

1042



042

KLIMAT I CZYNNIKI POGODY

Dotychczas wyszły z druku:

- № 1. Prof. St. Biedrzycki. Ciągówka (traktor). Wybór i zastosowanie w gospodarstwie wiejskiem.
№ 2—3. Prof. J. Rostafiński. Owce. Pochodzenie i rasy.
№ 4. Prof. L. Dobrzański. Rozpoznawanie chorób zwierząt domowych.
№ 5. Dr. L. Garbowski. Choroby roślin. Powstawanie, objawy, zwalczanie.
№ 6. Prof. St. Biedrzycki: Uprawa odłogów.
№ 7—9. Prof. K. Szulc. Klimat i czynniki pogody.
№ 10. K. Zacharski. Technika jęczarska.
№ 11—12. Prof. W. Miklaszewski. Rozpoznawanie gleb w polu na ziemiach polskich.

W najbliższym czasie ukażą się:

- Inż. St. Turczynowicz. Nawodnienie.
Prof. R. Prawocheński. Konie. Pochodzenie, eksterjer, rasy.
Inż. Z. Chmielewski. Technika młeczarska.

POSZCZEGÓLNE TOMIKI

„PRAKTYCZNEJ ENCYKLOPEDJI GOSPODARSTWA WIEJSKIEGO“ wychodzą stale conajmniej raz na miesiąc. Nie mogąc narazie ustalić prenumeraty, wobec nieunormowanych stosunków wydawniczych, zmian cen i t. p., Księgarnia Rolnicza przyjmuje zgłoszenia na stałych odbiorców Encyklopedji, dla których będą rezerwowane poszczególne tomiki, lub, na żądanie, wysyłane za zaliczką pocztową w miarę ukazywania się.

PRAKTYCZNA
ENCYKLOPEDJA GOSPODARSTWA WIEJSKIEGO.

Nr. 7—9.

Prof. K. SZULC.

Kerimien

(1866-1938)

KLIMAT I CZYNNIKI POGODY

CHARAKTERYSTYKA, PRZEWIDYWANIE
I ZNACZENIE DLA ROLNICTWA

(z 45 rycinami i 1 mapką).



Nakładem Księgarni Rolniczej

Warszawa. Nowy-Swiat 35.

1921.

CBGiOŚ, ul. Twarda 51/55
tel. 22 69-78-773

<http://rcin.org.pl>

Wa5150426

KOMITET REDAKCYJNY ENCYKLOPEDJI STANOWIĄ P. P.

M. Baraniecki z Baranówki, prof. St. Biedrzycki, hr. A. Bniński, prez. Wielkop. Izby Roln. red. pos. K. Brownsford, red. Wł. Bzowski, dr A. Chłapowski z Bonikowa, prezes Zj. Prod. Roln. w Poznaniu, dyr. Z. Chrzanowski, red. dr. J. Czajkowski. J. Czarnowski z Łęk, W. ks. Czartoryski, prezes Tow. Gospod. we Lwowie, dr. M. Dalkiewicz, Dr. W. Dąbrowski, prof. L. Dobrzański, R. hr. Dunin z Granówka, prof. J. Dybowski z Paryża, prof. Wł. Gorjaczkowski, J. Gościcki, prof. M. Górski, Wład. Grabski z Kurcewa, Z. Ihnatowicz, B. Janiszewski z Nowosiótek, prof. E. Jankowski, red. doc. Br. Janowski, prof. W. Jedliński, red. A. Jura, K. Karpowicz z Czombrowa, M. Karczewska ze Szeńska, M. Kliniński, prezes Centr. Tow. Roln. w Warszawie, St. Konopka z Mogilan, dr. I. Kosiński, dr. E. Kostecki, M. Kretkowska, przew. Koła Ziemianek, S. Leśniowski, W. Leszczyński z Kopanej, W. Lipoman z Mazowszan, prof. Z. Ludkiewicz, red. dr. J. Lutosławski, prof. Z. Markowski, W. Meylert z Marcelina, red. St. Mińczykowski, prof. Z. Moczarski, prof. St. Moszczeński, prof. St. Pawlik, prof. Z. Pietruszczyński, St. Ponikiewski z Drobnina, Z. Pluciński z Lusówka, prof. R. Prawocheński, prof. J. Rostański, red. dr. M. Rożański, dr. M. Ryłski, St. Schönfeld, prof. A. Sempolowski, dr. Esden-Tempski, prez. Pom. Izby Roln., prof. F. Staff, prof. St. Surzycki, red. Fr. Szanior, dr T. Szuidrzyński, prez. Centr. Tow. Gosp. w Poznaniu, dr. W. Świącicki z Kabak, inż. St. Turczynowicz, J. Turnau z Mikulic, K. Wagner, prezes Wileńsk. Tow. Roln. H. Wąsowicz, red. St. Wotowski, prof. E. Załęski

Redaktor główny Wł. Sawicki, kier. „Księgarni Rolniczej“.



1042

SPIS RZECZY.

str.

Skorowidz	VI
Wstęp	1
ROZDZIAŁ I. Znaczenie czynników meteorologicznych dla produkcji rolnej	5
ROZDZIAŁ II. Ziemia i słońce	9
ROZDZIAŁ III. Atmosfera ziemna	19
1. Skład i własności atmosfery	19
2. Usłonecznienie i wypromieniowywanie	25
ROZDZIAŁ IV. Czynniki pogody	25
1. Temperatura	28
a) Temperatura powietrza	28
b) Temperatura gruntu	40
2. Ciśnienie powietrza	43
3. Para wodna w atmosferze	51
4. Opady	60
a) Skraplanie pary wodnej	60
b) Postacie opadów	63
Rosa, szron, gołoledź i sadz	66
Mgły i chmury	67
Deszcz	73
Śnieg, krupy, grad	75
5. Ruch powietrza i wiatry	77
ROZDZIAŁ V. Zjawiska elektryczne i optyczne w atmosferze	88
1. Burze	88
a) Układ czynników pogody podczas burzy	88
b) Zjawiska towarzyszące burzy	90
2. Zjawiska optyczne	92
a) Tęcza	92
b) Wieńce naokoło słońca, lub księżycy; zjawiska halo	92
ROZDZIAŁ VI. Przewidywanie pogody	96
1. Typy pogody	96
2. Przewidywanie pogody	106
a) Zasady przewidywania pogody	106
b) Przewidywanie pogody na podstawie spostrzeżeń miejsc	109
ROZDZIAŁ VII. Klimat	113
1. Wiadomości ogólne	113
2. Stosunki klimatyczne w Polsce	119
Zakończenie	114
Tablice liczbowe	127

SKOROWIDZ.

	str.		str.
Absorbcja (p. pochłanianie).		Czas	34
Amplituda ciśnienia powietrza dzienna	49	— kolejowy	34
— „ „ „ roczna	49	— miejscowy	34
— temp. powietrza dzienna	37	Depresja barometryczna	47
— „ „ „ roczna.	38	Deszcz	73
Aneroid	44	— powstawanie	73
Antycyklon	104	— skład wody deszczowej	74
Atmosfera	19	— temperatura	74
— budowa	21	— wielkość kropli	73
— gęstość	20	Deszczomierz	64
— grubość warstwy	21	— zwykły	64
— przezroczystość	24	— samopiszzący	65
— skład	19	Deszczowa woda	74
— własności cieplne	22	— skład	74
Barograf	46	— temperatura	74
Barometr rtęciowy	43	Długość dnia i nocy	14
(p. także ciśnienie powietrza).		Dyspersja (p. rozpraszanie).	
Barometryczny wzór (p. ciśnienie po-		Ekliptyka	12
wietrza)	48	Ewaporometr	52
Beaufort'a skala wiatrów	79	Fotosfera	9
Brücknera okresy	108	Godziny spostrzeżeń	33
Burze	88	Gołoledź	66
— częstość	89	Grad	76
— określenie	88	Gradjeut barometryczny	50
— przesuwanie się	89	Heliograf Campbell'a	72
— rodzaje	89	— w modyfikacji Kosińskiego	73
— „skok“ burzy	88	Insolacja	25
Buys-Ballot'a reguła	85	— kierunek padania promieni	17
Chmury	67	(p. ustępowanie).	
— dolna granica	62	Inwersja temperatury	39
— wielkość kropeł	68	Izobary	50
— powstawanie	62	— postacie: depresje drugorzędne	106
— rodzaje	68	— litery V	106
— ruch	71	— prostolinijne	106
— wysokości	69	— „przesmyk“	106
Ciśnienie powietrza	43	— „przyładek“	106
— normalne	43	— „wąwozy“	106
— okres dzienny	49	— zniżki	97
— okres roczny	49	— wyżki	104
— pomiar	43		
— wzór barometryczny	48		
— zmiany z wysokością	48		
Cyklon	97		

Izotermia	50	Punkt rosy	54
Jadra kondensacyjne	61	Pyły w atmosferze	20
Klimat	1, 113	— znaczenie	20
Kropki chmury	68	Redukcja ciśnienia powietrza: do cięż-	
— rozmiary	68	kości normalnej	47
— prędkość opadania	68	— do poziomu morza	49
Krupy	76	— do temperatury 0°	47
Linje jednakowych zmian ciśnienia	96	Rosa	66
— temperatury	96	Rozpraszanie promieniowania przez	
Mapy synoptyczne	96	atmosferę	24
Mgła	67	Sadź	66
Niedosyt	53	Skok burzy	88
Niż barometryczny	97	Stońce	9
Noniusz	44	— budowa	9
Normalne wartości elementów mete-		— rozmiary	9
orologicznych	114	— ruchy	10
Ogrzewanie się atmosfery	28	Śnieg	75
Okresy meteorologiczne	108	— gęstość	75
Opady	60	— pomiar grubości warstwy	76
— ilość	63	— pomiar ilości wody	75
— natężenie	63	Śniegoskaz	76
— pomiar ilości	63	Spostrzeżenia: fenologiczne	2
Oziębienie się atmosfery	29	— meteorologiczne	3
Para wodna w atmosferze	51	Stała słoneczna	25
— ilość	51	Stratosfera	21
— pomiar ilości metodą psychro-		Strefy klimatyczne	17
metryczną	55	Szron	66
— metodą punktu rosy	55	Temperatura gruntu	40
— metodą wagową	54	— okres dzienny	42
— warunki skraplania	60	— okres roczny	42
— zmiana ilości wraz z wynie-		— opóźnienie	42
sieniem	52	— przenikanie amplitud	40
— znaczenie	51	Temperatura powietrza	28
Parowanie	52	— okres roczny	38
Passaty	85	— określenie	29
Plamy słoneczne	10	— pomiar: klatka dla umieszcze-	
Pochłanianie promieniowania przez		nia termometrów	30
atmosferę	23	— metodą aspiracyjną	32
Pokrywa śnieżna	67	— metodą procową	31
Poprawki barometru rtęciowego	47	— średnia dzienna	34
— na ciężkość	47	— wahania (p. amplitudy)	
— narzędziowa	47	— zmiany z wysokością	39
— na temperaturę	47	Termograf	33
Pory roku: astronomiczne	16	Termometr: maximum	32
— meteorologiczne	18	— minimum	32
Powroty zimna i ciepła	38	— samopiszący (p. termograf).	
Prognozy pogody p. Przewidywanie		Troposfera	21
pogody		Uśłonecznienie	25
Przymrozki nocne; przewidywanie na		— czas trwania	72
podstawie punktu rosy	58	— natężenie	25
Psychrometr	55	— okres dzienny	26
— aspiracyjny	56	— okres roczny	26
— zwykły	55	Wiatr: ciśnienie	79
		— kierunek	77
		— morski i lądowy	86

Wiatr: odchylenie kierunku wskutek	Ziemia ruch obrotowy	12
obrotu ziemi	— ruch na około słońca	13
— powstawanie	Zniżka barometryczna	97
— prędkość	— kierunek i drogi przesuwa-	98
— skala prędkości	nia się	98
— zależność kierunku i prędko-	— obrót wiatrów podczas prze-	101
— zmiany prędkości z wynlesie-	ścia zniżki	101
niem	— określenie	97
Wiatromierz Wild'a	— postać izobar	97
Wilgotność bezwzględna	— prędkość przesuwania się	98
— okres dzienny	— przesuwanie się	98
— okres roczny	— rozkład gradientów	100
Wilgotność względna	— rozległość obszaru	97
— okres dzienny	— ruch powietrza	99
— okres roczny	— układ pogody	103
Wstępujący prąd powietrza	— układ wiatrów	101
Wypromieniowywanie	Zstępujący prąd powietrza	82
Wyż barometryczny	Zwyżka barometryczna	104
Zachmurzenie	— określenie	104
Ziemia	— postać izobar	105
— budowa	— przesuwanie się	105
— pochylenie osi do ekliptyki	— rozległość obszaru	105
— rozmiary	— ruch powietrza	105
	— układ pogody	105

WSTĘP.

Do podstawowych czynników, wpływających na rozwój i kierunek gospodarstwa wiejskiego, należy — obok gleby i warunków ekonomicznych — także i *klimat*, z którym przeto gospodarstwo to liczyć się musi w wysokim stopniu. Ażeby jednak uzyskać możliwość skutecznego i należytego opierania się na warunkach klimatycznych dla potrzeb rolnictwa, niezbędnem jest posiadać odpowiednią znajomość tych zjawisk atmosferycznych, których całokształt, wraz z możliwymi granicami ich przebiegu, stanowi o klimacie danego obszaru. Na wzrost i rozwój roślin, wybranych do uprawy, składa się szereg zjawisk biologicznych, w których wielką rolę grają gleba, woda, atmosfera, a zwłaszcza słońce, t. j. ilość promieniowania, przez słońce dostarczanego, jak też i sposób tego dostarczania. Każda faza wzrostu i rozwoju rośliny, czy to np. kiełkowanie, czy kwitnienie lub owocowanie i t. d., wymaga osiągnięcia pewnych wartości oddzielnych czynników meteorologicznych (temperatura powietrza, wilgotność, opady i t. d.), jak też i nieprzekroczenia pewnych granic ich przebiegu na to, aby uprawa roślin wogóle mogła się „udać“, nie mówiąc już o optimum, do którego produkcja dążyć powinna. Podobnie też istnieje wielka zależność rozwoju zwierząt, wybranych do hodowli, od klimatu, w którym przecież nie każdy gatunek zwierząt może się rozwijać pomyślnie lub nawet wogóle istnieć. Dla tego też i produkcja zwierząt musi się liczyć z klimatem, jeśli chce dbać o pomyślny ich rozwój, czy to np. o stan ich zdrowia, czy też o mleczność lub płodność, czy o ilość pracy, jaką one dostarczyć mogą i t. d.

Klimat a gospodarstwo wiejskie.

