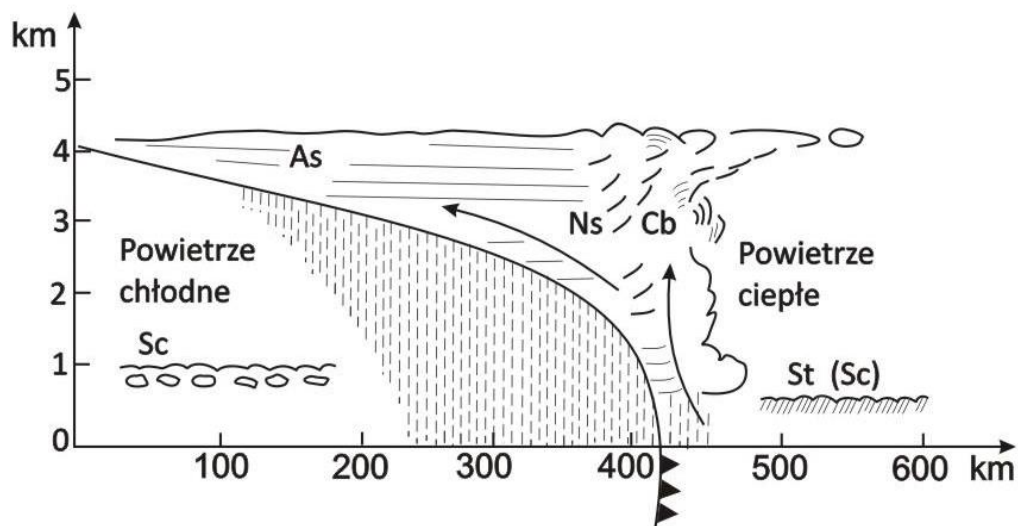
Front ciepły jest warstwą przejściową między ustępującym powietrzem chłodnym a nasuwającym się nań powietrzem ciepłym, charakteryzującą się przy tym małym kątem nachylenia względem powierzchni Ziemi. Przed nadejściem frontu ciepłego ciśnienie atmosferyczne równomiernie spada, wiatr wzmacnia się, a temperatura powietrza spada w strefie występowania deszczu. Front ciepły przynosi pogodę pochmurną, długotrwałe deszcze o małym natężeniu, a w zimie odwilż i opady śniegu. Układ chmur frontu ciepłego ma duży zasięg pionowy (Rys. 10.3). Na mapie synoptycznej front ciepły kreślony jest kolorem czerwonym lub czarnymi półkami zwróconymi w kierunku przemieszczania się frontu.



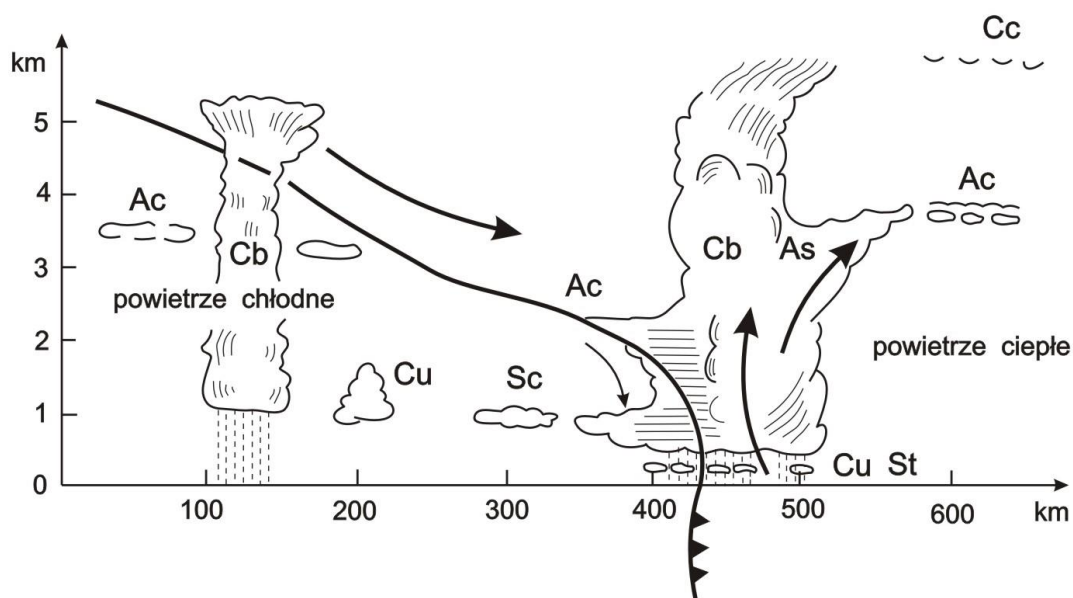
Rysunek 10.3 Schemat frontu ciepłego – przekrój pionowy. Strzałki oznaczają kierunek ruchu powietrza (źródło: Radomski 1980)

Front chłodny jest to warstwa przejściowa między ustępującym powietrzem ciepłym a napływającym dołem powietrzem chłodnym. Powietrze chłodne przemieszcza się dołem do przodu wypierając powietrze ciepłe, które cofa się przed nim lub zostaje wypychane do góry (Rys. 10.4, 10.5). Przemieszczanie się tego frontu jest na ogół szybsze niż ciepłego, dlatego

szybsze są również zmiany pogody. Przed nadejściem frontu chłodnego ciśnienie szybko spada, a temperatura powietrza nieco wzrasta, zwiększa się też niekiedy bardzo znacznie prędkość i porywistość wiatru. Po przejściu tego frontu występują opady burzowe, zwykle krótkotrwałe, temperatura spada, ciśnienie stopniowo wzrasta i zmniejsza się powoli prędkość wiatru. Front chłodny kreślony jest na mapie kolorem niebieskim lub czarnymi trójkątami zwróconymi w kierunku przemieszczania się frontu.



Rysunek 10.4 Schemat frontu chłodnego przemieszczającego się wolno (źródło: Radomski 1980)

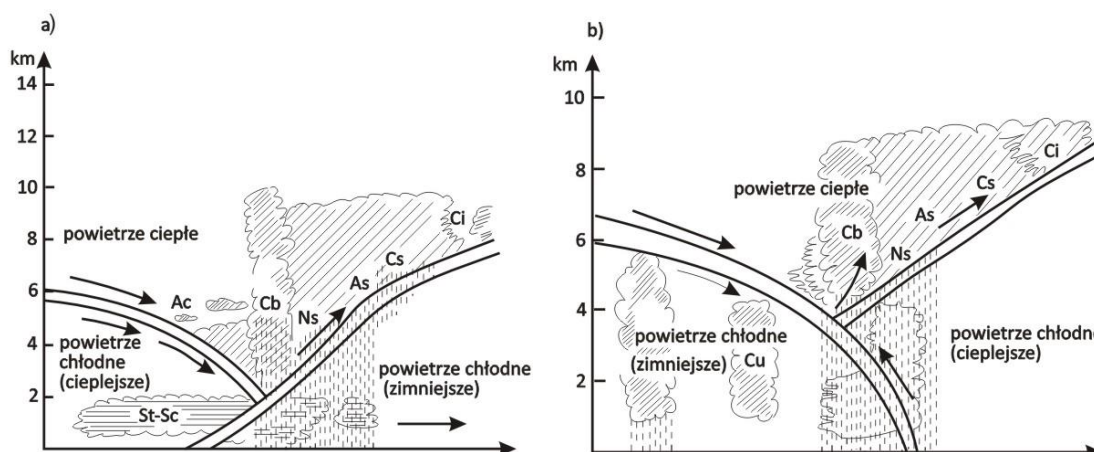


Rysunek 10.5 Schemat frontu chłodnego przemieszczającego się szybko (źródło: Radomski 1980)

Tabela 10.1 Zmiany elementów meteorologicznych podczas przemieszczania się frontów (źródło: Schmidt 1970, cyt. za Szwejkowskim 2004).

Elementy meteorologiczne	Ciśnienie	Wiatr	Temperatura	Zachmurzenie	Widzialność	Pogoda
Front ciepły						
Przed frontem	Równomiernie spada	Wzmaga się i czasami skręca w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara	Spada w strefie występowania deszczu	Pojawiają się stopniowo chmury: Ci, Cs, As, Ns, St	Poza strefą deszczów - dobra	Opad ciągły (deszcz, śnieg)
Podczas przechodzenia frontu	Spadek ustaje	Skręca zgodnie z ruchem wskazówek zegara, czasami się wzmaga	Wzrasta stopniowo	Chmury: Ns oraz St	Słaba – często mgły	Opad ustaje
Po przejściu	Zmienia się nieznacznie	Kierunek się nie zmienia	Wzrasta wyraźnie	Chmury: St lub Sc	Zazwyczaj zła, możliwe mgły	Silnie zachmurzenie, występuje mżawka lub słaby deszcz
Front chłodny						
Przed frontem	Spada	Wzmaga się i lekko skręca w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara	Nie zmienia się lub nieco wzrasta	Chmury: Ac lub As oraz Cb	Zwykle zła	Czasami mogą występować deszcze i burze
Podczas przechodzenia frontu	Szybko wzrasta	Nagle skręca zgodnie z ruchem wskazówek zegara – występują często szkwały	Gwałtownie spada	Chmury: Cb, As	Umiarkowana i poprawiająca się	Często silny deszcz, opady gradu i burze
Po przejściu frontu	Stopniowo wzrasta	Po przejściu szkwału wiatr lekko skręca w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara	Stopniowo spada, bardzo zmienna w strefie deszczu	Chmury: Ac, As lub Cu i Cb	Bardzo dobra, z wyjątkiem strefy opadów	Silne przelotne opady – typ pogody zmiennej

Front okluzji (zokludowany) – jest układem dwóch frontów rozgraniczających trzy masy powietrza: ciepłą i dwie chłodne. Temperatura obu chłodnych mas jest zwykle różna, co stanowi podstawę podziału frontu na okluzję ciepłą i okluzję chłodną. Jeżeli powietrze chłodne za frontem chłodnym jest cieplejsze od powietrza chłodnego przed frontem ciepłym to mówimy o **okluzji frontu ciepłego** (Rys. 10.6a). Jeżeli ustępuje powietrze cieplejsze przed nieco chłodniejszym, to powstaje **okluzja o charakterze frontu chłodnego** (Rys.10.6b). Front okluzji oznaczamy na mapie linią fioletową lub na czarno, na przemian półkami i trójkątami zwróconymi w kierunku przemieszczania się tego frontu.



Rysunek 10.6 Schemat frontu zokludowanego a) okluzja ciepła b) okluzja chłodna (źródło: Radomski 1980)

10.3 Układy ciśnienia

W meteorologii opisuje się pole ciśnienia za pomocą topografii powierzchni izobarycznych (powierzchni jednakowego ciśnienia) i układów izobar kreślonych na przekrojach poziomych i pionowych atmosfery. Aby scharakteryzować rozkład ciśnienia w przekroju poziomym, należy je odpowiednio przedstawić na mapie. Uzyskane z pomiarów wielkości ciśnienia zredukowanego do poziomu morza wpisuje się na mapę konturową, a następnie punkty o jednakowym ciśnieniu łączy się liniami, noszącymi nazwę izobar. Izobary kreśli się zwykle w odstępach ciśnienia co 5 hPa. Obszary wyodrębnione w polu ciśnienia przez określone układy izobar noszą nazwę **układów ciśnienia (układów barycznych)**. Do podstawowych układów ciśnienia zalicza się wyż baryczny i niż baryczny.

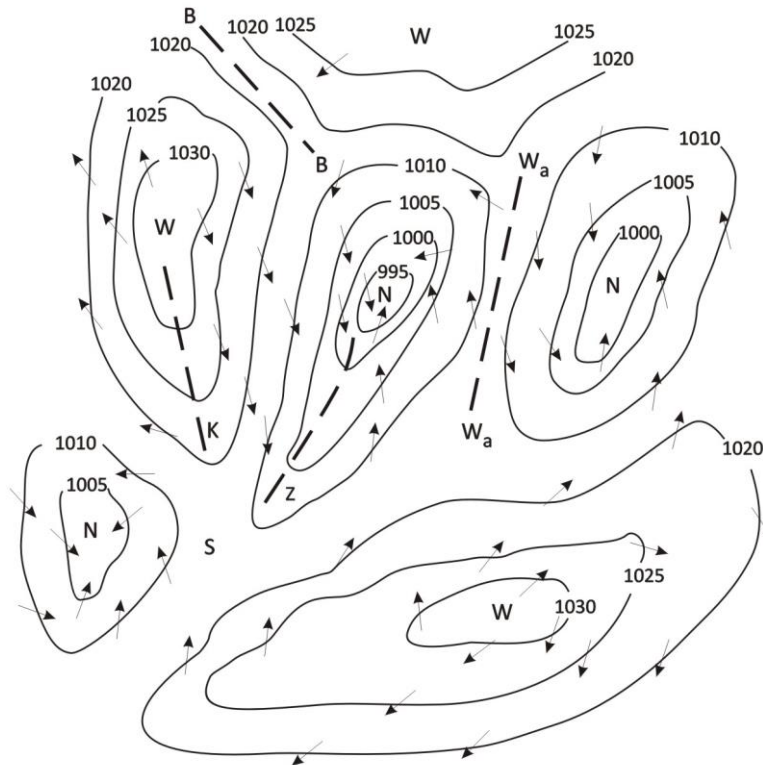
Wyż baryczny jest to obszar objęty układem zamkniętych izobar, w którym ciśnienie powietrza rośnie ku środkowi układu.

Niż baryczny jest to obszar objęty układem zamkniętych izobar, w którym ciśnienie powietrza maleje ku środkowi układu.

Ponadto występują w atmosferze i kreślone są na mapach synoptycznych obszary objęte przez układy izobar otwartych, noszące nazwy (Rys. 10.7):

- bruzda niskiego ciśnienia – wąski i wydłużony pas obniżonego ciśnienia między dwoma wyżami,
- wał wysokiego ciśnienia – wydłużony pas wysokiego ciśnienia pomiędzy leżącymi naprzeciw siebie dwoma niżami,
- zatoka niskiego ciśnienia – wydłużenie izobar w głąb obszaru o wyższym ciśnieniu,

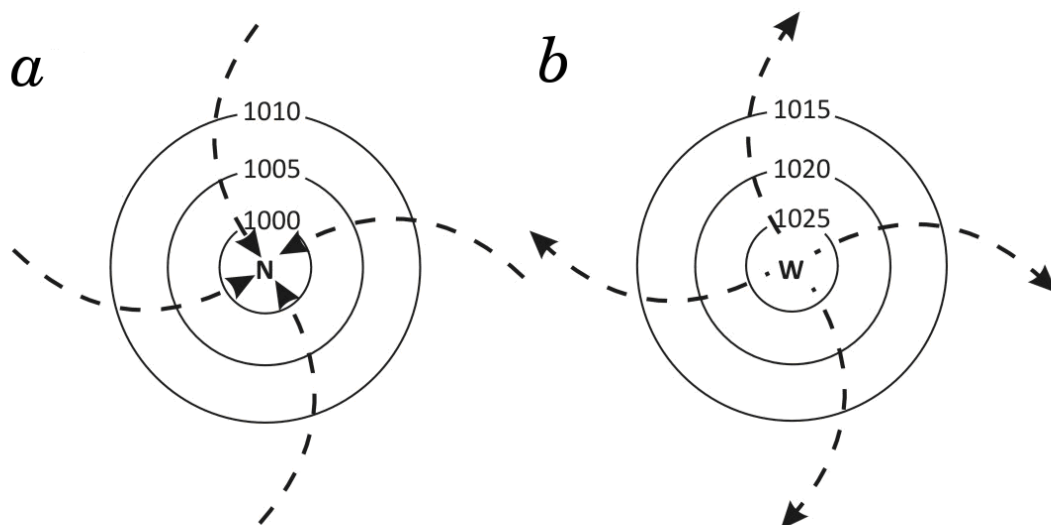
- klin wysokiego ciśnienia – obszar wysokiego ciśnienia wchodzący w obszar niskiego ciśnienia,
- siodło baryczne – układ ciśnienia pomiędzy leżącymi naprzeciw siebie dwoma wyżami i niżami.



Rysunek 10.7 Typy układów ciśnienia. Linie ciągłe – izobary, linie przerywane – osie układów, strzałki – kierunki wiatru przy powierzchni Ziemi na półkuli północnej. W – wyż baryczny, N – niż baryczny, B – bruzda niskiego ciśnienia, Z – zatoka niskiego ciśnienia, K – klin wysokiego ciśnienia, W_a – wał wysokiego ciśnienia, S – siodło (źródło: Radomski 1980)

Z występowaniem układów barycznych niżowych (cyklonalnych) i wyżowych (antycyklonalnych) związany jest poziomy ruch powietrza. Zgodnie z kierunkiem spadku ciśnienia w niżach powietrze zmierza od peryferii do centrum układu niżowego – występuje zbieżność, czyli konwergencja (Rys. 10.8a), a w wyżach od centrum ku peryferiom układu wyżowego - występuje tu rozbieżność, czyli dywergencja (Rys. 10.8b). Na półkuli północnej w niżu powietrze przemieszcza się po torze lewoskrętnej krzywej (siła Coriolisa), odwrotnie do ruchów wskazówek zegara.

Taki ruch powietrza w układach barycznych wywiera istotny wpływ na przebieg pogody. Zbieżny kierunek linii prądu w dolnej warstwie niżu wywołuje wstępujący ruch powietrza, a w ślad za tym duże zachmurzenie i częste opady atmosferyczne. Rozbieżny kierunek linii prądu w dolnej warstwie wyżu powoduje zstępujący ruch powietrza i związane z tym małe zachmurzenie oraz brak opadów.



Rysunek 10.8 Schematy cyrkulacji w niżu (a) i wyżu (b) na półkuli północnej. Linie ciągłe – izobary przy powierzchni Ziemi, linie przerywane – linie prądu powietrza przy powierzchni Ziemi (źródło: Radomski 1980)

10.4 Mapa synoptyczna

Mapa synoptyczna (mapa pogody) jest to mapa konturowa części kuli ziemskiej z naniesionymi wynikami obserwacji meteorologicznych i wykreślonym układem izolotni obrazujących stan atmosfery. Mapa synoptyczna pozwala oglądać jednocześnie warunki pogodowe nad wybranym obszarem kuli ziemskiej. Analiza kolejnych (w czasie) map synoptycznych daje możliwość śledzenia zmiany warunków pogodowych i pozwala przewidywać (prognozować) pogodę oraz przestrzegać przed ujemnymi skutkami działalności atmosfery.

Ze względu na czas objęty przewidywaniem wyróżnia się prognozy pogody:

- krótkoterminowe – do dwóch dni,
- średnioterminowe – do 10 dni,
- długoterminowe – powyżej 10 dni (zwykle miesiąc lub kwartał).

Ze względu na obszar objęty prognozą wyróżnia się prognozy:

- lokalne (np. dla portów, lotnisk, terenów turystycznych),
- makroskalowe (podające ogólny przebieg pogody spodziewanej na dużych obszarach).

Ponieważ istotne zjawiska pogody zachodzą w różnych warstwach atmosfery, zmusza to do analizy map pogody na różnych poziomach. Rozróżnia się mapy dolne (sporządzone na podstawie obserwacji meteorologicznych przy powierzchni Ziemi) oraz mapy górne (wykonane na podstawie obserwacji aerologicznych). Równoczesna analiza tych dwóch map nadaje metodzie synoptycznej charakter przestrzennej analizy procesów atmosferycznych.

Przekazywanie danych o obserwacjach meteorologicznych ze stacji odbywa się siecią internetową lub telefoniczną, za pomocą specjalnego szyfru składającego się z liter i cyfr (jest to tzw. depesza synoptyczna). Depesza jest podzielona na grupy cyfr, przy czym ilość grup

jest ściśle określona. Ze względu na ściśle wyznaczone miejsca w depeszy dla podawania danych o poszczególnych zjawiskach, nie można opuścić w niej ani jednej cyfry, nie można też przestawiać cyfr, gdyż depesza byłaby nieczytelna.

W codziennej praktyce synoptycznej w wymianie międzynarodowej przekazuje się dwa rozdziały – zerowy i pierwszy. W rozdziale drugim przekazywane są dane ze stacji morskich, w trzecim dane do wymiany regionalnej, w czwartym dane do wymiany krajowej dotyczące chmur a w rozdziale piątym dane do wymiany krajowej.