Niejednokrotnie probowano wpływać sztucznie na przebieg stanu pogody — że wspomnimy np. o próbach sztucznego sprowadzania deszczu, albo o ochronie przed gradami za pomocą strzałów, lub o ochronie przed szkodliwymi przymrozkami i t. p. Naogół jednak można powiedzieć, że próby takie

nia takie, prowadzone równocześnie w różnych miejscowościach i przez różnych obserwatorów, mają osiągnąć cel powyżej omówiony, muszą one być czynione według wspólnego planu, aby ich wyniki mogły być porównywane wzajemnie. Np. jeżeli chcemy wyciągnąć wnioski co do pory kwitnienia lub innej fazy rozwoju jakiegokolwiek rośliny, musimy oczywiście obserwować wszędzie ten sam gatunek i tę samą odmianę, pozostającą o ile możności w takich samych warunkach.

Zauważyć też należy, że podobnie, jak przy spostrzeżeniach meteorologicznych, tak też i przy obserwacjach fenologicznych bardzo wielkie znaczenie posiada nieprzerwana ich ciągłość.

Nie potrzeba tu podnosić specjalnie tego znaczenia, jakie posiadają spostrzeżenia fenologiczne, zarówno dla rolnictwa, jak dla leśnictwa oraz ogrodnictwa *).

Ponieważ *ogół zjawisk, określających stan pogody*, odbywa się w powietrzu i *zależy jest w pierwszym rzędzie od ilości ciepła, dostarczanego nam przez słońce*, przeto przed przystąpieniem do omawiania poszczególnych czynników meteorologicznych, trzeba nam, pokrótce przynajmniej, przypomnieć sobie, w jakim położeniu pozostaje ziemia względem słońca oraz jakie są własności powietrza, dla *rozpatrywanych zjawisk najważniejsze**).*

*) Por. „Instrukcja dla Stacyj Meteorologicznych Sieci Polskiej” — Warszawa 1920 — str. 68 i n.

„Program Sekcji rolniczej Komisji Fizjograficznej Akademii Umiejętności w Krakowie”. — Sprawozdania Kom. Fizjograficzn. Ak. Um. t, 31.

**) Szczupłość miejsca, jakie można było przeznaczyć w „Encyklopedji” na Meteorologję, spowodowała, że niektóre kwestje musiały być pobieżniej traktowane, jeśli nie zupełnie pominięte. Odnosi się to m. j. na przykład do szczegółów, dotyczących przyrządów, używanych przy spostrzeżeniach meteorologicznych; w tej sprawie zechce Czytelnik zwrócić się do wspomnianej powyżej „Instrukcji dla Stacyj Meteorologicznych Sieci Polskiej”.

ROZDZIAŁ I.

Znaczenie czynników meteorologicznych dla produkcji rolniczej.

Wspomnieliśmy poprzednio, że produkcja rolnicza musi się interesować przebiegiem zjawisk meteorologicznych; obecnie, zanim przejdziemy do ich rozpatrzenia, niejako dla poparcia tego twierdzenia, przytaczamy niektóre przynajmniej punkty łączności, zachodzącej między wspomnianymi dziedzinami. Oczywiście, nie wchodzimy tutaj w biologiczną treść tych wpływów, które wywierają czynniki meteorologiczne na rośliny lub zwierzęta; omówienie szczegółowe tych spraw znajdzie Czytelnik w odpowiednich tomikach „Eucyklopedji“, tu zaś ograniczamy się tylko na zarejestrowaniu kwestji ważniejszych.

Usłonecznienie, czyli insolacja, jest podstawowym czynnikiem w rozwoju roślin, także i zwie. *Usłonecznienie*. Działają tu zarówno ilość ciepła, dostarczanego tą drogą, jak i czas trwania usłonecznienia, we wszystkich fazach rozwoju rośliny, wpływając czy to na jej wzrost i krzewienie się, czy też na kwitnienie lub owocowanie, a maximum plonu, osiągalnego w danych warunkach, pozostaje w związku z maximum insolacji dla danego klimatu. Podobnie też i na rozwój organizmów zwierząt i człowieka wywiera usłonecznienie wpływ poważny tak drogą działania świetlnego, jak i ciepłego lub chemicznego (p. niżej); z jednej strony dopomaga ono do prawidłowego rozwoju organizmu, a z drugiej — bywa dla niego ważnym i dobroczynnym środkiem leczniczym. Tutaj wspomnieć należy też i o *wypromieniowaniu* jako antytezie usłonecznienia, powodującym tracenie ciepła przez przedmioty żywe lub martwe i nieraz prowadzącym do szkodliwych oziębień.

Temperatura powietrza wpływa na roślinę tak podczas okresu jej życia utajonego, jak i w okresie wegetacji. Rośliny, kiedy pozostają w stanie życia utajonego, nieraz np. nabierają większej odporności na wpływ temperatur zarówno niskich, jak i wysokich, a z drugiej strony

Temperatura.

mogą nieraz ucierzeć wskutek wzrostu temperatury (odwilż). Dla każdej rośliny istnieją granice najwyższa i najniższa (maximum i minimum) temperatury, poza którymi roślina żyć i rozwijać się nie może; nadto istnieje dla danej rośliny pewna wartość temperatury najkorzystniejsza („optimum“), przy której ona najlepiej się rozwija. Podobne wartości maximum, minimum oraz optimum temperatury istnieją też dla organizmów zwierzęcych.

Rozwój rośliny we wszystkich fazach jej wegetacji pozostaje w bardzo ścisłym związku z przebiegiem temperatury i wogóle warunków meteorologicznych. Dla tego też, opierając się na spostrzeżeniach meteorologicznych i uwzględniając biologiczne wymagania danej rośliny, można wyznaczyć najlepsze terminy wysiewu lub sadzenia w danej miejscowości, t. j. takie terminy, dla których zachodzi największe i dostateczne prawdopodobieństwo, że uprawa i plon się udadzą*). Należy też wspomnieć o datujących się jeszcze od Reaumur'a próbach ujęcia wpływu temperatur za pomocą obliczania sum temperatur, odnoszących się do pewnego okresu wegetacji danej rośliny. Nie można powiedzieć, aby te próby osiągnęły rezultaty praktyczne, np. co do przewidywania epok w rozwoju rośliny, jednak nie są one bez znaczenia i zasługują na uwagę. Dla prostego przykładu przytaczamy poniżej dla niektórych roślin w różnych miejscowościach sumy temperatur, obliczone przez Boussingault'a metodą Reaumur'a, jako iloczyny z liczby dni okresu wegetacji przez średnią dzienną temperaturę**):

Roślina	Miejscowość	Liczba dni okresu wegetacji od początku do zbioru	Iloczyn z liczby dni przez średnią temperaturę okresu
Pszenica ozima	Bechelbron (Alzacja)	137	2138°
	Paryż	160	2144°
	Kingston (Amer. Póln.)	122	2098°
	Cincinnati („ „)	132	2033°
Pszenica jara	Bechelbron	131	2073°
	Kingston	106	2067°
Jęczmień ozimy	Bechelbron	122	1784°
	Santa Fe (Am. Pd.)	122	1793°
Jęczmień letni	Bechelbron	92	1748°
	Kingston	92	1739°

*) Por. K Szulc — Spostrzeżenia meteorologiczne, jako podstawa oceny ryzyka przy uprawie roślin. — Lwów, Kosmos 1917.

**) P. Klein — Meteorologia ogólna — tłum. R. Merecki. — Warszawa 1915.

Wreszcie, mówiąc o znaczeniu temperatury, nie można nie wspomnieć o aklimatyzacji roślin i zwierząt, oraz o wpływie stopnia ciepła na bakterje zarówno szkodliwe, jak i pożyteczne. Podobnie, jak temperatura powietrza, tak i *temperatura gruntu* też wywiera wpływ na roślinność drogą wpływu na pobieranie wody przez korzenie lub z powodu zmarzania gruntu i t. p.

Deszcze wywierają wpływ tak na glebę, jak **Opady.** i bezpośrednio na roślinność. Do wpływów na glebę trzeba zaliczyć działanie mechaniczne, a także użyźniające; tutaj należy dostarczanie glebie związków azotowych, które zawiera woda opadowa (p. niżej). Dla roślinności ważne są deszcze np. i z tego względu, że opłukują rośliny z naniesionych przez wiatry pyłów i t. d. Przedwzysztkiem jednak zaznaczyć trzeba, że opady są dla roślin dostarczycielami wody, potrzebnej do ich rozwoju. W tym względzie istnieją maksymalne i minimalne granice ilości opadu, dopuszczające wogóle rozwój rośliny, a także pewne „optimum“, t. j. ta ilość, która najbardziej sprzyja rozwojowi danej rośliny. To „optimum“ istnieje dla każdej rośliny także i pod względem rozkładu opadów. Zarówno szkodliwymi się stają susze zanadto długotrwałe, jak i długotrwałe okresy ze zbyt obfitymi opadami. Szkodliwy wpływ nadmiernych opadów uwydatnić się może silnie w epoce kwitnienia, a także np. przez sprzyjanie rozwojowi pasożytów i wogóle szkodników. Przy ocenie wartości danego opadu dla gleby lub roślin trzeba zwracać uwagę nie tylko na jego ilość, ale również i na natężenie (p. niżej). Oczywiście jest, że np. zupełnie inne znaczenie posiada opad w ilości 20 mm, czyli 20 litrów wody na powierzchni 1 m², spadły w ciągu kwadransa (silna ulewa), niż gdy ta sama ilość opadu spadnie równomiernie w ciągu doby; w tym drugim wypadku będzie to deszcz, który gleba i roślina wyzyska daleko lepiej, niż w pierwszym.

Śnieg ma znaczenie także i z powodu pokrywy śnieżnej, którą może sprowadzać. Grubość warstwy tej pokrywy, jej trwałość, t. zw. gęstość śniegu, określająca ilość wody, którą on może dostarczyć, gdy będzie stopiony — wszystko to posiada wielkie znaczenie dla rozwoju roślin również i ze względu na własności śniegu, jako złego przewodnika ciepła. Może on też służyć nieraz, jako ochrona przeciw wymarzaniu, a wcale nie jest obojętnym dla zasiewu, czy śnieg obfity spadł na glebę już zmarzniętą, czy też przeciwnie, a także jaki jest przebieg temperatury podczas trwania pokrywy śnieżnej.

O szkodliwych wpływach *gradów* niema oczywiście potrzeby zbytnio się rozwodzić.

Wiatry. Wpływ *wiatrów* może być pożyteczny i szkodliwy. Pożytecznym on będzie przez odświeżanie powietrza w otoczeniu rośliny ze względu na odnawianie zapasu bezwodnika węglowego; lub przez przenoszenie pyłków nasiennej lub nasion wogóle nieraz na znaczne nawet odległości. Natomiast szkodliwie oddziaływać mogą wiatry, ze względu na ich działanie mechaniczne, albo przez powodowanie nadmiernej transpiracji roślin, albo przez, przenoszenie zarodków chorobotwórczych, lub przez nadmierne oziębianie (wiatry zbyt zimne w pewnych warunkach), tak samo przez nadmierne osuszanie (wiatry zbyt suche) i t. d.

Burze. Wpływ dodatni burz na produkcję rolną wyraża się w zwiększeniu azotu w opadach; nowe badania wskazują nadto na bezpośredni, dokładniej jeszcze nie zbadany wpływ wyładowań elektrycznych na roślinność (plon, okres dojrzewania, skład chemiczny itp.).

Szkody wyrządzone rolnictwu przez burze są wszystkim nadto znane, nie wymagają przeto bliższych komentarzy.

Już tych niewiele szczegółów wystarczy do wykazania, że rolnik nie może się nie liczyć z przebiegiem zjawisk meteorologicznych w swej okolicy i w całym kraju; musi on poznać te stosunki, aby swoją pracę do nich przystosować. Podejmowane też bywają usiłowania ochrony przed szkodliwymi skutkami wpływu niektórych czynników meteorologicznych, do czego powrócimy jeszcze w rozdziale ostatnim.

ROZDZIAŁ II.

Ziemia i słońce.

Ilość ciepła, dostarczana ziemi przez słońce, jest podstawą wszelkich zjawisk meteorologicznych. Mianowicie wpływa ona bezpośrednio na zmiany temperatury, z którą znów łączy się powstawanie wiatrów oraz tworzenie się opadów. Stąd też wynika doniosłe znaczenie słońca dla tej dziedziny zjawisk.

Słońce przedstawia się nam w postaci kulistej.

Pomiary astronomiczne podają następujące wielkości:

średnica słońca: 109 średnic ziemskich*); 12.7564 km = 109 × 116.05 km = 13.904486 km = 9.421

objętość: 1.310.000 objętości ziemi;

masa**): 199 × 10²⁵ tonn;

średnia gęstość: 1.4 (w stosunku do wody);

średnia odległość od ziemi: 149.500.000 km.

Budowa słońca, według najnowszych badań, jest tego rodzaju, iż składa się ono z kilku warstw współśrodkowych. Licząc od środka, mapotykamy warstwy następujące:

1. *Fotosfera*, jądro wewnętrzne, prawdopodobnie płynne, o wysokiej temperaturze (na brzegach zapewne 6000 do 8000 stopni); stanowi najznaczniejszą część słońca;

2. *Atmosfera* o względnie niewielkiej grubości, otoczona fotosferą; znacznie od niej chłodniejsza, składa się z par metalicznych;

3. *Chromosfera*, druga atmosfera, otaczająca poprzednią, składa się przeważnie z wodoru i helu.

4. *Korona*, atmosfera zewnętrzna, przedstawia się, jako aureola świetlna, otaczająca słońce, widzialna dobrze podczas całkowitych zaćmień słońca; promienie tej korony przekraczają swe długością nieraz kilka średnic słońca.

*) Ponieważ pół-oś równikowa (połowa średnicy równikowej) ziemi wynosi 6378.2 km. (p. str. 11), przeto średnica słońca oblicza się okrągło jako 1.4×10^8 km.

***) Ilość materji.

Na tle słońca są rozsiane nierównomiernie części jaśniejsze, t. zw. *poходnie* oraz części ciemniejsze, t. zw. *plamy*; te ostatnie przedstawiają się, jakby otwory w zewnętrznych powłokach słońca. Plamy słoneczne są zmienne; rosną lub maleją, a nawet jedne giną, a równocześnie pojawiają się nowe. W tej zmienności posiadają one dość wyraźny przeciętny okres jedenastoletni, upływający pomiędzy dwoma najbliższymi latami o największej ilości plam lub między dwoma latami o najmniejszej ich ilości*). Na uwagę zasługuje to zjawisko interesujące, że okresowość plam słonecznych odpowiada — jak się zdaje — zaobserwowanej okresowości gradów (lata z największą ilością plam słonecznych wyróżniają się najmniejszą ilością gradów).

Ruchy słońca. Słońce nie pozostaje w spoczynku, lecz odbywa pewne ruchy m. i. *ruch wirowy* ma około osi. Przekonywamy się o tem z obserwacji plam słonecznych, które, zmieniając swoje położenie na tarczy słonecznej w pewnym kierunku, pojawiają się po upływie niejakiego okresu znów w miejscu poprzednim, na które powracają od strony przeciwległej. Ten okres byłby właśnie okresem jednego obrotu słońca naokoło osi i jest niejednakowo długi dla różnych punktów tarczy słonecznej, położonych na różnych równoleżnikach; zwiększa się on od równika słońca ku obu jego biegunom, co tłumaczy się dostatecznie płynnością masy słonecznej. Okres obrotowego ruchu słońca rzeczywisty (t. zw. gwiazdowy) wynosi 24,5 dni w szerokości słonecznej 0° , t. j. na równiku, a 30,6 dni w szerokości słonecznej 75° . Obserwując ten ruch z ziemi, dostrzegamy ten okres obrotu cokolwiek dłuższy wskutek własnego ruchu obrotowego ziemi. W ten sposób oznaczony okres ruchu obrotowego słońca (t. zw. synodyczny) wynosi 26,3 dni (w szerokości 0°) i 33,4 dni w szerokości 75° . Kierunek ruchu obrotowego słońca jest zgodny z kierunkiem ruchu obrotowego ziemi, a oś tego obrotu jest cokolwiek nachylona (o 7°) do tej płaszczyzny, w której ziemia odbywa swój ruch roczny na około słońca.

Oprócz ruchu obrotowego słońce odbywa jeszcze w pewnym kierunku *ruch postępowy* wraz z całym układem planet; prędkość tego ruchu obliczają astronomowie okrągło na 20 kilometrów na sekundę.

*) W ciągu XIX stulecia i na początku stulecia bieżącego obserwowano następujące lata maximum, lub minimum plam słonecznych; lata *maximum*: 1816, 1830, 1837, 1848, 1860, 1870, 1883, 1893, 1905, 1918; lata *minimum*: 1811, 1823, 1833, 1843, 1856, 1867, 1878, 1889, 1901, 1913.

Ziemia posiada w przybliżeniu postać elipsoidy obrotowej, dość zbliżonej do kształtu kuli, t. zn. kształt bryły obrotowej spłaszczonej; przekrój tej bryły, dokonany wzdłuż osi, jest elipsą o spłaszczeniu nie wielkiem, t. j. niewiele różniącą się od koła. Gdybyśmy sporządzili kulę małych rozmiarów, np. o średnicy 20 omt. i gdybyśmy spłaszczyli ją u biegunów w tym samym stosunku, to niepodobna byłoby na oko dostrzedz tego spłaszczenia.

Rozmiary ziemi są następujące:

<i>Średnica równika (a):</i>	12.756.4 km:	<i>średnica</i> 6.328
<i>Średnica biegunowa t: j: oś (b):</i>	12.713.6 km:	
<i>Spłaszczenie</i> $\left(\frac{a-b}{a}\right)$	$\frac{1}{298}$	
<i>Obwód równika</i>	40.055 km:	
<i>Czwartka obwodu południka</i>	10.002 km:	
<i>Długość jednego stopnia (na równiku)</i>	111.3 km:	
<i>Powierzchnia</i>	510.000.000 km ²	
<i>Masa</i>	5.98 × 10 ²¹ tonn	
<i>Gęstość średnia</i>	5.5 (w stosunku do wody).	

Ziemia posiada zewnętrzną skorupę, złożoną z ciał stałych, pod którą znajduje się wewnątrz płynne. Grubość tej skorupy jest nieznaczna w porównaniu z promieniem ziemi, mającym przeszło 6000 km. i wynosi kilkadziesiąt kilometrów. Ponieważ średnia gęstość tej skorupy nie przekracza 3, a średnia gęstość całej ziemi wynosi 5,5, przeto przyjąć należy, że płynne wewnątrz ziemi zawiera ciała ciężkie (metale).

To płynne wewnątrz ziemi posiada bardzo wysoką temperaturę, wskutek czego musi istnieć spadek tej temperatury od gorącego wnętrza ku chłodniejszej skorupie zewnętrznej. Nie mówiąc o wahaniami temperatury w powierzchniowej warstwie skorupy ziemskiej (do kilkunastu metrów), które pozostają w związku z okresowymi jej wahaniami na powierzchni ziemi, można oznaczyć spadek temperatury w kierunku od wnętrza ziemi okrągiło na 1° na 35 m., jak to wynika przeciętnie z pomiarów, dokonywanych w różnych kopalniach. Wskutek podobnego spadku temperatury istnieje nieustanny prąd ciepła, doprowadzający ciepło od wnętrza ziemi ku jej powierzchni; jednak, jako źródło ogrzewania atmosfery, prąd ten nie może być brany pod uwagę zarówno z powodów ilościowych, jak i ze względu na jego stałość, która nie może służyć do wytłomaczenia obserwowanych okresowych wahań temperatury na powierzchni ziemi.

Najważniejszymi przeto czynnikami, wpływającymi na stan i przebieg temperatury powietrza pozostają: ilość ciepła, dostarczana przez promieniowanie słoneczne (insolację) oraz ilość ciepła, wypromieniowywana z powierzchni ziemi.

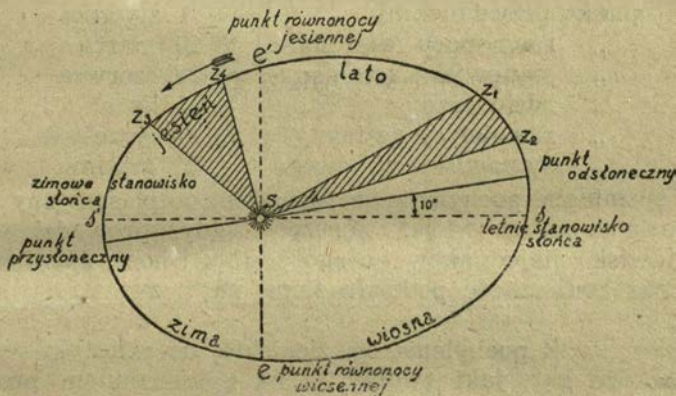
Ruch ziemi naokoło osi. Ziemia nie pozostaje w spoczynku, lecz odbywa ruch obrotowy naokoło osi oraz krąży naokoło słońca. Ruch obrotowy ziemi odbywa się naokoło jednej z jej średnic (osi), która swymi końcami przechodzi przez obydwie bieguny geograficzne ziemi: północny i południowy. Ponieważ uczestniczymy w tym ruchu ziemi, przeto dostrzedz go nie możemy, lecz przeciwnie odbieramy pozorne wrażenie, jakby całe sklepienie nieba wraz ze słońcem i wszystkimi gwiazdami dokonywało obrót naokoło miejsca, w którym się znajdujemy. Oczywiście kierunek tego pozornego ruchu jest odwrotny, niż ten ruch rzeczywisty ziemi, który jest powodem takiego wrażenia. Ponieważ wydaje się nam, że ten pozorny ruch sklepienia nieba odbywa się ze wschodu na zachód, gdyż słońce i t. d. pojawia się codziennie na wschodniej stronie widnokregu i znika na zachodniej, przeto istotny kierunek rzeczywistego ruchu obrotowego ziemi jest z zachodu na wschód. Okres czasu jednego całkowitego obrotu ziemi naokoło osi nazywamy dobą gwiazdową. Wskutek obrotu ziemi naokoło osi powstaje zjawisko dnia i nocy w ten sposób, że jakikolwiek punkt na powierzchni ziemi, poruszając się wraz z ziemią naokoło jej osi według obwodu odpowiedniego koła, do tej osi prostopadłego (t. zw. równoleżnika), bywa w ciągu tej samej doby zwrócony albo do słońca (dzień), albo od słońca (noc). Natomiast zjawisko miedjednokowej długości dnia i nocy zależnem jest od innej przyczyny, mianowicie od położenia ziemi względem słońca i jej ruchu naokoło słońca.

Ruch ziemi naokoło słońca. Ziemia porusza się naokoło słońca według obwodu pewnej elipsy (*orbita* czyli *droga ziemi*) a słońce znajduje się w jednym z ognisk tej elipsy. (ryc. 1).

Płaszczyznę, w której leży orbita ziemi, nazywamy *ekliptyką*. Z powodu eliptycznego kształtu drogi ziemi i ogniskowego położenia słońca w tej elipsie, odległości ziemi od słońca są zmienne w ciągu jednego pełnego obiegu i wynoszą: od 147 milionów klm. w położeniu najbliższem (na jednym końcu wielkiej osi elipsy, t. zw. punkt *przysłoneczny* czyli *perihelium*) do 152 milionów klm. w położeniu najdalszem, (na przeciwnym końcu wielkiej osi, t. zw. punkt *odstłoneczny* czyli *aphelium*). Średnia odległość ziemi od słońca wynosi zatem 149.5 milionów km., t. j. 23440 promieni ziemskich. Widać stąd, że elipsa drogi ziemi posiada niezbyt wielkie spłaszczenie i niezbyt wiele różni się od kształtu koła.

Czas jednego całkowitego obiegu ziemi naokoło słońca określamy jako rok, który dzielimy, że względów astronomicznych na 365.25 okresów dobowych, t. zw. średnich. Średnia doba

słoneczna jest przeto $\frac{1}{365,25}$ częścią roku i zawiera 86 400 sekund*). Wspomniana powyżej *doła gwiazdowa* jest krótszą od średniej doby słonecznej i zawiera tylko 86164 sekundy. Prędkość ruchu ziemi wzdłuż orbity naokoło słońca jest zmienną w ciągu całego roku i wynosi przeciętnie około 30 km. na sekundę. Jednak pomimo tej zmienności istnieje w tem pewna prawidłowość. Mianowicie, ziemia porusza się po elipsie naokoło słońca zawsze tak, że powierzchnie pól (t. j. wycinków owej elipsy), zakreślane w *równych odstępach czasu* przez linię, łączącą każdorazowe położenie ziemi z położeniem słońca (czyli przez t. zw. promień wodzący) są zawsze *równe***) (p. ryc. 1 wycinki Z_1SZ_2 , Z_3SZ_4 i t. d.). Stąd wynika właśnie, że łuki elipsy, należące do tych wycinków (np. Z_1Z_2 i Z_3Z_4



Ryc. 1
Orbita ziemi.

na ryc. 1), czyli drogi przebiegane przez ziemię w tym ruchu w czasach równych, są tem dłuższe, im krótszy jest odpowiedni promień wodzący, t. j. im bliżej słońca ziemia się znajduje. Najszybciej przeto porusza się ziemia w punkcie przysłonecznym, a najwolniej w punkcie odśrodkowym.

Położenie ziemi względem słońca jest takie, że podczas jej ruchu oś ziemi (czyli linja, łącząca bieguny ziemskie) zajmuje zawsze ten sam kierunek w przestrzeni, t. j. przesuwają się zawsze równolegle do tego samego kierunku, który jest nachylony do płaszczyzny ekliptyki pod kątem $66^{\circ} 33'$.

Położenie
ziemi
względem
słońca.

*) 24 godziny, zawierających po 60 minut, z których każda dzieli się na 60 sekund; $24 \times 60 \times 60 = 86400$.

**) T. zw. prawo pól Keplera.

Wskutek tego równik ziemski, jako prostopadły do osi, jest też nachylony do płaszczyzny ekliptyki, a mianowicie pod kątem $23^{\circ} 27'$). Jeżeli przez środek słońca przeprowadzimy linię, równoległą do stałego kierunku osi ziemskiej, a następnie jeżeli przez tę linię przeprowadzimy płaszczyznę, *prostopadłą* do ekliptyki, to płaszczyzna ta przetnie płaszczyznę ekliptyki według linii (ss_1 na ryc. 1), która z wielką osią elipsy tworzy kąt około 10° i na elipsie wyznaczy punkty (s i s_1 na ryc. 1), t. zw. *stanowiska słońca* (punkty przesilenia dnia z nocą) letnie i zimowe. Linja, przechodząca przez środek słońca, leżąca w płaszczyźnie ekliptyki i prostopadła do linii stanowisk (ee_1 na ryc. 1) wyznacza na elipsie punkty (e i e_1 na ryc. 1) *równonocy* (porównania dnia z nocą) jesienny i wiosenny. Daty przejścia ziemi przez te punkty były w r. 1910 następujące:

punkt przystoneczny	1 stycznia
„ równonocy wiosennej	21 marca
„ stanowiska letniego	22 czerwca
„ odstoneczny	1 lipca
„ równonocy jesiennej	23 września
„ stanowiska zimowego	22 grudnia

Wspomniane pochylenie osi ziemskiej do płaszczyzny ekliptyki posiada bardzo wielkie znaczenie, gdyż prowadzi ono za sobą zjawisko niejednakowej długości dnia i nocy, zjawisko pór roku oraz konieczność podziału ziemi na t. zw. *strefy klimatyczne*.

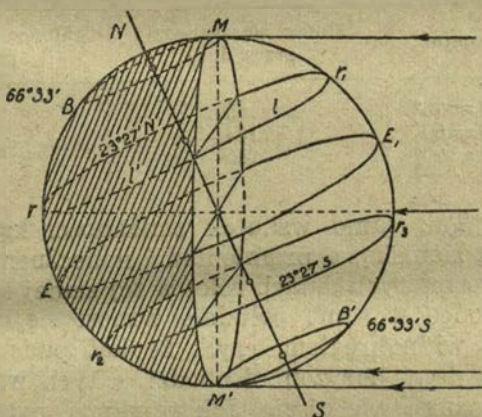
Z pochylenia osi ziemskiej do ekliptyki wynika, że kąt, jaki tworzy ta oś z kierunkiem promieni słonecznych jest zmienny w pewnych granicach, a mianowicie od $63^{\circ} 33'$ do $113^{\circ} 27'$.

W punktach stanowisk kąt ten osiąga wartość największą, t. j. $113^{\circ} 27'$ (stanowisko zimowe) i najmniejszą, t. j. $63^{\circ} 33'$ (stanowisko letnie); w obu punktach równonocy oś ziemi jest prostopadłą do kierunku promieni słonecznych. Chcąc oddzielić część powierzchni ziemi oświetloną (dla której trwa dzień) od części, pozostającej w cieniu (dla której trwa noc), trzeba przeciąć ziemię płaszczyzną, prostopadłą do kierunku promieni słonecznych i przeprowadzoną przez punkty styczności tych promieni do kuli ziemskiej (MM' na ryc. 2).