Symboliczna postać klucza FM 12 – XI SYNOP (rozdział 0 i 1)

Rozdział 0 $M_iM_iM_jM_j$ $YYGGi_w$ $IIiii$

Rozdział 1 i_Ri_xhVV $Nddff$ $1s_nTTT$ $2s_nT_dT_dT_d$ $3P_oP_oP_oP_o$ $4PPPP$ $5appp$ $6RRRt_R$
 $7wwW_1W_2$ $8N_hC_LC_MC_H$ $9GGgg$

$M_iM_iM_jM_j$ – grupa informująca o rodzaju danych. Jeżeli obserwacje pochodzą ze stacji lądowych, to depeszę należy oznakować symbolami AAXX, jeżeli ze stacji morskich to BBXX

$YYGGi_w$ - YY – dzień miesiąca, GG – godzina wykonania obserwacji w czasie UTC, i_w – wskaźnik wiatru (0 – prędkość wiatru określona za pomocą wiatromierza Wilda w m/s; 1 – prędkość wiatru odczytana z anemometru w m/s; 3 – prędkość wiatru w węzłach mierzona wiatromierzem; 4 – prędkość wiatru w węzłach mierzona anemometrem)

$IIiii$ - II – międzynarodowy identyfikator stacji (Polska 12), iii – numer stacji meteorologicznej (Warszawa Okęcie 375, Gdańsk Nowy Port 140)

i_Ri_xhVV – i_R - wskaźnik grupy opadowej $6RRRt_R$, i_x - typ stacji, h - wysokość względna podstawy najniższych chmur, VV - widzialność pozioma

$Nddff$ - N – wielkość zachmurzenia ogólnego (od 0 - niebo bezchmurne do 8 – pełne zachmurzenie, 9 – niebo niewidoczne, / – pomiarów nie wykonano), dd – kierunek wiatru (koduje się w dziesiątkach stopni cisza – 00, północny 36), ff – prędkość wiatru w jednostkach określonych w $YYGGi_w$

$1s_nTTT$ – 1 – wskaźnik liczbowy grupy, s_n – znak temperatury (0 – temperatura dodatnia lub 0°C, 1 – temperatura ujemna), TTT – temperatura powietrza z dokładnością do 0,1°C

$2s_nT_dT_dT_d$ – 2 – wskaźnik liczbowy grupy, s_n – znak temperatury (sposób szyfrowania jak temperatury powietrza), $T_dT_dT_d$ – temperatura punktu rosy (sposób szyfrowania jak temperatury powietrza)

$3P_oP_oP_oP_o$ – 3 – wskaźnik liczbowy grupy, $P_oP_oP_oP_o$ – ciśnienie atmosferyczne na poziomie stacji w dziesiątych częściach hPa

$4PPPP$ – 4 – wskaźnik liczbowy grupy, PPPP – ciśnienie atmosferyczne zredukowane do poziomu morza w dziesiątych częściach hPa z dokładnością do 0,1 hPa; cyfrę tysięcy opuszcza się (1010,4 hPa – 0104; 995,5 – 955)

$5appp$ – 5 – wskaźnik liczbowy grupy, a – charakterystyka tendencji ciśnienia atmosferycznego na poziomie stacji w ciągu 3 ostatnich godzin, ppp – wielkość tendencji ciśnienia powietrza w okresie trzech godzin poprzedzających obserwację wyrażona w dziesiątych częściach hPa

$6RRRt_R$ – 6 - wskaźnik liczbowy grupy, RRR – wysokość opadu za okres poprzedzający czas obserwacji podany pod t_R , t_R – czas trwania okresu kończącego się w terminie obserwacji, za który podaje się wysokość opadu (np. 1 – 6h poprzedzających obserwację, 2 – 12h poprzedzających obserwację)

$7wwW_1W_2$ – 7 – wskaźnik liczbowy grupy, ww – pogoda bieżąca. Koduje się tu zjawiska występujące na stacji w momencie wykonywania obserwacji np.: 00 – rozwój chmur nieznany, 01 - chmury zanikają, 02 – stan nieba bez zmian), W_1W_2 – pogoda ubiegła (np.: 0 - chmury pokrywały połowę lub mniej niż połowę nieba, 1 - chmury pokrywały ponad połowę nieba przez część okresu i mniej niż połowę przez pozostałą część okresu 2 – chmury pokrywały ponad połowę nieba, 8 – deszcz przelotny, 9 – burza)

8N_hC_LC_MC_H – 8 – wskaźnik liczbowy grupy, N_h – wielkość zachmurzenia przez chmury najniższego piętra w danej chwili. C_L – rodzaj chmur piętra niskiego Sc, St, Cu, Cb (np.: 0 - brak chmur C_L, 1-2 – chmury Cu), C_M – rodzaj chmur piętra średniego Ac, As, Ns (np.: 0 – brak chmur C_M, 1 – chmury As), C_H – rodzaj chmur piętra wysokiego Ci, Cc, Cs (np.: 0 – brak chmur C_H, 1 – 4 chmury Ci)

9GGgg – 9 – wskaźnik liczbowy grupy, GGgg – aktualny czas obserwacji w godzinach i minutach w czasie UTC. Grupę tę włącza się do depezy, gdy czas obserwacji różni się o ponad 10 minut od standardowego czasu podanego w rozdziale 0 pod GG

Zadanie

Rozszyfrować depezę

SYNOP AAXX 11121 12140 11577 71707 10237 20162 30077 40086 58011 60011
70181 84232

AAXX – stacja lądowa
11121 – 11 dzień miesiąca; 12 godzina UTC; 1 prędkość wiatru określona za pomocą anemometru w m/s;

12140 – 12 Polska; 140 stacja Gdańsk Port

11577 – grupa opadowa w rozdziale 1; stacja nieautomatyczna; wysokość względna podstawy najniższych chmur 600 – 1000m; widzialność pozioma 27km

71707 – wielkość zachmurzenia ogólnego ale bez pełnego pokrycia 7/8; kierunek wiatru w dziesiątkach stopni 170 °; prędkość wiatru określona anemometrem 7 m/s

10237 – wskaźnik liczbowy grupy; znak temperatury dodatnia; temperatura powietrza 23,7 °C

20162 – wskaźnik liczbowy grupy; znak temperatury dodatnia; temperatura punktu rosy 16,2 °C

30077 – wskaźnik liczbowy grupy; ciśnienie atmosferyczne na poziomie stacji 1007,7 hPa

40086 – wskaźnik liczbowy grupy; ciśnienie atmosferyczne zredukowane do poziomu morza w dziesiątych częściach hPa 1008,6 hPa

58011 - wskaźnik liczbowy grupy; tendencja baryczna na poziomie stacji w ciągu 3 ostatnich godzin mały wzrost, później duży spadek; wielkość tendencji ciśnienia o -1,1hPa

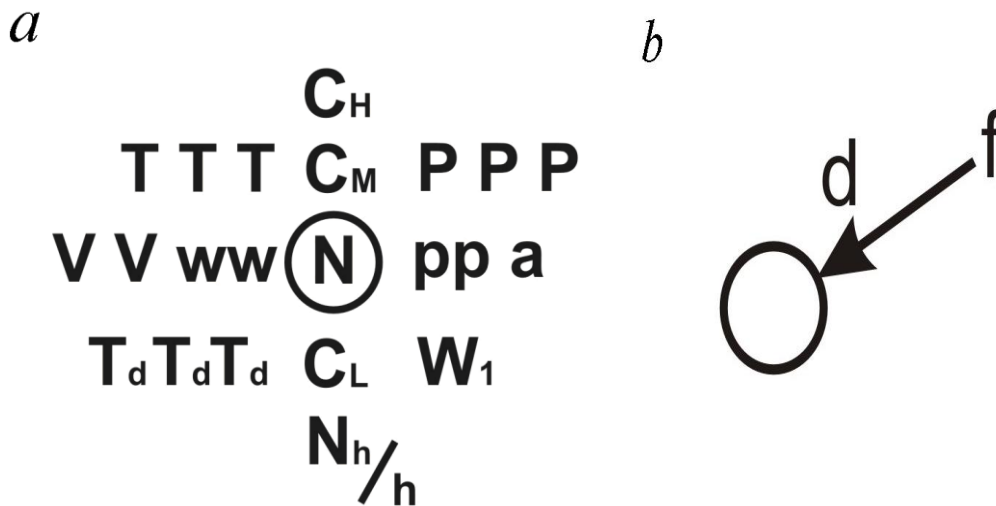
60011 – wskaźnik liczbowy grupy; suma opadu 1 mm; czas trwania okresu kończącego się w terminie obserwacji, za który podaje się wysokość opadu 6 godzin

70181 – wskaźnik liczbowy grupy; bieżąca pogoda w czasie obserwacji chmury zanikają; pogoda ubiegła deszcz przelotny, chmury pokrywały ponad połowę nieba przez część okresu i mniej niż połowę przez pozostałą część okresu

84232 - wskaźnik liczbowy grupy; wielkość zachmurzenia przez chmury piętra niskiego; rodzaj chmur piętra niskiego Cumulus mediocris lub congestus; rodzaj chmur piętra średniego Altocumulus translucidus; rodzaj chmur piętra wysokiego Cirrus spissatus

Na lądowej nieautomatycznej stacji meteorologicznej (Gdańsk Port) dnia 11 o godz. 12 UTC zaobserwowano: zachmurzenie ogólne 7/8 przez chmury Cu, których podstawy znajdują się od 600 do 1000 m n. p. stacji; temperatura powietrza 23,7°C; temperatura punktu rosy 16,2°C; ciśnienie atmosferyczne 1008,6 hPa, które od ostatniej obserwacji spadło o 1,1 hPa; wiatr (pomiar anemometrem) południowy wieje z prędkością 7 m/s; widzialność pozioma 27 km; obecnie chmury zanikają.

Dane, które biuro prognoz otrzymuje w postaci depezy, nanosi się na mapę w miejscach odpowiadających położeniu stacji meteorologicznych. (Rys. 10.9)

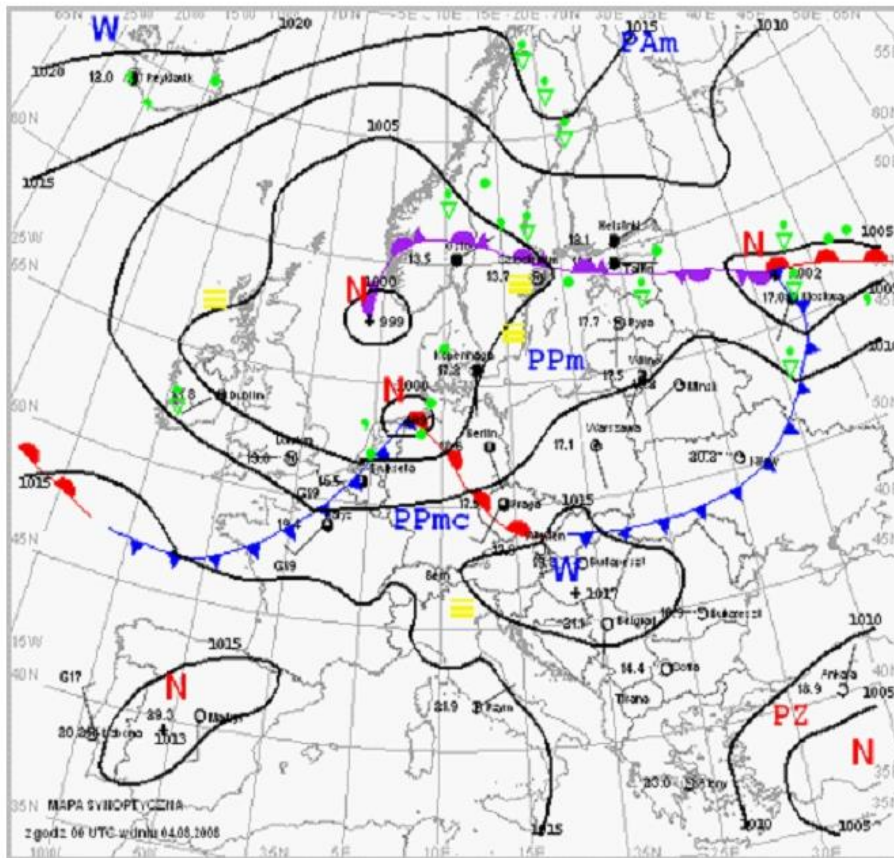


Rysunek 10.9 Model stacji na mapie pogody a) rozmieszczenie danych wokół stacji, b) sposób przedstawiania wiatru d – kierunek wiatru, f – prędkość wiatru w m/s (źródło: <http://www.imgw.pl>)

Po naniesieniu na mapę pogody danych meteorologicznych i po zapoznaniu się z przestrzennym rozmieszczeniem tych danych, synoptyk wykreśla izobary (linie łączące punkty o jednakowym ciśnieniu atmosferycznym). Izobary prowadzi się metodą interpolacji geometrycznej pomiędzy stacjami meteorologicznymi, jako krzywe wygładzone, bez zafalowań. Kreśli się je w odstępach, co 5 hPa, a przy słabo zróżnicowanym ciśnieniu co 2,5 hPa, a na mniejszych obszarach co 2 hPa. Wykreślone izobary pozwalają określić położenie niżów i wyżów. Następną czynnością jest wyrysowanie linii frontów i oznaczenie mas powietrza (Rys.10.10).