Płaszczyzna tego przecięcia wyznaczy na powierzchni ziemi obwód wielkiego koła, który będzie stanowił granicę obszaru równoczesnego dnia i obszaru równoczesnej nocy. Jak widzimy z ryc. 2 nie wszystkie szerokości geograficzne pozostają pod tym względem w jednakowych warunkach: równik EE,

*) $90^{\circ} - 66^{\circ} 33' = 23^{\circ} 27'$ <http://rcin.org.pl>

jest podzielony przez granicę dnia i nocy MM' na dwie połowy; równoleżniki między EE_1 i MB lub M_1B_1 (między równikiem i kołami biegunowymi) leżą mierzonymi częściami w obszarze dnia lub nocy i wreszcie równoleżniki między temi kołami biegunowymi i biegunami N lub S leżą całkowicie w obszarze dnia lub w obszarze nocy. Długość dnia i nocy ulega wahaniom w miarę zmiany kąta, tworzonego przez oś ziemską z kierunkiem promieni słonecznych, t. j. w miarę poruszania się ziemi naokoło słońca; przytem zdarzać się musi co pewien czas, że granica, oddzielająca obszar dnia od obszaru nocy, podzieli równocześnie wszystkie równoleżniki na dwie połowy, a mianowicie podczas położenia ziemi w punktach równonocy.



Ryc. 2.

Nierówność dnia i nocy.

Biorąc pod uwagę kolejność położenia ziemi następujących po sobie w jej ruchu naokoło słońca, dochodzimy do wniosku, że: 1) na równiku dzień jest równy nocy stale przez cały rok; 2) gdy ziemia znajduje się w obu punktach równonocy dzień jest równy nocy we wszystkich szerokościach geograficznych (porównanie dnia z nocą wiosenną i jesienną); 3) od równonocy wiosennej do równonocy jesienniej, dzień jest dłuższy od nocy na półkuli północnej i krótszy od nocy na półkuli południowej; odwrotnie rzecz się ma w następnym półroczu, t. j. od równonocy jesienniej do równonocy wiosennej; 4) na równoleżnikach $66^{\circ}33'$ w obu półkulach (t. zw. koła biegunowe) w dniu letniego stanowiska słońca trwa przez całą dobę: dzień na kole biegunowym północnym, zaś noc na kole biegunowym południowym; odwrotnie, podczas zimowego stanowiska słońca; 5) na każdym równoleżniku, pomiędzy kołami biegunowymi a obydwoma biegunami, przypada co roku nieprzer-

wany okres dnia lub nieprzerwany okres nocy, trwający tem dłużej, im bliżej bieguna leży dany równoleżnik; na samych biegunach okresy te trwają okrągło po pół roku, co uwidacznia poniższa tabelka:

W szerokości geograf.	Najdłuższy dzień trwa	Najkrótszy dzień trwa
Szer. geogr. (φ) = 30°	13 godz. 56 m.	10 godz. 4 m.
" " (φ) = 45°	15 " 26 "	8 " 34 "
" " (φ) = 55°	17 " 7 "	6 " 53 "
" " (φ) = 66° 33'	24 " 0 "	0 " 0 "

W szerokości geograf.	"Słońce nie zachodzi przez dni	Słońce nie wschodzi przez dni
Szer. geogr. (φ) = 70°	65	60
" " (φ) = 80.	134	127
" " (φ) = 90°	186	179

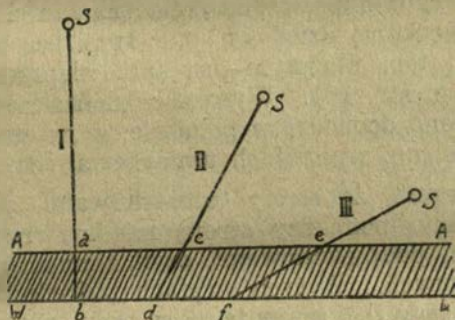
Pory roku. Tak samo wskutek zmienności kąta pomiędzy osią ziemską, a promieniami słonecznymi wynika, że w rozmaitych dniach roku w tej samej szerokości geograficznej, słońce w samo południe wznosi się niejednakowo wysoko ponad widnokreślę, czyli, że kąt padania promieni słonecznych na dany horyzont dochodzi w tych warunkach nie zawsze do tej samej wielkości. Jak wiadomo, natężenie ogrzewania przez promieniowanie słoneczne jest zależne od tego kąta i mianowicie rośnie wraz ze zbliżaniem się promieni padających do kierunku pionowego (t. j. prostopadłego do horyzontu); w tych samych warunkach zmienną jest grubość warstwy atmosfery, przebieganej przez promieniowanie słoneczne i grubość ta jest tem mniejszą, im więcej są zbliżone promienie słoneczne do kierunku pionowego (ryc. 3).

Np. grubość atmosfery, przebiegana przez promienie słoneczne przy ich padaniu horyzontalnym (moment wschodu lub zachodu) jest okrągło 34 razy większa, niż przy padaniu t. zw. zenitalnym (ryc. 3 I) czyli prostopadłym do horyzontu.

Z drugiej strony należy wziąć pod uwagę, że pewna strata ciepła, przy przebieganiu atmosfery przez promienie słoneczne, jest tem większą, im ta grubość przebiegana jest większą.

Wszystko to, w połączeniu ze zjawiskiem niejednakowej długości dnia i nocy, sprawia, że ilości ciepła, doprowadzane przez promieniowanie słoneczne różnym horyzontom na ziemi, są różne w rozmaitych warunkach czasu i położenia, a stąd wynika zmienność warunków temperatury i t. d. w różnych

częściach roku, w tem samym miejscu. Stąd wynika zjawisko czterech pór roku: wiosny, lata, jesieni i zimy. T. zw. pory roku *astronomiczne* odpowiadają momentom przejścia ziemi przez punkty stanowisk słońca letniego i zimowego oraz punkty równonocne jesienny i wiosenny; mianowicie — wiosna od równonocy wiosennej do przesilenia dnia z nocą letniego; lato od przesilenia dnia z nocą letniego do równonocy jesiennej; jesień od równonocy jesiennej do przesilenia dnia z nocą zimowego; zima od przesilenia dnia z nocą zimowego do równonocy wiosennej. Jednak pod względem meteorologicznym zmiany pór roku nie zupełnie ściśle odpowiadają tym momentom astronomicznym i warunkowane są przebiegiem elementów meteorologicznych (p. str. 18).



Ryc. 3.

Kierunki padania promieni słonecznych.

Omówiona zmienność warunków ogrzewania różnych punktów na ziemi przez słońce prowadzi do podziału powierzchni ziemi na t. zw. *strefy klimatyczne*. Strefy klimatyczne.

Oddzielamy te strefy przez niektóre równoleżniki, a mianowicie dwa zwrotniki $23^{\circ} 27'$: zwrotnik *taka* w półkuli północnej i zwrotnik *koziorożca* w półkuli południowej, oraz dwa koła biegunowe $66^{\circ} 33'$, północne i południowe. Odpowiednio do tego występuje 5 stref klimatycznych, a mianowicie:

Strefa międzyzwrotnikowa (gorąca) między obydwoma zwrotnikami.

Dwie strefy umiarkowane — północna i południowa, między zwrotnikiem i kołem biegunowym na każdej półkuli.

Dwie strefy podbiegunowe (zimne) — północna i południowa, między kołem biegunowym i biegunem w każdej półkuli.

W strefie międzyzwrotnikowej słońce bywa dwa razy w każdym roku w zenicie, t. j. wtedy promienie słoneczne pa-

dają prostopadłe do horyzontu. Na równiku wypada to w dniach równonocy wiosennej i jesiennej. Na zwrotnikach natomiast zdarza się to tylko raz w roku, a mianowicie, na zwrotniku północnym w dniu czerwcowego stanowiska słońca, a na zwrotniku południowym w dniu grudniowego stanowiska słońca.

W strefach umiarkowanych słońce nie bywa nigdy w zenicie, t. j. słońce nigdy nie dochodzi do tych maksymalnych warunków ogrzewania, związanych z najwyższym położeniem— ale także nie zdarza się w tych obu strefach ani jedna doba, w którejby słońce nie zachodziło lub nie wschodziło, t. zn. aby dzień lub noc trwały przez 24 godziny.

W strefach podbiegunowych słońce także nie bywa nigdy w zenicie, ale natomiast zdarza się na każdym równoleżniku w ciągu roku przynajmniej jedna doba (na samych kołach biegunowych), przez którą dzień albo noc trwa bez przerwy. Im bliżej biegunów, tem dłuższym jest taki nieprzerwany okres dnia lub nocy (p. str. 16). Wysokości słońca nad horyzontami, do których ono dochodzi w południe, są w strefach biegunowych mniejsze, niż w strefach umiarkowanych.

Widzimy przeto, że strefy umiarkowane przedstawiają warunki pośrednie pomiędzy strefą międzyzwrotnikową (gorącą) i strefami podbiegunowymi, czyli zimnemi; stąd nazwa stref umiarkowanych. W tych strefach pośrednich wyraźniej, niż w strefach innych występują pory roku przejściowe, t. j. wiosna między zimą i latem, oraz jesień między latem i zimą. Do zimy meteorologicznej trzeba zaliczyć grudzień, styczeń i luty; do wiosny — marzec, kwiecień i maj; do lata — czerwiec, lipiec i sierpień, a do jesieni — wrzesień, październik i listopad. Przy takim podziale występuje nadto i ta okoliczność, że momenty zwrotne, jak przesilenie dnia z nocą letnie (koniec czerwca) oraz przesilenie dnia z nocą zimową (koniec grudnia) wypadają ku środkowi odpowiedniej pory roku, co nie pozostaje bez pewnego znaczenia przy obliczaniu przeciętnych wartości dla oddzielnych pór roku.

**Pory roku
meteorolo-
giczne.**

ROZDZIAŁ III.

Atmosfera ziemską.

1. Skład i własności atmosfery.

Powietrze atmosferyczne jest mieszaniną gazów t. zw. fizyczną, t. j. taką, której składniki nie działają wzajemnie na siebie chemicznie. Nadto dodać trzeba, że—o ile pominiemy parę wodną—to wszystkie składniki powietrza atmosferycznego należą do gazów, które w tych warunkach temperatury i ciśnienia, jakie w atmosferze zachodzą, nie przechodzą w stan płynny, ani tembardziej w stały. Są one zbliżone w tych warunkach do stanu t. zw. gazów doskonałych, a to samo da się przeto powiedzieć o całej mieszaninie, t. j. o powietrzu atmosferycznym — zawsze bez uwzględnienia pary wodnej, t. j. o powietrzu, t. zw. suchem, czyli pozbawionem pary wodnej*).

Skład
atmo-
sfery.

Głównymi składnikami powietrza atmosferycznego co do ilości (w niższych warstwach) są: *azot, tlen, argon, bezwodnik węglowy (CO₂)* a także gazy takie, jak *wodór, neon, hel, krypton* i t. d.; oddzielnie trzeba traktować parę wodną ze względu na jej bardzo doniosłe znaczenie, tak z powodu wpływu na przechodzące przez atmosferę promieniowania, jak i z uwagi na możliwość jej konsensacji i pojawiania się w atmosferze we wszystkich trzech stanach skupienia: gazowym, płynnym i stałym. Ilościowo przedstawia się skład atmosfery (w dolnych warstwach), jak następuje (w % na objętość): *azot 78.03%, tlen 20.99%, argon 0.94%, bezwodnik węglowy 0.03%, wodór 0.01%, neon 0.0015%, hel 0.00015%, krypton 0.00010%* nadto para wodna, której zawartość zależnie od temperatury i warunków parowania jest bardzo zmienna i może się wahać od ilości prawie znikomych do prawie 4% na objętość.

Z wymienionych składników powietrza atmosferycznego prawie wszystkie — z wyjątkiem pary wodnej i bezwodnika

*) W rzeczywistości powietrze atmosferyczne nigdy nie jest zupełnie pozbawione pary wodnej; zawiera ono zawsze pewne jej ilości, choćby czasami tylko prawie znikome.

węglowego — znajdują się w ilościach bardzo mało zmiennych, a raczej wybitnie stałych, tak w różnych porach w tem samym miejscu, jak i w różnych miejscach w warstwach dolnych. Przyczyna polega na dyfuzji gazów, zaś zawartość pary wodnej oraz bezwodnika węglowego łączy się z niektórymi zjawiskami, zachodzącymi na ziemi, jak parowanie, procesy życiowe tak zwierzęce, jak i roślinne, spalania, fermentacje itd. Co do bezwodnika węglowego, to wspomnieć trzeba, że wahania jego ilości bywają dość znaczne w stosunku do całej jego zawartości; mogą dochodzić prawie do połowy tej zawartości i zależą od pory dnia lub nocy, od położenia nad lądem lub nad oceanem, od wyniesienia ponad poziom morza, bliskości wielkich zbiorowisk ludzkich (w wielkich miastach i poza miastem) itd.

Oprócz wymienionych składników występują w powietrzu atmosferycznym, jakkolwiek w drobnych i zmiennych ilościach, także *ozon, amoniak* lub *inne związki azotowe* (ważne dla rolnictwa z powodu ich obecności w wodzie opadowej).

W miarę wznoszenia się do wyższych warstw atmosfery, skład jej ulega zmianie w ten sposób, że najprzód najsilniej ubywa zawartość składników najcięższych (bezwodnik węglowy), a natomiast przyrasta silnie procentowa ilość gazów najlżejszych (wodór, hel). Np. z obliczeń wynika, że w 100 km. wysokości ilość wodoru wynosi przypuszczalnie 99.45%, helu 0.45% na objętość.

W powietrzu atmosferycznym znajdują się także rozmaite pyły mineralne (cząsteczki sadzy, soli, wapnia, gipsu, także popioły wulkaniczne itd.) lub organiczne (szerść zwierząt, wełna, bawełna, także bakterje, spory grzybków itd.). Pyły te unoszą się w powietrzu, jako zawiesiny, które odpowiednio zmniejszają jego przezroczystość. Ilości tych pyłów bywają bardzo rozmaite i zależą od warunków, a silnie maleją w wyższych warstwach.

Pyły, unoszące się w atmosferze, posiadają wielkie znaczenie najprzód ze względu na rozpraszanie lub pochłanianie promieniowania słonecznego, a potem z powodu tego, że przyczyniają się do ułatwiania skraplania pary wodnej, stanowiąc t. zw. jądra kondensacyjne.

Gęstość powietrza i jego ciśnienie maleją dość szybko ku górze. Np. gdy na poziomie morza przeciętne ciśnienie powietrza wynosi 760 mm. to w 100 m. wysokości znajdujemy 750.5 mm., w 500 m. już tylko 714.0 mm., w 1 km. 670.6 mm., w 5 km. 406.5 mm., w 10 km. 217.4 mm. itd. Szybkość tego spadku ciśnienia z wysokością jest zależną od wartości samego ciśnienia i od temperatury; np. przy ciśnieniu 760 mm. i w temperaturze 0° C wystarczy wznieść się

o 10.5 m., aby napotkać ciśnienie o 1 mm. niższe. Wchodząc przeto o piętro wyżej (około 5 m.), znajdziemy spadek ciśnienia powietrza, który zupełnie dobrze będzie wskazany przez aneroid.