Na podstawie analiz map synoptycznych opracowywana jest prognoza pogody. Porównując kolejne mapy, synoptyk śledzi prędkość i kierunek przemieszczania się mas powietrza, układów barycznych i frontów. Następnie wyciąga on wnioski, jak w rezultacie tych przemieszczeń zmieniają się warunki pogodowe na rozpatrywanym obszarze. Przy ustalaniu ruchu i przyszłej lokalizacji obiektów synoptycznych korzysta się w dużej mierze z metody ekstrapolacji, czyli zakłada, że w ciągu najbliższego czasu procesy atmosferyczne powinny przebiegać według tych samych praw, zachowywać w przybliżeniu te same prędkości i kierunki, jak dotychczas. Przy dalszym uściśleniu uzyskanych wyników synoptyk wprowadza do swoich obliczeń ekstrapolacyjnych odpowiednie poprawki.

Aby poprawić jakość prognoz, poszukuje się nowych metod i udoskonala istniejące. Obecnie do praktyki służby pogody wprowadza się metody numeryczne prognoz. Przy użyciu komputerów rozwiązuje się równania z zakresu termodynamiki atmosfery, do których podstawia się dane pochodzące z obserwacji meteorologicznych.



LEGENDA

Rozmieszczenie danych met.
 temperatura powietrza --- TT
 zjawiska met. - ww (wielkość zachmurzenia)
 --- kierunek wiatru
 --- prędkość wiatru

Zjawiska meteorologiczne

• deszcz	} Napięcie opadu jest charakteryzowane ilością znaczków	▽ opady przelotne
• mgła		▨ obszar opadów deszczu
∞ zmętnienie		▨ obszar opadów śniegu
⚡ burza		
← błyskawica		
⬆ zamieć		

Masy powietrza

PP – powietrze polarne m – morskie
 PA – powietrze arktyczne k – kontynentalne
 PZ – powietrze zwrotnikowe s – stare, c – ciepłe

Wielkość zachmurzenia i prędkość wiatru

○ niebo bezchmurne	☉ cisza
○ 1/8 pokrycia nieba	~ wiatr zmienny
○ 2/8 " " " "	— 1 m/s
○ 3/8 " " " "	— 2.5 m/s
○ 4/8 " " " "	— 5 m/s
○ 5/8 " " " "	— 7.5 m/s
○ 6/8 " " " "	— 10 m/s
○ 7/8 " " " "	— 12.5 m/s
● zachmurzenie całkowite	• 22.5 m/s
○ niebo niewidoczne	— 25 m/s

Fronty

- front ciepły
- front chłodny
- front zokludowany
- front stacjonarny

Układy ciśnienia

W – wyż N – niż
 — izobara w hPa

Rysunek 10.10 Przykład mapy synoptycznej (źródło: codzienny biuletyn meteorologiczny IMGW)

11. ĆWICZENIA TERENOWE - POMIARY METEOROLOGICZNE

Celem terenowych pomiarów meteorologicznych wykonywanych przez studentów jest zaznajomienie się z pomiarami standardowymi wykonywanymi na stacji meteorologicznej, a także nabycie i doskonalenie praktycznych umiejętności wykonywania pomiarów i obserwacji podstawowych elementów meteorologicznych poza obszarem stacji. Pomiary wykonywane są za pomocą psychrometrów aspiracyjnych Assmanna na dwóch poziomach, z krokiem czasowym 20 min. na kilku (przynajmniej dwóch) stanowiskach w terenie różniącym się między sobą m. in. otoczeniem, rodzajem podłoża. Pomiary tego rodzaju umożliwiają opracowanie zestawień przebiegów elementów meteorologicznych, gradientów pionowych mierzonych wielkości oraz gradientów poziomych (różnic między stanowiskami pomiarowymi). Ważnym elementem ćwiczeń jest ocena trafności prognozy pogody na podstawie wyników własnych pomiarów i obserwacji.

11.1 Plan sprawozdania z ćwiczeń terenowych z „Meteorologii i klimatologii”:

1. Cel ćwiczeń terenowych.
2. Charakterystyka regionu klimatycznego (wg Romera oraz Wosia) i dzielnicy rolniczo-klimatycznej (wg Gumińskiego).
3. Charakterystyka pogody w Polsce wg prognozy z dnia poprzedniego.
4. Opis stanowiska pomiarowego.
5. Opis wykonanych pomiarów i obserwacji meteorologicznych; nazwy wykorzystywanych przyrządów, sposoby wykonania pomiarów i obserwacji.
6. Tabelaryczne zestawienie wyników.
7. Wykresy.
8. Opis uzyskanych wyników – przebiegu określanych elementów i ich zależności.
9. Ocena wpływu podłoża (rodzaju, uwilgotnienia), roślinności, wielkości zachmurzenia, prędkości wiatru na uzyskane wyniki.
10. Opis przebiegu pogody w ciągu dnia pomiarowego oraz ocena trafności prognozy.

Tabela 11.1 Tabela wyników pomiarów

Godzina pomiaru	Wysokość poziomów pomiarowych										V	N	Rodzaj chmur
	0,5 m n.p.g.					1,5 m n.p.g.							
	t	t'	e	f	d	t	t'	e	f	d			
	°C	°C	hPa	%	hPa	°C	°C	hPa	%	hPa			

Tabela 11.2 Tabela gradientów wybranych elementów meteorologicznych, np.: temperatury i wilgotności względnej powietrza

Godzina Pomiaru	Stanowisko 1		Stanowisko 2	
	Δt	Δf	Δt	Δf
	°C	%	°C	%

Objaśnienie znaków:

t – wskazanie termometru suchego,

t' – wskazanie termometru zwilżonego,

e – ciśnienie aktualne pary wodnej,

f – wilgotność względna powietrza,

d – niedosyt wilgotności powietrza,

Δt – różnica temperatury powietrza między poziomami 1,5 i 0,5 m n.p.g. ($t_{1,5} - t_{0,5}$).

Δf – różnica wilgotności względnej powietrza ($f_{1,5} - f_{0,5}$).

Δd – różnica niedosytu wilgotności powietrza ($d_{1,5} - d_{0,5}$).

Δe – różnica ciśnienia aktualnego pary wodnej ($e_{1,5} - e_{0,5}$).

Wykresy:

- Wykres przebiegu: temperatury powietrza - t , ciśnienia opary wodnej - e , wilgotności względnej powietrza - f i niedosytu wilgotności powietrza - d pomierzonych na wysokości 0,5 m n.p.g. oraz prędkości wiatru - V i zachmurzenia - N (na podstawie danych z własnego stanowiska pomiarowego).
- Wykres przebiegu: temperatury powietrza - t , ciśnienia opary wodnej - e , wilgotności względnej powietrza - f i niedosytu wilgotności powietrza - d pomierzonych na wysokości 1,5 m n.p.g. oraz prędkości wiatru - V i zachmurzenia - N (na podstawie danych z własnego stanowiska pomiarowego).
- Wykres przebiegu: temperatury powietrza - t i wilgotności względnej - f pomierzonych na poziomach 0,5 oraz 1,5 m n.p.g. oraz prędkości wiatru - V (na podstawie danych z własnego stanowiska pomiarowego).
- Wykres przebiegu: temperatury powietrza - t i wilgotności względnej - f pomierzonych na poziomie 0,5 m n.p.g. (na podstawie danych z własnego stanowiska pomiarowego oraz stanowiska nr 2).
- Wykres przebiegu: temperatury powietrza - t i wilgotności względnej - f pomierzonych na poziomie 1,5 m n.p.g. (na podstawie danych z własnego stanowiska pomiarowego oraz stanowiska nr 2).
- Wykres pionowych gradientów: temperatury powietrza Δt , wilgotności względnej - Δf i niedosytu wilgotności - Δd oraz wartości: prędkości wiatru - V i zachmurzenia - N (na podstawie danych z własnego stanowiska pomiarowego).
- Wykres gradientów pionowych: Δt , Δf (na podstawie danych z własnego stanowiska pomiarowego) oraz Δt , Δf ze stanowiska nr 2.

Zasada wykonywania pomiaru temperatury i wilgotności powietrza za pomocą psychrometru aspiracyjnego Assmanna

Na 7 minut przed terminem wykonania pomiaru należy mocno zwilżyć batyst znajdujący się na zbiorniczku „termometru zwilżonego”; następnie należy nakręcić sprężynę aspiratora i zawiesić przyrząd na statywie,

Na 3 minuty przed wykonaniem pomiaru należy ponownie nakręcić sprężynę aspiratora,

Punktualnie w terminie pomiarowym należy odczytać wskazanie termometru zwilżonego i suchego. W pierwszej kolejności dokonujemy odczytu części dziesiętnych stopnia, a następnie wartości całkowite. Należy zwrócić uwagę na to, aby podczas pomiaru słupek rtęci termometru był ustabilizowany (aby nie opadał ani nie wzrastał).

Po upływie ok. 30 sek. należy dokonać drugiego odczytu. Jeżeli odczytane wartości temperatury (pkt 3 i pkt 4) nie uległy zmianie, można je wykorzystać do określenia wilgotności powietrza posługując się tablicami psychrometrycznymi. Jeżeli jednak nastąpiła zmiana wskazania temperatury (obojętnie, na którym z termometrów), należy dokonać ponownych odczytów co 30 sek. aż do ich ustabilizowania.

3a. Jeżeli słupek rtęci ciągle opada, to należy odczekać aż do momentu ustabilizowania się temperatury.