Powietrze, jako gaz, nie może posiadać powierzchni odgraniczonej, t. zw. powierzchni swobodnej, jak np. woda lub wogóle płyny. **Grubość warstwy atmosfery.** Krańcową górną granicę atmosfery możemy przyjąć ze względów praktycznych w tej wysokości, w której gęstość powietrza atmosferycznego jest jeszcze o tyle znaczną, że mogą tam powstawać niektóre zjawiska, z obecnością powietrza połączone. Do takich zjawisk zaliczamy: zmrok czyli zmierzch, zorze biegunowe i zmrzkowe, meteory świecące. Obserwacje zjawiska zmrzchu prowadzą nas do obliczenia odpowiedniej grubości warstwy atmosfery około 60 km. Zorze biegunowe pojawiają się w wysokościach bardzo zmiennych, ale nie przekraczających 200 km.; zorze zmrzkowe określają wysokość odpowiedniej atmosfery do 80 km. Wreszcie obserwacje meteorów świecących prowadzą do oznaczenia wysokości atmosfery do 200 km. Ogółem zatem przyjąć trzeba grubość warstwy atmosfery na 200 km.; to znaczy, że w tej wysokości powietrze jest jeszcze dostatecznie gęste, aby mogło być powodem odpowiednich zjawisk. Zauważyć trzeba, że tam jest powietrze bardzo silnie rozrzedzone; np. już w wysokości 60 km. powietrze posiada ciśnienie zaledwie 0.4 mm., czyli jest ono tam 1900 razy rzadsze, niż na powierzchni morza, a poniżej 18 km. znajduje się siedm dziewiątych części całkowitej masy atmosfery.

Do niedawna sądzono, że wyższe warstwy atmosfery różnią się w swych własnościach od warstw **Budowa atmosfery.** niższych tylko pod względem ilościowym, nie zaś jakościowym. Obecnie*) jednak przyjmować trzeba w atmosferze przynajmniej dwie takie warstwy („piętra“), z których górne nie może być uważane, jako proste przedłużenie dolnego. Dolne takie piętro przyjęto nazywać „troposferą“, a górne „stratosferą“.

Tak w troposferze, jak i w stratosferze, a więc w całej atmosferze, ciśnienie zmniejsza się ku górze od dołu sposobem ciągłym bez żadnej specjalnej odrębności przy przejściu z jednej z tych warstw do drugiej. Jednak różnice między obydwoma temi „piętremi“ atmosfery można przytoczyć następujące:

W troposferze widzimy obniżanie się temperatury ku górze, wynoszące przeciętnie około 0.5 do 0.7 na każde 100 m.

*) L. Teisserenc de Bort, 1902.

wzniesienia; w stratosferze spadek ten bywa znacznie powolniejszy, a nawet może ona wzrastać ku górze, jakkolwiek bardzo powoli. W troposferze stale pojawiają się silne prądy powietrza pionowe (t. zw. konwekcyjne) wstępujące do góry lub zstępujące na dół, podczas gdy w stratosferze prądów takich nie bywa, lub przynajmniej, jeśli są, to bardzo słabe. W troposferze odbywa się kondensacja (skraplanie) pary i wskutek tego powstają tam chmury, mgły, spada deszcz, śnieg itd., czego niema w stratosferze.

Granica oddzielająca troposferę od stratosfery nie jest stałą pod względem swej wysokości, która zależy m. i. od pory roku (w lecie wypada ta granica cokolwiek wyżej, niż w zimie ceteribus paribus) i od stanu pogody w danej chwili. Nad Europą np. granica między troposferą i stratosferą wypada przeciętnie w 11 km. wysokości, gdzie temperatura powietrza wynosi około — 60 stopni.

Jak wiadomo, powietrze jest słusznie uważane jako zły przewodnik ciepła. Tak jest istotnie, lecz **Niektóre** własności tylko co do przewodzenia *ilości ciepła* t. zn. **powietrza** trze posiada mały t. zw. współczynnik kalorycznego przewodnictwa ciepła (około 20.000 razy mniejszy, niż dla miedzi, a przeszło 3000 razy mniejszy, niż dla żelaza). Z tego powodu np. powietrze jest w możności przewodzenia tylko małych ilości ciepła na ciała o większej gęstości (np. na przedmioty, znajdujące się na powierzchni ziemi). Z drugiej strony jednak te niewielkie ilości ciepła, jakie powietrze może przewodzić wewnątrz swej masy mogą wystarczać nawet do stosunkowo znacznego podwyższenia jego *temperatury*, a to wskutek małej gęstości powietrza oraz małego t. zw. *ciepła właściwego*, a więc niewielkich ilości ciepła, jakich powietrze wymaga do podwyższenia swej temperatury. Dlatego też powietrze odznacza się wcale niezbyt małym t. zw. współczynnikiem przewodnictwa termometrycznego (miara zdolności przewodzenia *temperatur*), który dla powietrza jest prawie taki sam, jak dla żelaza, a tylko około 6 razy mniejszy niż dla miedzi. Nadto współczynnik ten jest z natury rzeczy tem mniejszy, im mniejszą jest gęstość powietrza, co znaczy, że przewodzenie *temperatur* szybszem być musi w wyższych warstwach powietrza, niż w jego warstwach dolnych.

Z takiego stanu rzeczy wynika np., że w powietrzu nie mogą się utrzymywać, bez specjalnych przyczyn podtrzymujących, tak wielkie spady temperatur, jakie mogą istnieć nawet przez czas dłuższy w innych „złych“ przewodnikach np. w drzewie. Nie byłoby możliwem z rozmaitych względów, ale i z tego tak-

że, aby równocześnie była np. pełna zima z mrozami w Warszawie oraz pełne lato z upałami w Krakowie.

Powietrze atmosferyczne wywiera także pewien wpływ na przechodzące przez nie promieniowanie słoneczne. Ponieważ wpływ ten nie na wszystkie rodzaje promieni, zawarte w promieniowaniu słonecznym, jest ilościowo jednakowy, przeto działalność atmosfery posiada w tym względzie charakter „selekcyjny“.

Z ogólnego promieniowania, wysyłanego przez słońce, tylko pewna niewielka część dochodzi do naszej ziemi, poza tą jego ilością, która idzie w przestrzeń międzyplanetarną*). Ale i z tej drobnej części całkowitego promieniowania nie wszystko dochodzi do podstawy atmosfery ziemskiej t. j. do jej dolnych warstw, w których my pozostajemy. Przyczyna polega na tem, że powietrze atmosferyczne nie jest doskonale przezroczyste dla promieniowania, gdyż posiada ono zdolność *pochłaniania* (*absorbacji*) lub *rozpraszania* (*dyspersji*) niektórych rodzajów promieni.

Promieniowanie słoneczne zawiera obok światła także promienie niewidzialne, t. zw. *nadfioletowe* (wielkiej załamliwości, a krótkiej fali), posiadające działanie chemiczne (np. na płytę fotograficzną) oraz *podczerwone* (małej załamliwości a długiej fali), posiadające działanie cieplne. Promienie świetlne wszystkich barw widmowych, wypadające w widmie pomiędzy powyższymi grupami promieni niewidzialnych, też posiadają pewne działanie cieplne tylko w mniejszym stopniu, silnie malejącym od barwy czerwonej ku fioletowej; podobnie i działanie chemiczne bardzo silnie maleje w kierunku od części nadfioletowej widma ku podczerwonej.

W pochłanianiu promieniowania przez atmosferę bierze największy udział przedewszystkiem *para wodna i bezwodnik węglowy*. Najsilniejszą jest absorbcja dla promieni podczerwonych, niewidzialnych, przyczem maleje ona bardzo znacznie w kierunku ku nadfioletowej części widma. Najwięcej przeto pochłaniane są fale długie o działaniu cieplnem. Jednak i w nadfioletowej części widma dają się zauważyć pewne przerwy absorpcyjne, które prawdopodobnie są powodowane przez ozon. Bezwodnik węglowy i para wodna mogą pochłaniać nie tylko wspomniane części promieniowania słonecznego, lecz także częściowo i promienie ciemne, cieplne, które są wysyłane w stronę przestrzeni

Pochłanianie promieniowania.

*) Do 40% zależnie od długości drogi, jaką promieniowanie przebiega w atmosferze, t. j. zależnie od wyniesienia danego punktu ponad poziomem morza oraz od wysokości słońca nad horyzontem.

międzyplanetarnej przez ziemię i przedmioty, na jej powierzchni będące, jak również i przez samą atmosferę (wypromieniowywanie); bezwodnik węglowy i para wodna, zatrzymując te promienie ciepłe, utrudniają ich stratę dla dolnych warstw atmosfery. W ten sposób oba te składniki powietrza przyczyniają się do więcej *równomiernego nagrzewania się masy atmosfery*, a z drugiej strony stępują krańcowości nadmiernego ogrzewania bezpośrednio przez promienie słoneczne oraz nocnego oziębiania przez wypromieniowanie. Gdyby nie obecność tych składników krańcowości te byłyby daleko więcej wybitne, a przez to daleko mniej sprzyjające dla warunków życiowych. Naogół działanie atmosfery podobne jest do działania szyb szklanych inspektowych, które dobrze przepuszczają promienie jasne a zatrzymują w znacznej części promienie ciemne.

Wskutek tego, że w powietrzu atmosferycznym unoszą się różne cząsteczki stałe i płynne, jako zanieczyszczenia, atmosfera jest ośrodkiem optycznie *niejednorodnym*. Z tego powodu promienie zbacząją ze swej drogi prostoliniowej przez różne odbijania i uginania, czyli podlegają *rozpraszaniu albo dyspersji*; w ten sposób powstaje światło *dzienne „rozproszone”*, nie dające cieni. Do rozpraszania promieni przyczyniają się głównie *kropelki wody oraz pyły i dymy*. W największym stopniu podlegają rozpraszaniu promienie o fali najkrótszej, t. j. od strony fioletowej i nadfioletowej widma; np. zdolność rozpraszania promieni od strony fioletowej bywa w pewnych warunkach 16 razy większą niż po stronie czerwonej widma. Tem się tłumaczy, że światło rozproszone jest stosunkowo bogatsze w promienie niebieskie i fioletowe, jak tego dowodzi błękitny kolor nieba; z drugiej strony w promieniowaniu słonecznym więcej jest osłabiona część fioletowa, niż czerwona i to tem więcej, im grubszą warstwę atmosfery promieniowanie przebiega. Widać to np. w przewadze barw żółtej, pomarańczowej i czerwonej w promieniowaniu słońca w porze jego zachodu.

Pochłanianie i rozpraszanie wpływają na t. zw. *przezroczystość atmosfery dla promieniowania*. Miarą jest tutaj t. zw. *współczynnik przezroczystości*, czyli ułamek, wskazujący w jakim stopniu zmniejszone jest wskutek tych wpływów natężenie dochodzącego promieniowania (t. j. jaką część promieniowania, otrzymywanego na górnej granicy atmosfery dochodzi do jej podstawy, czyli do powierzchni ziemi). Wartość tego współczynnika bywa rozmaita, zależnie od każdorazowej ilości czynników pochłaniających lub rozpraszających (pary wodnej, bezwodnika wę-

głowego, pyłów, kropelek wody i t. d.); wynosi ona dla zenitalnego stanowiska słońca (pionowego kierunku padania promieni słonecznych) od 0.8 — przezroczystość znaczna — do 0.6 — przezroczystość słaba. W idealnym wypadku przezroczystości doskonałej współczynnik ten wynosiłby 1.0. Przypomnieć trzeba, że natężenie promieniowania słonecznego, dochodzącego do podstawy atmosfery, zależy od grubości przebieganej warstwy powietrza, a więc od wysokości słońca ponad horyzontem oraz od wyniesienia danego miejsca ponad poziomem morza.

Ze wszystkich strat, ponoszonych przez promieniowanie, wskutek pochłaniania i rozpraszania przy przejściu przez atmosferę, przypisać trzeba prawie połowę działaniu pary wodnej (oraz pyłów), a drugą połowę działaniu wszystkich innych składników powietrza.

2. Usłonecznienie i wypromieniowywanie.

Pomiary natężenia usłonecznienia (insolacji) opieramy albo na mierzeniu *temperatury*, wskazywanej przez termometr, wystawiony oczywiście w słońcu i w odpowiednim urządzeniu w celu najlepszego wyzyskania ciepła, dosyłanego przez słońce (pomiaru względne) — albo też na mierzeniu *ilości ciepła*, np. metodą kalorymetryczną lub za pomocą kompensacji termoelektrycznej (pomiaru absolutne). W szczególności tych metod nie możemy tu wchodzić, wspomniemy tylko o przyrządzie do pomiarów względnych, t. zw. aktynometrze. Jest to zwykły termometr maksymalny, którego dolna część pokryta jest szklą i umieszczony wewnątrz rurki szklanej, zakończonej kulą i zalutowanej po wypompowaniu powietrza.

Ma to na celu powiększenie pochłaniania słonecznego przez termometr i uczynienia przyrządu czułym.

Pomiary usłonecznienia dają nam wartości natężenia insolacji bezpośrednio dla warstw dolnych atmosfery, w których pomiary są dokonywane; poza tym jednak bardzo wielkie znaczenie miałyby znajomość natężenia usłonecznienia na górnej granicy atmosfery, t. j. poza obrębem wpływu pochłaniania i rozpraszania przez atmosferę. Tych wiadomości niepodobna oczywiście zdobyć drogą bezpośrednich pomiarów, można jednak dojść do nich przez obliczenia, oparte na pomiarach insolacji, czynionych równocześnie w różnych wysokościach. Stąd otrzymujemy t. zw. „stałą słoneczną“ czyli tę ilość ciepła, którą doprowadza promieniowanie słoneczne poza atmosferą ziemską w ciągu 1 minuty do powierzchni 1 cm², prostopadłej do kierunku padających na nią promieni. Ilość ta wynosi okrągło

Natężenie usłonecznienia, stała słoneczna.

2 $\frac{\text{kal. mał.}}{\text{cm}^2, \text{min.}}$ (dokładnie 1.932), t. j. 2 kalorie gramowe (małe) na 1 cm.² i 1 minutę.

Jeżeli weźmiemy pod uwagę, że część powierzchni ziemi, równocześnie oświetlana przez słońce, jest bardzo zbliżoną do powierzchni wielkiego koła kuli ziemskiej, to otrzymamy w małych kalorjach następująca ilość ciepła, którą cała ziemia otrzymuje od słońca w ciągu roku na górnej granicy atmosfery: $2 \times 60 \times 24 \times 365.25 \times \pi R^2$, gdzie R przedstawia wyrażony w cm. promień równika ziemskiego. Wynosi to okrągło 13411×10^{20} małych kalorji.