3b. Jeżeli słupek rtęci wzrasta, należy raz jeszcze nakręcić sprężynę aspiratora (powrót do pkt 2) i po ustabilizowaniu się temperatury odczytać wskazanie termometru.

UWAGA ! W przypadku temperatury poniżej 0 °C po wykonaniu odczytu należy sprawdzić, czy pojawiło się oblodzenie batystu czy też batyst pozostaje wilgotny (nie oblodzony).

Przykład określenia charakterystyk wilgotności

Dane dwukrotnie odczytane z psychrometru: $t = 20,7\text{ °C}$, $t' = 11,9\text{ °C}$;

Obliczamy różnicę psychrometryczną: $\Delta t = t - t' = 8,8\text{ °C}$;

Na podstawie wartości t i t' odczytujemy z tablic psychrometrycznych:

$e = 6,9\text{ hPa}$, $d = 17,5\text{ hPa}$, $f = 28\%$;

Wiedząc, że:

e + poprawka,

d – poprawka (ta sama wartość co przy e),

f + poprawka,

wyznaczamy wartości powyższych poprawek:

Wartość poprawki e , d : Tablice psychrometryczne (Rojecki A. Warszawa 1959) tab. 11 str. 203,

Na podstawie wcześniej obliczonej wartości $\Delta t = 8,8\text{ °C}$, określamy wartość poprawki e , $d = 1,2\text{ hPa}$;

Wartość poprawki f : Tablice psychrometryczne (Rojecki A. Warszawa 1959) tab. 13 str. 206,

Na podstawie wcześniej obliczonej wartości Δt oraz zaokrąglonej do wartości całkowitych temperatury powietrza ($t = 21\text{ °C}$), określamy wartość poprawki $f = 5\%$;

Wartości poprawione, które wpisuje się do tabeli wyników (pkt 6.1.):

$e = 6,9 + 1,2 = \underline{8,1\text{ hPa}}$;

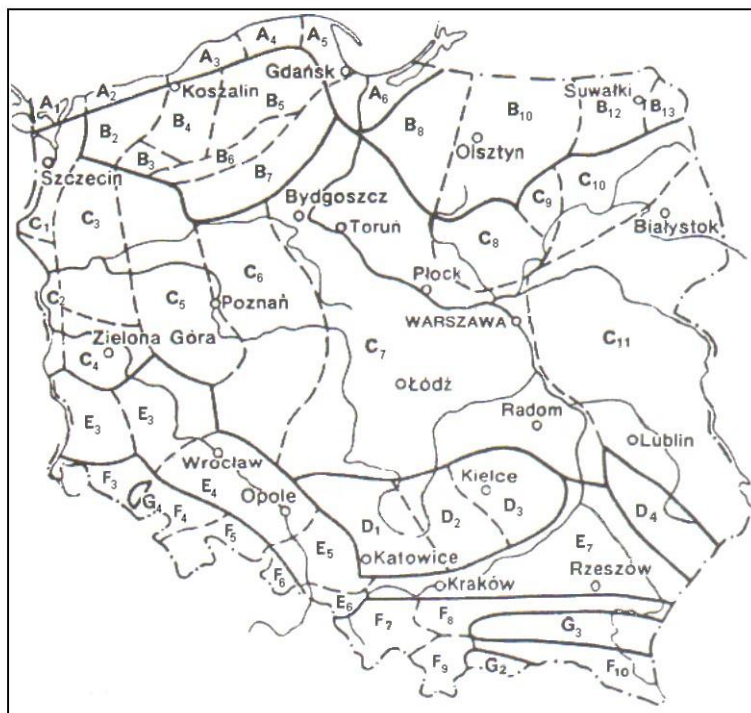
$d = 17,5 - 1,2 = \underline{16,3\text{ hPa}}$;

$f = 28 + 5 = \underline{33\%}$

11.2 Podział Polski na regiony i dzielnice klimatyczne

Tereny o podobnych warunkach klimatycznych łączy się, a o różnych warunkach wydziela się w odrębne regiony stosując mniej lub bardziej obiektywne kryteria podziału.

Rozróżnia się ogólną i szczegółową rejonizację klimatyczną i agroklimatyczną. Pierwsza zakłada wydzielanie rejonów według potrzeb wszystkich roślin uprawnych czy też wszystkich gałęzi rolnictwa. Druga uwzględnia tylko określone grupy roślin, kierunki specjalizacji rolniczej itp. Poniżej przedstawiono regiony klimatyczne i agroklimatyczne opracowane przez Romera, Gumińskiego (za Radomskim 1980), uwzględniane w opisie ćwiczeń terenowych jak i w opracowaniu klimatologicznym wykonywanym na ćwiczeniach.



Rysunek 11.1 Regiony klimatyczne Polski wg Romera (źródło: Radomski 1980)

A - Klimat bałtycki - występuje w wąskim pasie wzdłuż wybrzeża i w delcie Wisły. Kształtuje się pod wpływem Bałtyku. Charakterystyczne cechy tego klimatu są następujące: dosyć ciepłe, łagodne zimy, na ogół chłodne lata, stosunkowo silne częste wiatry - późną wiosną zimne, jesień sucha i pogodna, opady roczne 600 -700 mm (w delcie Wisły 500 - 600 mm).

B - Klimat pojezierny - obejmuje Pojezierze Pomorskie i Mazurskie. Tereny dość wzniesione ponad poziom morza i na znacznej powierzchni urzeźbione, co powoduje lokalne zróżnicowanie klimatu. Klimat surowszy, dosyć chłodny, śnieżny i długie zimy, późne przymrozki wiosenne, w strefie licznych jezior wyższa wilgotność powietrza, okres wegetacji najkrótszy na obszarze Polski nizinnej. Opady roczne 800 - 700 mm.

C - Klimat Krainy Wielkich Dolin - obejmuje największy obszar Polski. Część zachodnia cieplejsza, ale suchsza, z wczesną wiosną i dłuższym okresem wegetacyjnym; część wschodnia chłodniejsza z dłuższą, bardziej mroźną i śnieżną zimą oraz krótszym okresem wegetacyjnym. Region, szczególnie w części środkowej, ma najniższe opady w kraju (450 -500 mm) i największe niedobory wodne w rolnictwie.

D - Klimat wyżyn środkowych - występujący na Wyżynie Śląskiej, Lubelskiej z Rostoczem. Znaczną część powierzchni zajmują tereny pagórkowate; stąd duże zróżnicowanie lokalne klimatu. Dominują cechy klimatu kontynentalnego, średnie temperatury roczne są dosyć wysokie, notowana jest stosunkowo duża częstość ulew i największa w kraju częstość opadów oraz szkód gradowych, roczna suma opadów 600 - 700

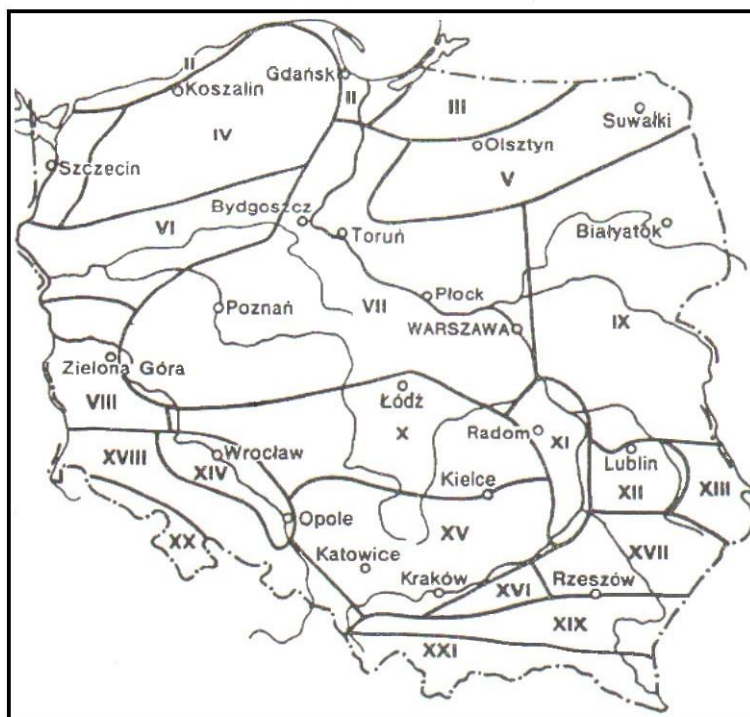
mm.

E - Klimat podgórskich nizin i kotlin – obejmujący Nizinę Śląską i Kotlinę Sandomierską. Klimat stosunkowo łagodny, szczególnie nad Odrą (najkrótsza zima i najdłuższe lato w kraju), o mniejszych, lecz na ogół korzystnie dla rolnictwa rozłożonych opadach. Najdłuższy w Polsce okres gospodarczy i wegetacyjny.

F - Klimat górski i podgórski - występuje w Karpatach, Sudetach i ich podnóża tj. w terenie silnie urzeźbionym i znacznie wyniesionym ponad poziom morza. Występują tu duże kontrasty w obrębie klimatu lokalnego. Klimat dość chłodny, o znacznej ilości opadów. Wyżej w górach temperatury niskie, a opady wysokie.

G - Klimat zaciszy górskich - charakteryzuje się wielkimi kontrastami temperatur dnia i nocy, zróżnicowaniem warunków solarnych, wietrznych itp.

Gumiński opracował podział na dzielnice rolniczo-klimatyczne (Rys. 11.2), pokrywające się w pewnej mierze z przedstawionym powyżej podziałem Romera. Autor ten wyróżnił w Polsce 21 dzielnic, których krótką charakterystykę przedstawiono poniżej (za Radomskim 1980):



Rysunek 11.2 Dzielnic rolniczo-klimatyczne Polski wg Gumińskiego (źródło: Radomski 1980).

I – Dzielnica szczecińska - ciepła i stosunkowo sucha. Dni przymrozkowych ok. 90, mroźnych poniżej 30, ciepłych 20 - 25 rocznie. Stosunkowo duże usłonecznienie. Roczna suma opadu poniżej 600 mm. Pokrywa śnieżna trwa 30 - 50 dni. Okres wegetacyjny 203 - 215 dni. Początek robót polowych w ostatniej dekadzie marca. Dużo dni z silnym wiatrem.

II - Dzielnica zachodniobałtycka – o klimacie charakteryzującym się wieloma cechami morskimi związanymi z wpływem Bałtyku. Małe amplitudy temperatury. Wysokie minima i niskie maksima temperatury. Dni przymrozkowych poniżej 90, mroźnych mniej niż 30, ciepłych 10 - 13 (najmniej w Polsce). Roczna suma opadu ok. 600 mm, mało burz i opadów gradu. Okres wegetacyjny 200 - 208 dni. Silne wiatry zwłaszcza w zimie i na wiosnę.