Jak już wspominaliśmy, natężenie usłonecznienia jest tem większe, im wyżej ponad powierzchnią morza znajduje się powierzchnia odbierająca; ma to bardzo wielkie znaczenie w klimacie górskim tak w znaczeniu leczniczym, jak i wogóle biologicznym. Przyczyna tego zjawiska polega oczywiście na omówionym wpływie absorpcji i dyspersji. Nadto dla wyzyskania przez glebę ciepła dosyłanego bardzo jest doniosłą ta okoliczność, że promienie słoneczne tylko w wyjątkowych momentach i w niektórych okolicach (wyłącznie w strefie międzyzwrotnikowej i tylko w pewnych dniach w roku) padają prostopadłe do horyzontu.

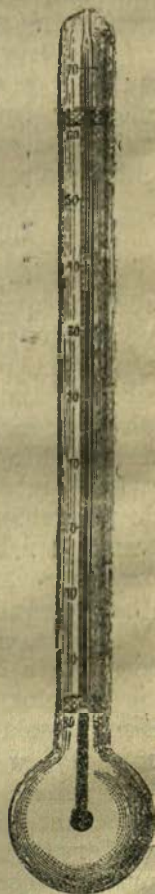
Np. według pomiarów K. Angström'a (dokonanych w Yxelö w Szwecji), 58° 56' szerok. półn. w dniach 18 i 19 lipca 1888 roku, przy niebie zupełnie pogodnym, natężenie ogrzewania gruntu poziomego (a więc nie prostopadłego do kierunku padania promieni) wynosiło:

O godz. 6 r. (wysokość słońca 18°,9) 33% ogrzewania powierzchni prostopadłej do promien

" 8 "	("	"	33°,8	56%	"	"
" 10 "	("	"	46°,4	72%	"	"
" 12 pdn.	"	"	"	52°,5	79%	"	"

Występuje tu wyraźnie znaczenie wysokości słońca nad horyzontem, a także pochylenia gruntu.

Przebieg insolacji posiada okres tak dzienny jak i roczny, które idą za przebiegiem wysokości słońca nad horyzontem. Natężenie insolacji jest więc większe w porze południowej, niż w porach po wschodzie słońca lub przed jego zachodem; podobnie też większą jest ilość dostarczanego ciepła w ciągu dnia letniego, niż zimowego. Zaznaczyć trzeba, że, jak wynika z pomiarów Crova w Montpellier, natężenie promieniowania nie bywa największem w ciągu dnia w samo południe, lecz wcze-



Ryc. 4.
Aktynometr.

śniej, a mianowicie około godz. 11-ej rano, a także, iż wahania w tem natężeniu są częstsze i cokolwiek większe w godzinach popołudniowych, niż przed południem. Wskazywałoby to, że przezroczystość atmosfery bywa większą w pierwszej połowie dnia, niż w drugiej. Niewątpliwie pozostaje to w związku z silniejszymi prądami wstępującymi atmosferycznymi po południu, które skraplają parę wodną, a także mogą unosić w górę pyłki, porywane z ziemi.

Podobnie też cokolwiek większem może być natężenie insolacji w porze zimowej, niż w porze letniej (oczywiście *ceteris paribus*, t. zn. przy jednakowej grubości przebieganej atmosfery, lecz nie o jednakowych godzinach). Nie sprzeciwia się to wszakże większej ilości ciepła, dostarczanego przez słońce w ciągu całego dnia letniego, niż w ciągu całego dnia zimowego; mianowicie przybywa tu wpływ większej długości dnia oraz większej wysokości słońca w południe w lecie, niż w zimie.

Podobnie, jak natężenie usłonecznienia, można mierzyć za pomocą analogicznych metod także ilości ciepła, tracone przez powierzchnię gruntu lub przez atmosferę drogą wypromieniowywania (wypromieniowywanie własne atmosfery). Nie przytaczając szczegółów tych obliczeń, wspomnimy tylko, że, według odnośnych pomiarów, wypromieniowywanie własne atmosfery może dochodzić do 10% wartości usłonecznienia w dolnych warstwach, a jako ochrona przed oziębieniem nocnym może to wypromieniowanie być porównywane z tą osłoną, jakiej w tym względzie dostarcza zachmurzenie, pokrywające do trzech dziesiątych części nieba.

Wypromieniowywanie.

ROZDZIAŁ IV.

Czynniki pogody.

1. Temperatura.

Temperatura ciał zależy zarówno od ilości ciepła, otrzymywanych w danym okresie, jak i od tych, które one równocześnie tracą; temperatura rośnie przeto tam i wtedy, gdy ciepło otrzymywane ma przewagę nad ciepłem traconem, zaś obniża się temperatura tam i wtedy, gdy, przeciwnie, ilość ciepła traconego jest większą od ilości, równocześnie otrzymywanej.

a) Temperatura powietrza.

Ponieważ atmosfera jest dla promieniowania słonecznego w znacznym stopniu przezroczystą, przeto ciepło, dosyłane ziemi przez słońce, bywa pochłaniane i gromadzone przeważnie przez powierzchniową warstwę gruntu (względnie wody). To też dolne warstwy powietrza są zależne pod względem przebiegu i wahań temperatury w największym stopniu od powierzchniowej warstwy gruntu, który przedewszystkiem zasila je ciepłem, czy to drogą przewodnictwa lub wypromieniowania (oczywiście ciemnego), czy też zapomocą prądów wstępujących. Ku wieczorowi, gdy insolacja staje się mniejszą od wypromieniowywania gruntu, a następnie podczas nocy, grunt się ochładza i zmniejsza się jego działanie ogrzewające; powietrze oziębia się, tracąc ciepło bądź to przez przewodnictwo, bądź też przez wypromieniowywanie (ciemne) i tą drogą przenosi pewne, choć niewielkie ilości ciepła na ochładzający się grunt. Taki stan rzeczy jest m. i. powodem tego zjawiska, że temperatura powietrza obniża się ku górze. (p. str.

Ogrzewanie i ochładzanie się atmosfery. 39), jakkolwiek w tym kierunku właśnie przybliżamy się przestrzeniowo w stronę źródła ciepła, jakim jest słońce. Tym „kaloryferem“, który bezpośrednio w przeważnym stopniu ogrzewa atmosferę jest powierzchnia ogrzanego gruntu, zaś słońce „opala“ ten „kaloryfer“.

Ogrzewają atmosferę przede wszystkim te ilości ciepła, które — jak powiedziano wyżej — otrzymuje ona od powierzchni gruntu. Do tego ogrzewania przyczyniają się w pewnym stopniu także te ilości ciepła, które są uwalniane w postaci t. zw. ciepła utajonego przy skraplaniu pary wodnej w atmosferze lub przy pewnem zgęszczaniu się (kompresji) powietrza, zchodzącego z warstw wyższych prądem *konwekcyjnym* (zstępującym); podobnie przyczynia się do ogrzania warstw wyższych to ciepło, które prowadzi z sobą wchodzący w górę prąd konwekcyjny (wstępujący) powietrza dolnego, cieplejszego.

Oziębia atmosferę jej wypromieniowywanie, trwające nieustannie dniem i nocą, latem i zimą we wszystkich kierunkach, tak ku dołowi w stronę gruntu, jak i ku górze w stronę przestrzeni międzyplanetarnej; zarazem oddaje atmosfera pewną ilość ciepła także i przez przewodnictwo przy bezpośredniem zetknięciu się z silniej oziębionemi, np. nocą, ciałami na powierzchni ziemi. Nadto traci atmosfera pewne ilości ciepła w postaci ciepła utajonego na parowanie wody, jak również oziębiają się pewne masy powietrza, wchodzące w górę prądem konwekcyjnym (wstępującym), a to wskutek rozrzedzania się (ekspansji) przy wejściu w górne obszary ciśnień niższych.

Tutaj podkreślić jednak trzeba z naciskiem, że głównem, samoistnem źródłem ciepła, dostarczanego atmosferze, pozostaje zawsze słońce. Mianowicie, zarówno ogrzewanie, jak i oziębianie się atmosfery przez ciepło utajone przy skraplaniu pary wodnej lub przy parowaniu wody, podobnie jak i przez zjawiska termodynamiczne przy prądach konwekcyjnych, musi być uważane tylko, jako przekształcanie energii, pochodzącej ostatecznie od słońca.

Jako temperaturę powietrza w znaczeniu meteorologicznem, uważamy ten stopień ciepła, który przyjmie i wskaże termometr jedynie tylko pod wpływem ciepła, doprowadzanego mu przez powietrze drogą przewodnictwa z wyłączeniem wszelkich wpływów postronnych. Istotnie, termometr umieszczony w powietrzu bez żadnej osłony, i wogóle bez jakichkolwiek niezbędnych przy tem ostrożności w sposobie ustawienia, wskazywałby temperaturę, zależną m. i. także od wszystkich promieniowań, nieustannie przenikających atmosferę (np. bezpośrednia insolacja, lub promieniowanie, pochodzące od rozgrzanych ciał, jak mury, piasek, kamienie i t. d. i t. d.); taki termometr nie może wskazywać t. zw. „prawdziwej temperatury powietrza“. To też pomiar tej temperatury nie jest

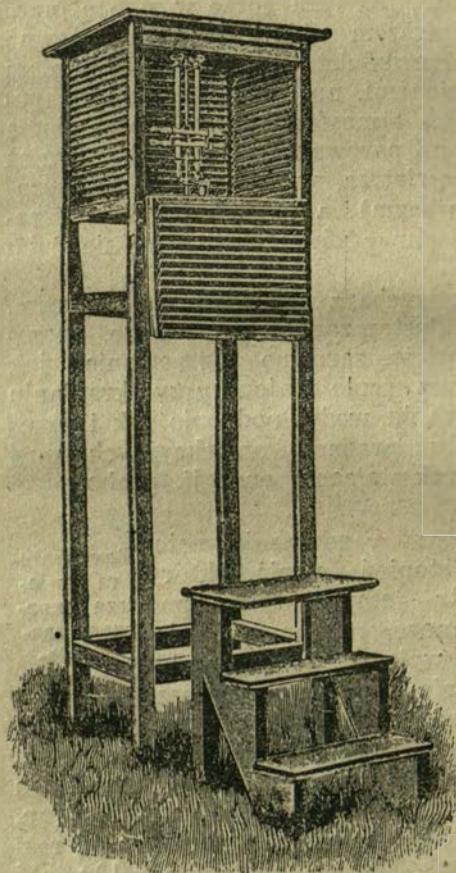
Temperatura powietrza w znaczeniu meteorologicznem.

sprawą tak prostą i łatwą, jakby to na pozór wydawać się mogło. Bardzo ważnym przeto jest należyty sposób umieszczenia termometrów oraz wybór odpowiedniego ku temu miejsca. Wogóle można powiedzieć, że nic nie pomogą wszelkie udoskonalenia przyrządów, używanych do spostrzeżeń meteorologicznych (powiększanie ich dokładności, czułości i czujności i t. d.), jeżeli samo miejsce na ich ustawienie zostało obrane wadliwie, lub przyrządy ustawione nieodpowiednio.

Pomiar temperatury powietrza.

Co do bliższych szczegółów, dotyczących przyrządów i wogóle metod pomiaru temperatury, musimy odesłać Czytelnika do wspomnianej we wstępie „Instrukcji dla Stacyj Meteorologicznych Sieci

Polskiej“. Tutaj wspomniemy, że najlepiej jest umieszczać termometry meteorologiczne w odpowiednim oddaleniu od budynków i t. d., nad murawą w wysokości około 2 m. Odległość od najbliższych zabudowań, parkanów, drzew itd., w jakiej umieszczamy przyrządy meteorologiczne, powinna być nie mniejszą od wysokości tych zabudowań lub wyniosłości. Ustawia się termometry meteorologiczne w osłonie, którą stanowi odpowiednio skonstruowana budka drewniana o odpowiednich rozmiarach, tak zwana klatka (systemu angielskiego, model Sieci Polskiej, rycina 5 i 6), pomalowana na kolor biały, ze względu na mniejszego nagrzewania się pod wpływem bezpośredniej insolacji, i ustawiona na 4-ech słupach przeszło 2 m. wysokich, tak, że po wkopaniu w ziemię górnych końców wystawać powinny na 1.8 metrów nad

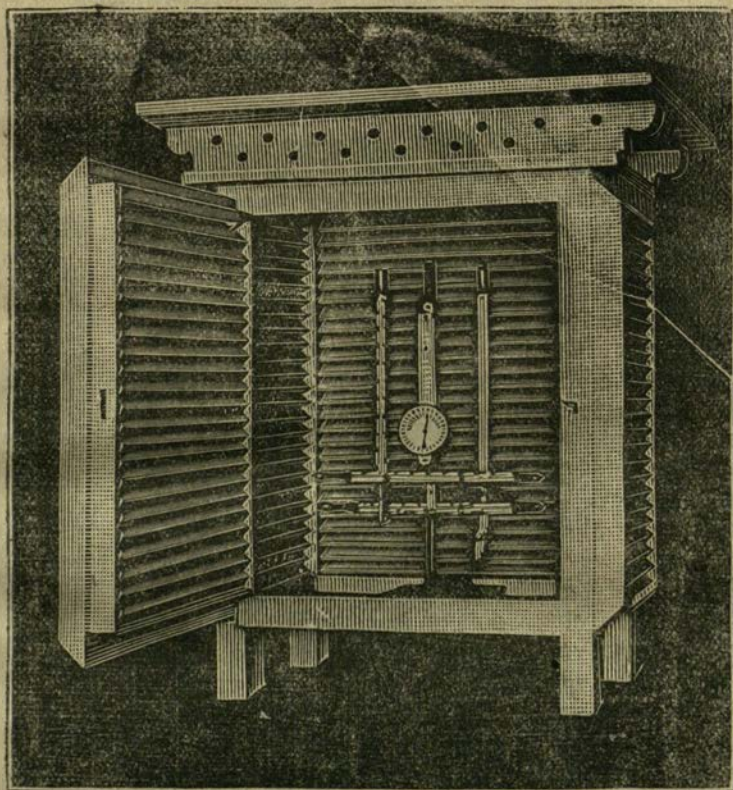


Ryc. 5

Klatka systemu angielskiego, model Sieci Londyńskiej.

powierzchnię gruntu. Odpowiedniej wysokości schodki (ryc. 5) utwierdza się w ziemi tak, aby nie oparły się o słupy klatki.

W celu uniknięcia różnic temperatury, pomiędzy wnętrzem, a otaczającym powietrzem, klatka posiada ściany żaluzjowe, dach podwójny, pochylony w kierunku od północy ku południowi, podłogę przewiewną i powinna być zwrócona drzwiczkami ku północy.



Ryc. 6.

Klatka systemu angielskiego, model Sieci Polskiej.

Zamiast osłony termometrów w postaci budki, dla usunięcia omówionych błędów pomiaru, używa się czasami z dobrym skutkiem takiego sposobu, że wprowadzamy w szybki ruch wirowy termometr, uwiązany na końcu sznurka (t. zw. sposób *procowy*). W tej metodzie pomiaru termometr przychodzi w zetknięcie szybko z coraz innymi masami powietrza, przez co usuwa się w pewnym stopniu ujemny wpływ promieniowań. Zamiast sposobu „*procowego*“ używamy często z dobrym skut-

kiem metody aspiracyjnej, w której za pomocą odpowiedniego wiatraczka wytwarzamy bardzo szybki prąd powietrza dookoła kulki termometru (p. ryc. 20, przyrząd Assmann'a).