III – Dzielnica wschodniobałtycka – chłodniejsza od zachodniobałtyckiej, a cieplejsza od

sąsiedniej - mazurskiej. Dni przymrozkowych 110 - 15, mroźnych 38 - 48, bardzo mroźnych 3 - 4. Ostatnie przymrozki wiosenne średnio na początku maja. Roczna suma opadów 600 - 650 mm; w rejonie Elbląga i Lidzbarka „wyspy” wysokich opadów (do 750 mm), pokrywa śnieżna trwa 60 - 65 dni. Okres wegetacyjny ok. 200 dni. Początek robót polowych w ostatniej dekadzie marca, a na wschód od Elbląga w pierwszej dekadzie kwietnia.

IV – Dzielnica pomorska - dość chłodna. Dni przymrozkowych 116 - 130, mroźnych do 44, bardzo mroźnych 2 - 3. Ostatnie przymrozki wiosenne w kwietniu, maju, a nawet na początku czerwca (Poraj). Tereny między Lęborkiem a Porajem mają bardziej surowe warunki termiczne. Po stronie północno-zachodniej wzgórz pojeziernych, dowietrznej w stosunku do deszczonośnych wiatrów północno-zachodnich, opad powyżej 600 mm, a po stronie zawietrznej poniżej 600 mm. Pokrywa śnieżna leży 60 - 70 dni. Okres wegetacyjny trwa: w części środkowej poniżej 200 dni, na pozostałych terenach 200 - 206 dni. Początek prac polowych w części środkowej w pierwszej dekadzie kwietnia, a na pozostałym terenie w ostatniej dekadzie marca. Stosunkowo dużo silnych wiatrów.

V - Dzielnica mazurska - najzimniejsza dzielnica klimatyczna nizinnej części Polski. Dni przymrozkowych powyżej 130, mroźnych powyżej 50, bardzo mroźnych 5 rocznie. Szczególnie chłodna jest północno-wschodnia część dzielnicy (Olecko, Suwałki). Ostatnie przymrozki występują po 5 maja. Opad 500—600 mm, mniejszy w południowej, większy w północnej i północno-wschodniej części (miejscami przekracza 650 mm). Zaznacza się wpływ jezior i lasów na opady. Pokrywa śnieżna trwa do 90 dni. Okres wegetacyjny poniżej 160 dni. Początek prac polowych zwykle w pierwszej dekadzie kwietnia. Dużo silnych wiatrów.

VI - Dzielnica nadnotecka – przejściowa między chłodną i dosyć bogatą w opad dzielnicą pomorską, a cieplejszą i suchszą dzielnicą środkową. Dni przymrozkowych 107 - 108, mroźnych 30 - 35, bardzo mroźnych 1 - 2. Opad 550 mm. Pokrywa śnieżna trwa 38—50 dni. Okres wegetacyjny 200 - 215 dni. Początek robót polowych w drugiej dekadzie marca. Dużo silnych wiatrów.

VII – Dzielnica środkowa (wg Gumińskiego) – dni przymrozkowych 100 – 110, mroźnych 30 – 35, bardzo mroźnych 3 – 4, ciepłych 30 – 35. Ostatnie przymrozki wiosenne występują ok. połowy kwietnia. Okres wegetacyjny 210 – 220 dni. Początek robót polowych - na zachodzie w drugiej a na wschodzie w trzeciej dekadzie marca. Częstość silnych wiatrów zmniejsza się z zachodu na wschód. Obszar Polski o najmniejszym opadzie rocznym – poniżej 500 mm, w części zachodniej do 560 mm. Pokrywa śnieżna utrzymuje się 38 – 60 dni, względnie mała częstość opadów gradu.

VIII - Dzielnica zachodnia - cieplejsza od dzielnicy środkowej. Bardzo mało dni przymrozkowych (poniżej 100), dni mroźnych ok. 30, bardzo mroźnych 1 dzień. Ostatnie przymrozki wiosenne ok. 20 kwietnia. Opad 570 - 650 mm. Pokrywa śnieżna trwa tylko 30 - 40 dni. Początek robót polowych w drugiej lub trzeciej dekadzie marca. Okres wegetacyjny 218 - 220 dni. Dużo silnych wiatrów.

IX – Dzielnica wschodnia - warunki termiczne wyraźnie surowsze niż w dzielnicy środkowej. Dni przymrozkowych 110 – 115 (w Białowieży 154), mroźnych 50 – 60, bardzo mroźnych 3 – 5. Ostatnie przymrozki wiosenne występują od 25 kwietnia do 6 maja. Opad 550 – 650 mm. Pokrywa śnieżna trwa 80 – 87 dni. Częstość występowania opadów gradu większa niż w dzielnicy środkowej. Okres wegetacyjny 200 – 210 dni. Początek robót polowych w ostatniej dekadzie marca i pierwszej kwietnia. Na ogół mało silnych wiatrów.

X – Dzielnica łódzka - dni przymrozkowych 105 – 118, mroźnych 30 – 50, bardzo mroźnych 2 – 3. Ostatnie przymrozki wiosenne występują ok. 1 maja. Pokrywa śnieżna 50 – 60 dni. Okres wegetacyjny 210 – 218 dni; opad większy niż w dzielnicy środkowej: 550 – 600 mm.

XI - Dzielnica radomska. Odrębność dzielnicy zaznacza się wyraźnie w rozkładzie elementów termicznych; rejon cieplejszy od terenów leżących na północ i na wschód. Dni przymrozkowych 115 - 117, mroźnych poniżej 50, bardzo mroźnych poniżej 3. Ostatnie przymrozki ok. 25 kwietnia. Opad 550 - 650 mm rocznie. Pokrywa śnieżna leży 60 dni. Okres wegetacyjny trwa 210 dni. Początek robót polowych w drugiej dekadzie marca. Mało silnych

wiatrów.

XII - Dzielnica lubelska - chłodniejsza od radomskiej, a cieplejsza od chełmskiej. Dni przymrozkowych 135, mroźnych 57. Opad w części północnej poniżej 550 mm, w części południowej (wzgórza Roztocza) powyżej 700 mm. Pokrywa śnieżna 60 - 80 dni. Okres wegetacyjny ok. 206 dni. Początek robót polowych w ostatniej dekadzie marca.

XIII - Dzielnica chełmska. Ostatnie przymrozki wiosenne występują po 1 maja. Opad rośnie z północy na południe od 573 do przeszło 700 mm. Pokrywa śnieżna 80 - 100 dni (na Roztoczu). Częste opady gradu. Okres wegetacji ok. 206 dni. Początek robót polowych w ostatniej dekadzie marca.

XIV - Dzielnica wrocławska - najcieplejsza w Polsce, Dni przymrozkowych poniżej 100, mroźnych potiiiie 30, bardzo mroźnych 1 - 2. Ostatnie przymrozki ok. 20 kwietnia. Opad 500 - 600 mm. Pokrywa śnieżna trwa poniżej 40 dni. Okres wegetacyjny 220 - 225 dni. Początek robót polowych w drugiej dekadzie marca.

XV - Dzielnica częstochowsko-kielecka – bogata w opady - od 550 do blisko 800 mm w Górach Świętokrzyskich. Względnie wysokie opady po stronie dowietrznej tych gór (w odniesieniu do przeważających wiatrów deszczonośnych) i niskie, po stronie zawietrznej. Na przykład; Kielce (853 mm) i Słupia Stara (560 mm). Pokrywa śnieżna 50 - 70 dni. w Górach Świętokrzyskich powyżej 100 dni, w Jurze Krakowskiej 80 dni. Dość częste opady gradu we wschodniej i rzadkie w zachodniej części dzielnicy. Okres wegetacyjny 210 - 220 dni. Początek prac polowych w ostatniej dekadzie marca, w Jurze około 1 kwietnia.

XVI - Dzielnica tarnowska - ciepła i niewiele ustępująca pod tym względem dzielnicy wrocławskiej, tylko zimy są tu ostrzejsze. Dni przymrozkowych 105 - 110, mroźnych do 40. Ostatnie przymrozki ok. 25 kwietnia. Opad 700 - 750 mm rocznie. Pokrywa śnieżna leży 50 - 60 dni. Opady gradu dość rzadkie. Okres wegetacyjny trwa ponad 220 dni. Początek robót polowych w drugiej dekadzie marca

XVII - Dzielnica sandomiersko-rzeszowska - dni przymrozkowych 120 - 135, mroźnych 40 - 55. Opad 600 - 700 mm. Pokrywa śnieżna leży 50 - 60 dni. Okres wegetacyjny (stosunkowo długi) trwa 205 - 220 dni. Początek prac polowych w ostatniej dekadzie marca.

XVIII - Dzielnica podsudecka - wyraźnie cieplejsza od sąsiedniej sudeckiej. Dni przymrozkowych 100 - 120, mroźnych 30 - 35, bardzo mroźnych 1 - 2. Ostatnie przymrozki wiosenne w końcu kwietnia i w pierwszych dniach maja. Opad 600 - 800 mm; rośnie wraz z wysokością. Wyraźnie zaznaczony cień opadowy Sudetów. Pokrywa śnieżna trwa 40 - 55 dni. Okres wegetacyjny 200 - 220 dni. Początek prac polowych w ostatniej dekadzie marca i w pierwszej kwietnia.

XIX - Dzielnica podkarpacka - cieplejsza od dzielnicy karpackiej, chłodniejsza od podsudeckiej. Dni przymrozkowych 100 - 130, dni mroźnych do 50. Opad 600 - 800 mm. Pokrywa śnieżna trwa do 80 dni. Okres wegetacyjny 200 - 220 dni. Początek prac polowych w ostatniej dekadzie marca.

XX - Dzielnica sudecka - dni przymrozkowych 150 - 200 (Śnieżka nawet 218), mroźnych 40 - 120 (Śnieżka 137), letnich poniżej 20 (na szczytach brak), ostatnie przymrozki wiosenne od końca maja do końca czerwca. Wysokie opady (powyżej 1000 mm rocznie). Dużo dni z opadem (ponad 200), w tym ze śniegiem 80 - 120 dni. Pokrywa śnieżna leży 100 - 200 dni. Okres wegetacyjny trwa poniżej 150 dni i jest coraz krótszy w miarę wzrostu wysokości. Początek prac polowych w partiach niższych ok. połowy kwietnia. Na terenach otwartych więcej często silne wiatry, zwłaszcza zimą i wiosną.

XXI - Dzielnica karpacka - brak wieloletnich danych meteorologicznych ze stacji wysokogórskich. Dzielnica chłodna, może nawet chłodniejsza niż sudecka. Dni przymrozkowych ponad 150, mroźnych ponad 80. Wysokie opady 1000 - 1500 mm (Hala Gąsienicowa nawet 1715 mm). Pokrywa śnieżna leży do 150 dni. Okres wegetacyjny trwa poniżej 190 dni i skraca się w miarę wzrostu wysokości. Początek prac polowych w częściach niżej położonych ok. połowy kwietnia. Dużo silnych wiatrów, zwłaszcza wiosną i jesienią (wiatry halne).

12. ZADANIA

- 1) Obliczyć albedo A powierzchni terenu, jeżeli bilans promieniowania słonecznego wynosi $Q = 307 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; natężenie promieniowania bezpośredniego $I = 733 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; natężenie promieniowania rozproszonego $D = 140 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; wysokość słońca $h = 30^\circ$; natężenie promieniowania efektywnego $E_e = (E_z - E_a) = 70 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.
- 2) Obliczyć wysokość słońca h , jeżeli bilans promieniowania słonecznego wynosi $Q = 0,44 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$; natężenie promieniowania bezpośredniego $I = 1,05 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$; natężenie promieniowania rozproszonego $D = 0,20 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$; albedo powierzchni terenu $a = 25 \%$; natężenie promieniowania efektywnego $E_e = (E_z - E_a) = 0,10 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$.
- 3) Zmierzono bilans promieniowania słonecznego dla dwóch rodzajów powierzchni: zielonej trawy i suchego czarnoziemiu. Bilans promieniowania krótkofalowego dla powierzchni czarnoziemiu stanowi 28% wartości stałej słonecznej, a bilans promieniowania krótkofalowego dla powierzchni trawiastej stanowi 25% wartości stałej słonecznej. Natężenie promieniowania słonecznego rozproszonego $D = 0,20 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$; wysokość słońca $h = 30^\circ$; natężenie promieniowania efektywnego dla powierzchni trawiastej $E_e = (E_z - E_a) = 0,12 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$, a dla powierzchni czarnoziemiu $E_e = (E_z - E_a) = 0,12 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$, albedo powierzchni zielonej trawy wynosi $A = 26 \%$. Obliczyć albedo powierzchni suchego czarnoziemiu.
- 4) Zmierzono bilans promieniowania słonecznego dla dwóch rodzajów powierzchni: zielonej trawy i suchego czarnoziemiu. Bilans promieniowania krótkofalowego dla powierzchni czarnoziemiu stanowi 30% wartości stałej słonecznej a bilans promieniowania krótkofalowego dla powierzchni trawiastej stanowi 25% wartości stałej słonecznej. Natężenie promieniowania słonecznego rozproszonego $D = 140 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; wysokość słońca $h = 30^\circ$; natężenie promieniowania efektywnego dla powierzchni trawiastej $E_e = (E_z - E_a) = 60 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ dla powierzchni czarnoziemiu $E_e = (E_z - E_a) = 90 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, albedo powierzchni suchego czarnoziemiu wynosi $A = 10 \%$. Obliczyć albedo powierzchni zielonej trawy.
- 5) Dla danych z poniższego zestawienia określić wartości: średniej rocznej temperatury powietrza, średniej temperatury powietrza półrocza ciepłego, amplitudy rocznej temperatury powietrza, średniej rocznej minimalnej temperatury powietrza i średniej rocznej maksymalnej temperatury powietrza oraz określić, który miesiąc był najchłodniejszy, a który najcieplejszy w roku.

Stacja: Hel, rok: 1965 (wartości w [°C]):					
m-c	t_{\max}	$t_{\max\text{sr}}$	t	$t_{\min\text{sr}}$	t_{\min}
I	5.4	2.2	0.7	-4.2	-10.0
II	4.0	0.4	-1.5	-4.1	-9.7
III	10.7	3.5	0.8	-2.3	-8.7
IV	12.1	7.8	4.7	2.2	-3.0
V	17.0	12.0	7.9	4.6	-0.4
VI	26.0	18.1	13.8	10.1	1.8
VII	26.6	18.4	14.8	12.2	9.2
VIII	26.5	18.3	15.0	12.6	7.0

IX	21.4	17.9	14.4	11.8	9.4
X	16.6	12.6	9.9	7.2	1.9
XI	11.6	3.4	1.4	-0.4	-8.4
XII	8.2	2.9	1.4	-0.3	-7.8

gdzie:

t_{\max} - temperatura maksymalna miesięczna,

$t_{\max\text{sr}}$ - średnia miesięczna temperatura maksymalna,

t - średnia miesięczna temperatura powietrza,

$t_{\min\text{sr}}$ - średnia miesięczna temperatura minimalna,

t_{\min} - temperatura minimalna miesięczna.

- 6) Na podstawie odczytów z termometrów umieszczonych w standardowej klatce meteorologicznej określić wartości temperatury dobowej minimalnej, temperatury dobowej maksymalnej, średniej dobowej temperatury powietrza i dobowej amplitudy temperatury powietrza (dla 13 lipca 1965 roku, 13 września 1990 roku i 21 października 1996 roku).

Stacja Łęczycza (wartości w [°C]):						
data	godz.	czas	t	t _z	t _{min}	t _{max}
13.07.1965	7	lokalny	17.3	16.9	16.0	17.3
	13	lokalny	20.4	18.6	16.0	20.4
	21	lokalny	18.0	17.9	16.0	22.4
13.09.1990	00	UTC	13.9	13.4	13.0	14.5
	06	UTC	13.9	11.2	4.5	14.8
	12	UTC	17.3	11.8	4.5	17.3
	18	UTC	16.7	11.9	4.5	17.5
21.10.1996	00	UTC	4.4	3.7	4.4	8.5
	06	UTC	2.4	2.0	2.2	2.4
	12	UTC	13.9	7.1	2.2	13.9
	18	UTC	9.4	5.0	2.2	14.7

gdzie:

t - wskazanie termometru zwykłego suchego,

t_z - wskazanie termometru zwykłego zwilżonego,

t_{min} - wskazanie termometru minimalnego,

t_{\max} -wskazanie termometru maksymalnego.

- 7) Bilans radiacyjny $Q = 0,55 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$, strumień ciepła w glebie $G = 0,07 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$, temperatura powietrza i ciśnienie pary wodnej na wysokości 0,5 m wynoszą: $t = 23,5 \text{ }^\circ\text{C}$, $e = 15,5 \text{ hPa}$, a na wysokości 2 m – odpowiednio $20,8^\circ\text{C}$ i $14,7 \text{ hPa}$. Obliczyć wartość strumienia ciepła do atmosfery P . Wyniki przeliczyć na jednostki układu SI.
- 8) Obliczyć ilość ciepła, która przeniknęła przez powierzchnię 1 m^2 gleby piaszczystej, gliniastej i torfu o zawartości wody 0,2 (Tab.12.1) w czasie 1 godziny, jeżeli temperatura gleby na głębokości 5 cm wynosiła $20 \text{ }^\circ\text{C}$, a na głębokości 20 cm – $15 \text{ }^\circ\text{C}$.

Tabela 12.1 Właściwości cieplne różnych gleb o 40% objętości powietrza przy różnych zawartościach wody

Rodzaje gleb	Zawartość wody	Gęstość g ($t\cdot m^{-3}$)	Ciepło właściwe ($J\cdot g^{-1}\cdot ^\circ C^{-1}$)	Przewodnictwo cieplne λ ($W\cdot m^{-1}\cdot ^\circ C^{-1}$)	Zdolność dyfuzji cieplnej Z_c ($10^{-6}m^2\cdot s^{-1}$)
Piaski	0,0	1,60	0,80	0,30	0,24
	0,2	1,80	1,18	1,80	0,85
	0,4	2,00	1,48	2,20	0,74
Gliny	0,0	1,60	0,89	0,25	0,18
	0,2	1,80	1,25	1,18	0,53
	0,4	2,00	1,55	1,58	0,51
Torf	0,0	0,30	1,92	0,06	0,10
	0,2	0,70	3,30	0,29	0,13
	0,4	1,10	3,65	0,50	0,12

- 9) Wykonano pomiar psychrometrem aspiracyjnym i zmierzono wartości temperatury w $^\circ\text{C}$ $t = 20,1$ $t' = 17,3$. Posługując się tablicami psychrometrycznymi podać kolejno: aktualne ciśnienie pary wodnej, niedosyt wilgotności powietrza i wilgotność względną powietrza.
- 10) Wilgotność względną powietrza o temperaturze $21,0^\circ\text{C}$ wynosi 33 %. Jaką temperaturę musi mieć to powietrze, aby wilgotność względną wzrosła (bez dodatkowych porcji pary wodnej) do 67 %?
- 11) Obliczyć, jaka masa wody (ile gram) może wyparować z naczynia umieszczonego w zamkniętym hermetycznie pomieszczeniu o wymiarach $2 \times 2 \times 2 \text{ m}$ jeżeli temperatura powietrza wynosi $t=24,0^\circ \text{C}$ a niedosyt wilgotności $d = 19,2 \text{ hPa}$.
- 12) Obliczyć, jaka masa pary wodnej (ile gram) znajduje się w powietrzu w zamkniętym hermetycznie pomieszczeniu o wymiarach $2 \times 2 \times 2 \text{ m}$ jeżeli temperatura powietrza wynosi $t = 24,0 \text{ }^\circ\text{C}$ a niedosyt wilgotności $d = 19,2 \text{ hPa}$.
- 13) Obliczyć wielkość parowania dekadowego z ewaporometru glebowego GGI-500, dla którego kolejne odczyty wynoszą odpowiednio: $O_1 = 63,0 \text{ kg}$; $O_{10} = 62,1 \text{ kg}$. Suma dekadowa opadu, która została zmierzona deszczomierzem Hellmanna wynosi $P = 13,0 \text{ mm}$. Objętość wody zebranej po odcieku grawitacyjnym wynosi $V = 450 \text{ cm}^3$.
- 14) Obliczyć wielkość transpiracji dekadowej zmierzonej za pomocą lizymetru, jeżeli wiadomo, że dekadowa suma opadów wynosi $17,3 \text{ mm}$ a pomiar opadu obarczony jest błędem 20 %, do urządzenia doprowadzono dodatkowo 58 litrów wody a na koniec dekady zebrano, z odcieku grawitacyjnego 22 litrów wody. Lizymetr ma kształt walca o wymiarach: wysokość 1,5 m, średnica: 100 cm.
- 15) Obliczyć wielkość parowania dobowego z ewaporometru Piche'a, dla którego kolejne codzienne odczyty wynoszą odpowiednio: $O_1 = 13,1 \text{ cm}^3$ $O_2 = 22,6 \text{ cm}^3$. Wymiary krążka bibuły: promień 20 mm; grubość po nasączeniu wodą 0,5 mm. Wymiary rurki ewaporometru: promień wewnętrzny rurki 5 mm; promień zewnętrzny 7 mm.
- 16) Obliczyć o ile wzrośnie retencja wodna [mm] (ile wody wsiąknie w glebę) po wiosennych roztopach na obszarze zlewni o powierzchni 150 km^2 , jeżeli średnia gęstość śniegu wynosiła

$0,3 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ przy średniej grubości pokrywy śnieżnej 48 cm; wiadomo, że straty na parowanie wynoszą 4,9 mm a do rzeki spłynęło 20 mln m^3 wody.