Temperaturę mierzymy dla celów meteorologicznych zawsze w skali Celsjusza (100-stopn.). Termometry meteor. t. zw. „zwykłe“ (w odróżnieniu od termometrów maximum i minimum) posiadają stopnie, podzielone na 5 części tak, że pozwalają one mierzyć temperaturę z dokładnością do $\frac{1}{10}$ stopnia, a to przez ocenę na oko połowy najmniejszej podziałki. Termometry maximum i minimum mają podziałkę doprowadzoną do $\frac{1}{2}$ stopnia, tak, że z łatwością można odczytywać na nich temperaturę do $\frac{1}{4}$ stopnia.

Termometr maximum wskazuje najwyższą temperaturę, jaka była osiągnięta w ubiegłym okresie między kolejnymi obserwacjami. Przyrząd ten różni się od termometru zwykłego tem tylko, że słupek rtęci jest w nim u dołu przerwany, co powoduje, iż przy powrotem obniżaniu się temperatury koniec słupka pozostaje na miejscu i wskazuje w ten sposób temperaturę najwyższą w danym okresie. Dla przygotowania termometru do pomiaru następnego trzeba tylko sprowadzić słupek rtęci do normalnego położenia przez odpowiednie, a ostrożne wstrząśnięcie termometru.

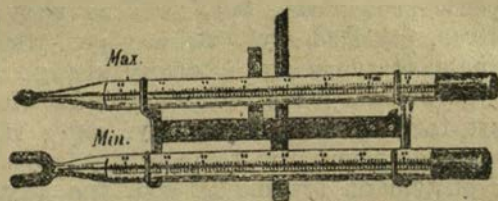
Termometr minimum (ryc. 7) posiada toluol zamiast rtęci i służy do pomiaru temperatury najniższej w pewnym okresie. Do tego celu zanurzony jest wewnątrz słupka płynu pręcik szklany, nie przylegający szczelnie do ścian rurki termometru; pręcik ten pozostaje w miejscu, gdy słupek płynu posuwa się naprzód przy wzroście temperatury, a zostaje pociągnięty przez powierzchnię płynu (menisk) i cofa się przy wstecznym ruchu słupka płynu podczas obniżania się temperatury. Przygotowujemy ten termometr do pomiaru następnego przez lekkie pochylenie termometru zbiornikiem ku górze, aby przyprowadzić słupek w zetknięciu z powierzchnią płynu. Oczywiście, termometr taki musi pozostawać zawsze w położeniu poziomem, jak wskazuje rycina 8-ma.

Obok termometrów, jak powyższe, używamy także termometrów samopiszących, t. zw. *termografów* (p. ryc. 9), które



Ryc. 7.
Termometr minimum.

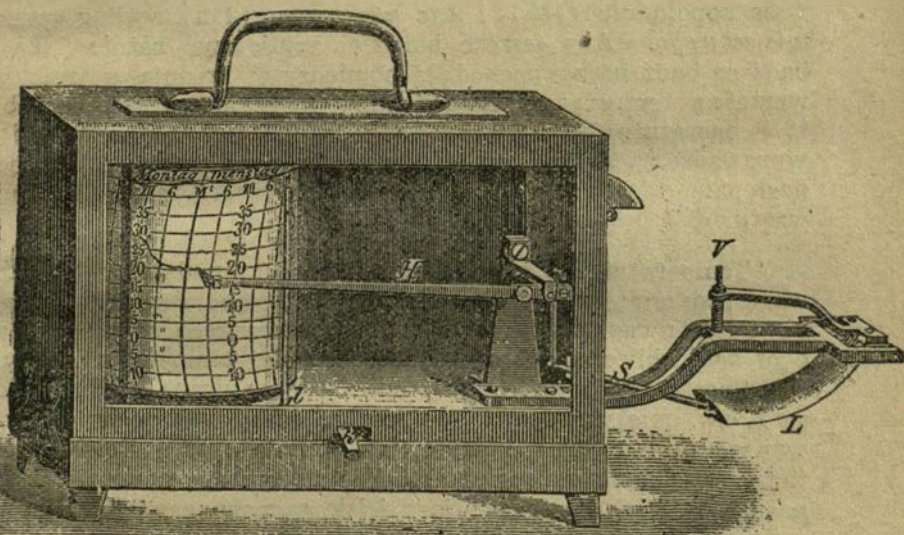
za pomocą wykreślenia pewnej linii notują temperaturę sposobem ciągłym i umożliwiając jej odczytywanie dla każdego momentu okresu ubiegłego. Wspomnieć trzeba, że stosowanie



Ryc. 8.

Umieszczenie termometrów maximum i minimum w klatce.

przyrządów samopiszzących w meteorologii nie usuwa konieczności spostrzeżeń, dokonywanych w stałych godzinach codziennie za pomocą przyrządów zwyczajnych. Mianowicie przyrzą-



Ryc. 9. Termograf.

dy samopiszzące wymagają stale pewnych poprawek, które można wyprowadzić z porównania z wynikami spostrzeżeń termicznych.

Spostrzeżenia meteorologiczne są dokonywane 3 razy dziennie w stałych godzinach, jednakowych (według czasu miejscowego) dla wszystkich stacji całej Sieci meteorologicznej. Kombinacja tych godzin jest tak dobraną, aby przeciętna wartość, wyprowadzona

Godziny
spostrzeżeń.

z takich 3-ch pomiarów temperatury powietrza, była najwięcej zbliżoną do wartości t. zw. prawdziwej średniej dziennej (ściśle mówiąc, dobowej). Taka wartość średnia „prawdziwa” powinna być wyprowadzona właściwie ze wszystkich temperatur powietrza, jakie zdarzyły się w ciągu całej danej doby, a które możnaby otrzymać np. z termografu, po dokonaniu odpowiednich porównań i wprowadzeniu odpowiednich poprawek; zamiast tego możnaby ograniczyć się z równie dobrym skutkiem do 24-ch pomiarów temperatury, czynionych co godzina. Tak otrzymana średnia 24-godzinna byłaby więc ową dokładną średnią temperatury doby. Otóż do takiej średniej jest w naszym klimacie dostatecznie zbliżoną wartość przeciętna, wyprowadzona z 3-ch wartości temperatury, notowanych w pewnych odpowiednio dobranych godzinach. Jedną z takich kombinacji terminów spostrzeżeń są następujące godziny, przyjęte w Sieci Meteorologicznej Polskiej: 7-a rano (7h), 1-sza popołudniu (13h), i 9-ta wieczorem (21h) według czasu miejscowego. Aby jeszcze bardziej zmniejszyć różnicę, jaka bądź co bądź będzie zachodziła pomiędzy tą średnią, a średnią wartością temperatury 24-godzinną, obliczamy w ten sposób, iż temperaturę, obserwowaną o godz. 9-ej wieczorem (21-ej) wprowadzamy w obliczenie, biorąc ją dwukrotnie, i dzieląc następnie całą sumę przez 4 zamiast przez 3, czyli według wzoru:

$$t_m = \frac{1}{4} (t_7 + t_{13} + 2 \times t_{21})$$

Temperaturze z godz. 9-ej wieczorem nadajemy przeto wagę podwójną, w porównaniu z innymi temperaturami, a mianowicie z uwagi na to, że w naszych warunkach bywa ona na ogół dość zbliżoną do prawdziwej średniej temperatury doby.

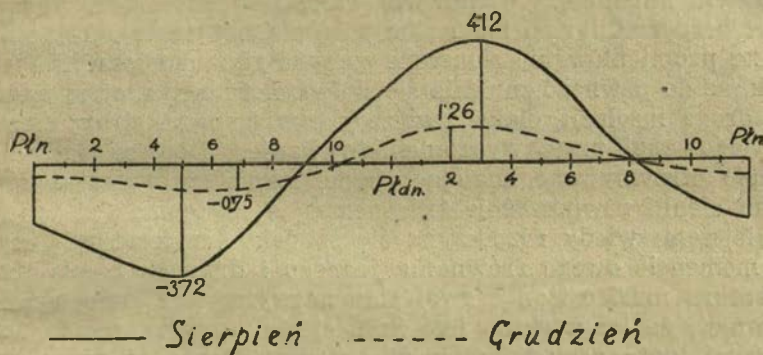
Spostrzeżenia meteorologiczne są dokonywane według czasu t. zw. miejscowego, a nie według czasu powszechnie używanego (kolejowego), którym, jak obecnie, jest w Polsce czas t. zw. wschodnio-europejski*). Nie potrzeba oczywiście podnosić tutaj, jak doniosłem jest ściśle zachowywanie terminów spostrzeżeń oraz ich nieopuszczanie.

Temperatura powietrza posiada wyraźny okres dzienny, w którym występuje normalnie jedno maksimum i jedno minimum.

Ryc. 10 podaje dla miesiąca letniego (sierpień) i dla miesiąca zimowego (grudzień) dla Wiednia przeciętny przebieg dzienny temperatury powietrza, przedsta-

*) Poprawkę zegara, potrzebną dla przejścia od czasu kolejowego do czasu miejscowego oblicza się dla każdej miejscowości na podstawie jej położenia geograficznego (długości geograficznej). Poprawkę tę otrzymuje każda stacja Sieci Polskiej od Państw. Instytutu Meteorologicznego.

wiony w odchyleniach od wartości średniej dziennej, której odpowiada położenie osi poziomej (osi odciętych); w kierunku pionowym odmierzone są te odchylenia, a w kierunku poziomym — godziny. Jak widać z tego przykładu, najwyższa dzienna temperatura (maximum) występuje po południu, w lecie później, a w zimie wcześniej (na ryc. 10 po godz. 3-iej po-



Ryc. 10.

Przebieg przebieg temperatury (w Wiedniu).

południu, czyli 15-iej i około godz. 2-iej popołudn., czyli 14-iej); najniższa dla całej doby temperatura (minimum) przypada w lecie wcześniej, a w zimie później, jednak zawsze około pory wschodu słońca (w naszym przykładzie: przed godz. 5-tą rano oraz po godz. 7-iej rano). W ten sposób okres, upływający pomiędzy porą maximum i porą minimum temperatury, jest w różnych porach roku niejednakowy: w lecie dłuższy, w zimie krótszy. Np. dla Warszawy otrzymujemy następujące wartości przeciętne:

M i e s i a c	P o r a m i n i m u m	P o r a m a x i m u m	Okres między minimum i maximum
Styczeń . . .	7 ³⁰ a. m.	2 p. m.	6.5 godzin
Marzec . . .	6 „ „	2 ³⁰ „ „	8.5 „
Maj . . .	4 ³⁸ „ „	2 ⁴⁸ „ „	10.2 „
Lipiec . . .	4 ³⁶ „ „	3 ¹² „ „	10.6 „
Wrzesień. . .	5 ⁴² „ „	3 ⁶ „ „	9.4 „
Listopad . . .	7 „ „	1 ³⁰ „ „	6.5 „
Grudzień. . .	7 ⁴⁸ „ „	1 ³⁰ „ „	5.7 „

Nie potrzeba bliżej wyjaśniać tego, że minimum temperatury przypada w ciągu doby zimą i latem około pory wschodu słońca, kiedy po statecznym obniżaniu się temperatury w cią-

gu nocy, spowodowanem przez wypromieniowywanie, zaczyna brać przewagę nad wypromieniowywaniem ciepła słoneczne, zaczynające dochodzić z nastawaniem dnia. Natomiast wymaga pewnego wyjaśnienia opóźnienie najwyższego stanu temperatury względem południa astronomicznego, kiedy słońce, wznosząc się w ciągu dnia najwyżej nad horyzontem, grzeje zarazem najsilniej. Mianowicie, rzecz jest w tem, że wprawdzie bezpośrednio po momencie południa natężenie ogrzewania przez promieniowanie słoneczne zaczyna się zmniejszać, to jednak, aż do pewnego znizenia się słońca, ilość ciepła, otrzymywana drogą insolacji, ciągle jeszcze jest większą od straty ciepła, powodowanej przez wypromieniowywanie. Dopiero, gdy to ciepło otrzymywane, malejąc ciągle, stanie się wreszcie równem ciepłu równocześnie traconemu, a następnie od niego mniejszem, wtedy rozpoczyna się spadek temperatury, czyli w momencie owego zrównania jednego i drugiego ciepła temperatura musi osiągnąć swój stan najwyższy. Z tego wynika również, że im większą jest ilość ciepła otrzymywanego, tem później może nastąpić moment przewyciężenia go przez wypromieniowywanie; tem tłumaczy się ta okoliczność, że pora temperatury najwyższej w ciągu doby wypada np. później w dniu letnim, niż zimowym; później podczas dnia jasnego, niż podczas pochmurnego i t. d.

Niejednakowemi, a zarazem zmiennymi wraz z porą roku, są długości tych okresów w ciągu doby, przez które temperatura w normalnym przebiegu pozostaje poniżej lub powyżej wartości średniej dziennej. Oczywiście od zimy do lata rośnie liczba godzin, przez które temperatura jest wyższą od tej średniej wartości. W naszym przykładzie (ryc. 10) okresy te wynoszą przeszło 11 godzin dla sierpnia, a mniej, niż 10 godzin dla grudnia. Zauważyć należy, że obydwie krzywe linje tak sierpniowa, jak i grudniowa przecinają linję średniej dziennej temperatury wieczorem w punktach wzajemnie bliskich i położonych w pobliżu godziny 9-ej (21-ej). Zmaczy to, że o tej godzinie temperatura powietrza niezbyt wiele różni się normalnie od wartości średniej dziennej, co przemawia tembardziej za wyborem tej godziny, jako terminu obserwacji wieczornej.

Wreszcie zauważyć należy i to także, że szybkość zmian (wzrostu lub spadku) temperatury nie pozostaje jednakową w ciągu całej doby. Jest ona najmniejszą w pobliżu obu punktów zwrotnych (maximum i minimum), a największą pomiędzy temi punktami (por. bieg krzywych linji na ryc. 10).

Nie trzeba oczekiwać, że linja przebiegu temperatury z jakiegokolwiek dnia, np. jak ją wykreśli termograf, będzie miała

wogóle kształt tak prawidłowy, jak przedstawiony na ryc. 10; przeciwnie, będzie ona posiadała niejedno odchylenie od tego kształtu, różne wyzębienia itd., pochodzące z przyczyn chwilowych, nie stale działających, jak np. raptowna zmiana temperatury wskutek gradu, albo wiatrów itp. Dopiero, gdy wyprowadzimy przebieg czynnika meteorologicznego na podstawie wartości zbliżonych do t. zw. *normalnych* (p. niżej), wtedy linja tego przebiegu będzie przedstawiała zależność już tylko od wpływów stale w danem miejscu działających (np. położenie geograficzne, wyniesienie nad poziom morza i t. d. i t. d.) i będzie miała kształt prawidłowy, więcej wyrównany.