- 17) Ile wody spłynie do rzeki podczas wiosennych roztopów, jeżeli na obszarze zlewni o powierzchni 150 km^2 średnia gęstość śniegu wynosi $0,2 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ przy średniej wysokości pokrywy śnieżnej 47 cm. Wiadomo, że w glebę wsiąknie 4 % zapasów wody a straty na parowanie wyniosą 4,9 mm?
- 18) Na stacji meteorologicznej Warszawa-Ursynow barometr wskazał 744.5 mmHg. Przyrząd znajduje się w pomieszczeniu, w temperaturze 17.5°C . Współrzędne barometru wynoszą: długość geograficzna 21.0° , szerokość geograficzna 52.2° , wysokość nad poziom morza 106.95 m. Wartości bezwzględne poprawek wynoszą odpowiednio: ze względu na temperaturę $C_t = 2.95 \text{ hPa}$, ze względu na współrzędne geograficzne $C_\phi = 0.60 \text{ hPa}$, ze względu na wysokość nad poziom morza $C_h = 0.02 \text{ hPa}$, poprawka instrumentalna wynosi $C_i = -0.10 \text{ hPa}$. Podać wartość ciśnienia atmosferycznego zredukowaną do poziomu morza. Współczynnik rozszerzalności cieplnej powietrza $\alpha = 0.004 \text{ 1}^\circ\text{C}$.
- 19) Na stacji meteorologicznej Warszawa-Ursynow barometr wskazał 743.5 mmHg. Przyrząd znajduje się w pomieszczeniu, w temperaturze 17.5°C . Współrzędne barometru wynoszą: długość geograficzna 21.0° , szerokość geograficzna 52.2° . Wartości bezwzględne poprawek wynoszą odpowiednio: ze względu na temperaturę $C_t = 2.95 \text{ hPa}$, ze względu na współrzędne geograficzne $C_\phi = 0.61 \text{ hPa}$, ze względu na wysokość nad poziom morza $C_h = 0.02 \text{ hPa}$ (przyrząd znajduje się ponad poziomem morza), poprawka instrumentalna wynosi $C_i = -0.10 \text{ hPa}$. Podać wysokość barometru nad poziomem morza jeśli wiadomo, że wartość ciśnienia atmosferycznego zredukowana do poziomu morza wynosi 1000.0 hPa. Współczynnik rozszerzalności cieplnej powietrza $\alpha = 0.004 \text{ 1}^\circ\text{C}$.
- 20) Na szczycie wieżowca o wysokości 73 m temperatura wynosiła $t_2 = 23,3^\circ \text{C}$ gdy u jego podstawy $t_1 = 26,5^\circ \text{C}$, a ciśnienie $p_1 = 1010,2 \text{ hPa}$. Jakie ciśnienie panowało na wysokości szczytu wieżowca?
- 21) Na wysokości 200 m n.p.m. ciśnienie wynosi $p_2 = 981,4 \text{ hPa}$ przy temperaturze $t_2 = 11,5^\circ \text{C}$. Zredukować to ciśnienie do poziomu morza.
- 22) Na podstawie odczytów licznika anemometru kontaktowego całkującego AC-1 obliczyć średnią dobową prędkość wiatru, średnią prędkość wiatru w ciągu dnia i średnią prędkość wiatru w ciągu nocy.
- L'00 = 4020 - odczyt licznika o godzinie 00 UTC
L'06 = 4160 - odczyt licznika o godzinie 06 UTC
L'12 = 4380 - odczyt licznika o godzinie 12 UTC
L'18 = 4560 - odczyt licznika o godzinie 18 UTC
L"00 = 4680 - odczyt licznika o godzinie 00 UTC następnego dnia
L"06 = 4890 - odczyt licznika o godzinie 06 UTC następnego dnia
- Charakterystyka anemometru (Rozdz.9, Rys.12.1).

13. LITERATURA

- Ahrens C.D., 1999: Meteorology Today, Earthscan
- Bac S., Rojek M. 1981: Meteorologia i klimatologia. PWN Warszawa.
- Janiszewski F. 1988: Instrukcja dla stacji meteorologicznych. Wyd. Geolog., Warszawa,
- Jaworski J. 2004: Parowanie w cyklu hydrologicznym zlewni rzecznych, Polskie Towarzystwo Geofizyczne, Warszawa
- Kaczorowska Z., 1962: Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. Prace Geogr.IG PAN, 33, Warszawa
- Kędziora A. 1995: Podstawy agrometeorologii. PWRiL Poznań.
- Kopcewicz T., 1956: Fizyka atmosfery, Wyd. PWN
- Kossowska-Cezak U. 2007: Podstawy meteorologii i klimatologii. SWPR. Warszawa.
- Kossowska-Cezak U. i in. 2000: Meteorologia i klimatologia. Pomiary, obserwacje, opracowania. PWN, Warszawa-Łódź,
- Kossowska-Cezak U., Martyn D., Olszewski K., Kopacz-Lembowicz M. 2000: Meteorologia i klimatologia - pomiary obserwacje opracowania. PWN. Warszawa.
- Kossowska-Cezak U., Bajkiewicz-Grabowska E. 2008: Podstawy hydrometeorologii. Wyd. PWN, Warszawa.
- Koźmiński Cz., Michalska B. 1999: Ćwiczenia z agrometeorologii. PWN, Warszawa
- Koźmiński Cz., Michalska B. 2008: Agrometeorologia i klimatologia. Wyd. AR Szczecin.
- Kożuchowski K. (red) 2005. Meteorologia i klimatologia. PWN Warszawa
- Lorenc H. 2005: Atlas klimatu Polski, IMGW, Warszawa
- Łykowski B. Madany R.1986: Materiały do ćwiczeń z agrometeorologii. Wyd. SGGW, Warszawa
- Łykowski B., Madany R., 1980: Materiały do ćwiczeń ze agrometeorologii, Wyd. SGGW
- Molga M. 1972: Meteorologia rolnicza, PWRiL Warszawa
- Niedźwiedz T. (red.). 2003: Słownik meteorologiczny. IMiGW Warszawa
- Oke T.R., 1996: Boundary Layer Climates. 2nd edition. Routledge. London, New York
- Pogoda w Polsce – klucz SYNOP FM-12 - <http://pogpol.chilan.com/SYNOP.htm>
- Pruchnicki J. 1987: Metody opracowań klimatologicznych, PWN, Warszawa
- Radomski Cz.,1980: Agrometeorologia, Wyd. PWN
- Rojek M., Żyromski A. 2004: Agrometeorologia i Klimatologia, Wyd. AR we Wrocławiu
- Rózdzyński K. 2004: Podstawy miernictwa telemetrycznego, Wyd. IMGW, Warszawa
- Rózdzyński K., 1996: Miernictwo Meteorologiczne, t.I i II, Wyd. IMGW, Warszawa
- Skąpski R. Służba pomiarowo-obserwacyjna. www.imgw.pl
- Słownik meteorologiczny, 2003: Polskie Towarzystwo Geofizyczne, Warszawa
- Stull R.B., 1999: Meteorology for Scientists and Engineers, Brooks Cole
- Szwejkowski Z. 2004: Pogoda, klimat i środowisko. Wyd. Uniwersytetu Warmińsko-Mazurskiego, Olsztyn
- Szwejkowski Z.: Wybrane zagadnienia z Meteorologii i klimatologii. Wyd. WODR Olsztyn
- Tomasiewicz K.: Klucze FM 12 - XI SYNOP do szyfrowania wyników przyziemnych obserwacji meteorologicznych dla celów synoptycznych oraz KLUCZE STORM - AVIO, IMGW Warszawa, 1996
- Woś A. 1996: Zarys klimatu Polski. Wyd. Nauk. UAM, Poznań,
- Woś A. 2002: Meteorologia dla geografów, Wyd. Naukowe PWN
- Woś A. 2003: ABC meteorologii. Wyd. Nauk. UAM, Poznań

SPIS TREŚCI

1. ORGANIZACJA OBSERWACJI METEOROLOGICZNYCH.....	2
1.1 Ogólne zasady organizacji sieci meteorologicznej.....	3
1.2 Rachuba czasu oraz terminy i kolejność obserwacji	10
2. PROMIENIOWANIE SŁOŃCA, ZIEMI I ATMOSFERY	13
2.1 Definicje i jednostki	13
2.2 Bilans promieniowania	15
2.3 Przyrządy do pomiaru natężenia promieniowania	18
2.4 Pomiar usłonecznienia.....	25
2.5 Dopływ promieniowania słonecznego w terenie urzeźbionym.....	29
3. TEMPERATURA POWIETRZA I TEMPERATURA GRUNTU	31
3.1 Definicje i jednostki	31
3.2 Metody i przyrządy pomiarowe.....	31
3.3 Charakterystyki klimatologiczne.....	43
3.4 Pomiar temperatury gruntu i metody opracowań	45
4. WILGOTNOŚĆ POWIETRZA.....	49
4.1 Wybrane charakterystyki wilgotności powietrza	49
4.2 Wybrane metody pomiaru wilgotności powietrza.....	52
4.2.1 Metody pomiaru wilgotności powietrza w Automatycznych Stacjach Meteorologicznych.....	57
4.3 Opracowanie wyników pomiarów	60
5. PAROWANIE	62
5.1 Podstawowe pojęcia i jednostki.....	62
5.2 Wybrane metody i przyrządy do pomiaru parowania	63
5.3 Metody obliczeniowe	69
5.4 Opracowanie wyników pomiarów	71
6. KONDENSACJA PARY WODNEJ	72
6.1 Osady atmosferyczne.....	72
6.2 Mgły	73
6.3 Chmury	74
6.3.1 Rodzaje chmur	75
6.3.2 Określenie zachmurzenia.....	77
7. OPADY ATMOSFERYCZNE.....	87
7.1 Podstawowe pojęcia, jednostki.....	87
7.2 Pomiary opadów atmosferycznych.....	88
7.3 Charakterystyki klimatologiczne.....	94
7.4 Pokrywa śnieżna	97
8. CIŚNIENIE ATMOSFERYCZNE	102
8.1 Podstawowe pojęcia i jednostki.....	102
8.2 Metody i przyrządy pomiarowe.....	106
8.2.1 Poprawki.....	110
8.3 Charakterystyki klimatologiczne	112
9. WIATR	114
9.1 Podstawowe pojęcia i jednostki.....	114
9.2 Przyrządy pomiarowe	116
9.3 Opracowanie i wykorzystanie wyników	125
10. METEOROLOGIA SYNOPTYCZNA	128
10.1 Masy powietrza	128
10.2 Fronty atmosferyczne	130
10.3 Układy ciśnienia	133
10.4 Mapa synoptyczna	135
11. ĆWICZENIA TERENOWE - POMIARY METEOROLOGICZNE.....	140

11.1 Plan sprawozdania z ćwiczeń terenowych z „Meteorologii i klimatologii”:	140
11.2 Podział Polski na regiony i dzielnice klimatyczne	142
12. ZADANIA.....	147
13. LITERATURA	151