Różnicę, pomiędzy największą i najmniejszą wartością jakiegoś elementu meteorologicznego z pewnego okresu, nazywamy *amplitudą* (obszernością wahań) dla tego okresu. Na dzienną amplitudę temperatury wpływa szereg czynników, jak np.: *pora roku*; amplituda rośnie od zimy do lata; *szerokość geograficzna*; amplituda naogół rośnie od biegunów ku równikowi;

Amplituda temperatury dzienna.

zachmurzenie; w dniu jasne amplituda jest większą ceteris paribus, niż w dniu pochmurne, gdyż zachmurzenie, utrudniając insolację, obniża maximum temperatury, a utrudniając także stratę ciepła przez wypromieniowywanie, podwyższa nocne minimum*);

położenie względem wód — mórz lub oceanów (stopień kontyentalizmu); woda wolniej się nagrzewa i wolniej ostyga, niż ciała, stanowiące grunt stały, ponieważ: posiada większą pojemność cieplną; jest do pewnego stopnia przezroczystą dla promieniowania; dopuszcza prądy konwekcyjne, które odprowadzają pewną ilość ciepła z powierzchni w głąb; umożliwia parowanie, powodujące pewne zużycie ciepła, jako t. zw. ciepło utajone; sprzyja zachmurzeniu, które utrudnia wzrost temperatury oraz jej spadek. Z tych powodów amplituda temperatury rośnie wraz z oddaleniem od wybrzeży**);

*) Np. dla Paryża przeciętna amplituda temperatury wynosi: dla *grudnia*: według dni wyłącznie jasnych 6^o.5, według dni wyłącznie pochmurnych 1^o.8; dla *kwietnia*: według dni wyłącznie jasnych 15^o.5; według dni wyłącznie pochmurnych 4^o.3.

***) Np. dzienna amplituda temperatury powietrza w lipcu przeciętnie w Madrycie przekracza 7^o, w Lizbonie nie dochodzi do 3^o.5. W niskich szerokościach geograficznych: na oceanach 1^o do 1½^o, w pustyniach i stepach do 20^o.

uksztaltowanie terenu; w rozpadlinach bywają większe amplitudy, niż na odosobnionych wyniosłościach, a to m. i. wskutek tego, że powietrze, oziębione z nocy, spływa jako cięższe po pochyłościach. W ten sposób np. zdarza się, że rośliny częściej marzną w rozpadlinach i zagłębieniach, niż na pogórkach.

Okres roczny temperatury powietrza. W rocznym okresie posiada temperatura powietrza w strefie umiarkowanej z *reguły* jedno minimum — w styczniu, oraz jedno maximum — w lipcu albo i w sierpniu, t. zn. z opóźnieniem w stosunku do najwyższego stanowiska słońca w końcu czerwca (podobnie, jak i dzienne maximum jest opóźnione w stosunku do godziny 12-ej w południe).

Specjalne odstępności przedstawia roczny okres temperatury powietrza dla stref podbiegunowych (z powodu tego, że słońce w ciągu dłuższych okresów może tam nie wschodzić lub nie zachodzić) — oraz dla strefy międzyzwrotnikowej, w której do 2-ch razy na rok słońce bywa w zenicie, co pociąga za sobą dwukrotne w roku maximum oraz dwukrotne minimum temperatury w odpowiednich porach.

W środkowej części strefy umiarkowanej występują już, z całą wyrazistością przejściowe pory roku, a mianowicie wiosna i jesień. Dla naszego klimatu trzeba wspomnieć, jako cechę charakterystyczną, t. zw. *powroty zimna* wiosenne, które zdarzać się mogą z jednej strony w kwietniu, a z drugiej w końcu maja. Mogą one powodować znaczne szkody w rozwoju roślin, gdy, jak to nieraz bywa, sprowadzają temperatury niższe od 0°. Również przytoczyć można zdarzający się często w naszym klimacie *powrót ciepła* w październiku (tzw. „babie lato“).

Amplituda temperatury roczna, podobnie jak i dzienna, podlega wpływowi bliskości morza i rośnie wraz z oddaleniem od wybrzeży, a natomiast przeciwnie, niż amplituda dzienna, maleje w kierunku od biegunów ku równikowi.

Gdy chodzi o badanie przebiegu zjawisk meteorologicznych w wyższych warstwach atmosfery, nie wystarczają spostrzeżenia, dokonywane na stacjach meteorologicznych, choćby nawet wysoko-górskich. Ważną pomoc stanowią w tym względzie wzloty balonów, t. zw. balonów-sond, nie posiadających osady ludzkiej, lecz tylko przyrządy samopiszące — oraz wzloty latawców (pilotaż). Balony-sondy mogą sięgać do warstw wyższych, w których człowiek istnieć już nie może i temu właśnie sposobowi badania zawdzięczamy te wiadomości, które stały się powodem podziału atmosfery na troposferę i stratosferę (p. str. 21). Badania za pomocą balonów-sond i latawców

datują się od r. 1893*); balony-sondy wzlatają bardzo wysoko i mamy przykłady wzlotów, sięgających dwudziestu kilku kilometrów.

Jak było powiedziane powyżej, temperatura powietrza atmosferycznego obniża się ku górze. Szybkość tego spadku możemy obliczyć na podstawie związku między ciepłem i pracą oraz na podstawie rozprężania się powietrza przy wznoszeniu się w górę bez pobierania ciepła od mas otaczających (t. zw. rozprężanie *adiabatyczne*). Tą drogą dochodzimy do wyniku, iż w takich warunkach obniżanie się temperatury z wysokością wynosi okragło 1° na 100 m. wzniesienia. Ponieważ jednak przy oziębianiu się powietrza, wstępującego w górę, jego para wodna zostaje doprowadzoną do skraplania się (powyżej t. zw. *dolnej granicy chmur* — p. niżej), a przy takim skraplaniu zostaje uwalniane ciepło utajone, które musi przeciwdziałać dalszemu oziębianiu się powietrza, przeto w takich wypadkach szybkość spadku temperatury musi być cokolwiek mniejszą, niż powyżej przytoczona 1° na 100 m. Wskutek tego, przy równoczesnem skraplaniu się pary wodnej, ta szybkość wynosi przeciętnie $0^{\circ},5$ do $0^{\circ},7$ na 100 m. wzniesienia, zależnie od ilości skraplanej pary wodnej, a więc od jej zawartości w powietrzu, oraz od stopnia zbliżenia do stanu nasycenia (t. zw. *wilgotności względnej*, p. str. 53). Taki stan rzeczy trwa do wysokości 11 — 12 km. (wysokość chmur najwyższych). Powyżej tej granicy ciągnie się pewna warstwa izotermiczna, w której temperatura prawie się nie zmienia.

Jak należy przypuszczać ze sposobu ogrzewania się atmosfery, przebieg temperatury, jaki widzimy w najniższych warstwach powietrza, odzwierciadla się i w warstwach cokolwiek wyższych, (w każdym razie w granicach troposfery); przytem jednak amplitudy maleją, a pory maximum ulegają pewnym opóźnieniom.

Oprócz tego jeszcze w warstwach najniższych zdarza się zjawisko odwrócenia pionowego układu temperatur, t. zw. *inwersja*, przy której temperatura powietrza wzrasta ku górze w pewnych granicach zamiast, żeby się obniżała. Zjawisko to może występować wtedy, kiedy w warunkach silnego ochładzania się przez wypromieniowywanie (jasne noce w zimnych porach roku) najniższe warstwy powietrza oziębiają się znacznie i, jako cięższe, układają się na dole, nad niemi zaś pozostają warstwy cieplejsze, lżejsze.

Zmiany temperatury z wyniesieniem nad poziom morza.

Inwersja temperatury.

*) Pierwszy balon-sonda został wypuszczony w r. 1893, a latawiec dla celów meteorologicznych w r. 1894.

Jest to jednak rodzaj równowagi chwiejnej ze względu na normalny układ temperatur i dla tego spokojny stan atmosfery (ciśsza) sprzyja inwersji, zaś wiatry ją zakłócają.

O ile chodzi o zmiany temperatury z wysokością, jakie napotykamy, wchodząc na górę po pochyłościach, to tutaj te stosunki są cokolwiek modyfikowane przez ogrzewające działanie gruntu, z którym powietrze pozostaje w zetknięciu — czego niema przy wznoszeniu się w powietrzu swobodnem.

b) Temperatura gruntu.

Powierzchnia gruntu pochłania znaczną część promieniowania, przysyłanego ziemi przez słońce i następnie oddaje stopniowo najniższym warstwom powietrza. To też grunt ogrzewa się silniej od powietrza, a temperatura gruntu jest za dnia naogół wyższą od temperatury przylegających warstw atmosfery; różnica ta jest znacznie wyższą w lecie, niż w zimie. Inaczej bywa natomiast tam i wtedy, gdy powierzchnia gruntu jest pokryta szatą śnieżną. Po za tem średnia temperatura gruntu jest naogół wyższą od temperatury przylegającego powietrza, zwłaszcza w lecie. Zdarzają się też znaczne przeskokki temperatury przy przejściu od powierzchni gruntu do najniższej warstwy powietrza.

Przenikanie Przebieg temperatur dzienny i roczny, powodowany przez zmianę wysokości słońca nad horyzontem, przenika w głąb gruntu podobnie jak i w głąb warstw powietrza. Zrozumiałem jest, że przy takim przenikaniu całe zjawisko musi tracić na intensywności co do strony ilościowej oraz musi też ulegać pewnym opóźnieniom.

W ten sposób np. amplituda temperatury tak dzienna, jak i roczna staje się tem mniejszą, im większą jest głębokość warstwy gruntu pod jego powierzchnią; to też zawsze napotkamy taką głębokość, w której już ustają wahania temperatury w ciągu danego okresu i temperatura pozostaje stałą w ciągu całej doby albo i roku.

Badania temperatury gruntu w różnych głębokościach doprowadziły do wyniku, że amplituda maleje w stosunku geometrycznym, gdy głębokości przyrastają w stosunku arytmetycznym. Nadto amplitudy, pochodzące z różnych okresów, niejednakowo długich (np. dzienna i roczna) przenikają nie jednakowo głęboko; mianowicie jednakowo wielka amplituda, pochodząca z okresu dłuższego, przenika w grunt głębiej w stosunku pierwiastka kwadratowego z długości okresu. Np. amplituda roczna może przeniknąć 19 razy głębiej, niż dzienna w takich samych warunkach, ponieważ $\sqrt{365}=19.1$. Jeżeli więc wahanie temperatury dzienne usta-

je w głębokości 80 cm. do 1 m., to wahanie roczne nie sięgnie głębiej, niż do 16 — 19 m. zawsze przy jednakowych pozostałych warunkach.

Opóźnienia w przenikaniu przebiegu temperatur są też tem większe, im większą jest głębokość. W tych głębokościach, w których amplituda z danego okresu już bliską jest zaniku, opóźnienie pory maximum lub minimum temperatury może dochodzić lub przekraczać pół okresu np. dwadzieścia godzin lub sześć miesięcy). Zdarza się więc, w odpowiednich warunkach i w odpowiednich głębokościach, że najwyższe dzienna temperatura wypadnie około godz. 3—4 rano, i roczna w grudniu—styczniu, a najniższe około godz. 5-tej ppłdn. lub w czerwcu—lipcu.

Wszystkie te zmiany zależą oczywiście od warunków samej gleby (rodzaju i t. d.), a także, jak z poprzedniego wynika, od zmienności klimatu. Amplitudy większe i pochodzące z okresów dłuższych będą przenikały głębiej. Np. w czasie ostrej zimy grunt nie zamarza w naszym klimacie naogół głębiej, niż do 80 cm. Jeżeli się zdarzy zima, w której występują naprzemian okresy odwilży i okresy mrozów, to w gruncie mogą wystąpić warstwy zamarznęte pod wyżej położonemi rozmarznętemi. Zależy to w znacznym stopniu od rodzaju gruntu, jego przewodnictwa cieplnego zawartości wody i t. d. Wszystko to posiada wielkie znaczenie w rolnictwie i ogrodnictwie.

Do badań temperatury

Termometr gruntu służy specjalnej konstrukcji termometry (ryc. 11). Są to zwykłe termometry

Celsjusza umieszczone w szerokiej rurce ebonitowej, na dole zamkniętej, pogrążonej w szerokiej rurce ebonitowej, na dole zamkniętej, pogrążonej w ziemi. Długość tych rurek zależna jest od głębokości, na jakiej mamy mierzyć temperaturę gruntu.

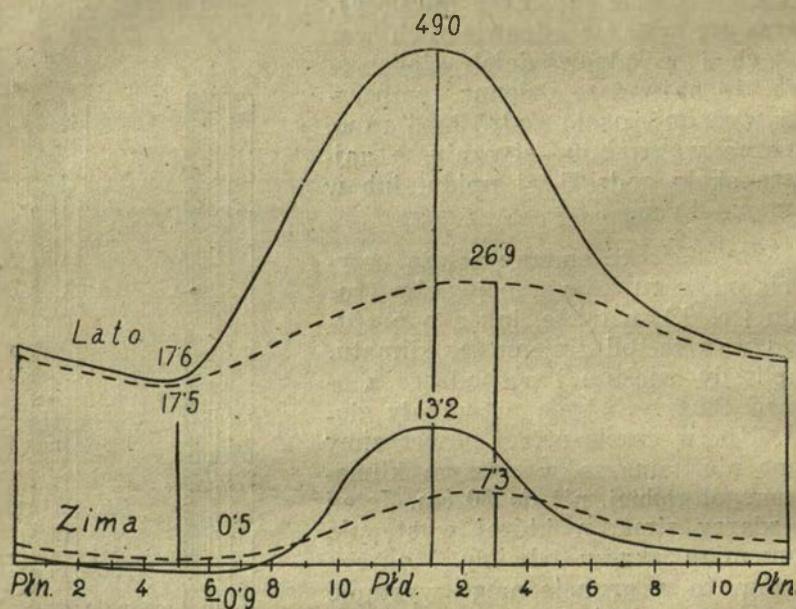


Ryc. 11.

Termometr gruntowy.

**Okres
dzienny
temperatu-
ry gruntu.**

W dziennym okresie temperatury na powierzchni gruntu widzimy, że w ciągu dnia i w lecie grunt posiada temperatury wyższe od temperatury powietrza (tem bardziej, im cieplejszą jest pora roku), a w nocy i w zimie cokolwiek niższe, jednak nie w tak znacznym stopniu (p. ryc. 12). W związku z tem posiada powierzchnia gruntu większą amplitudę temperatury. Pora najniższej



Ryc. 12.

Przebieg dzienny temperatury na powierzchni gruntu i w powietrzu (Tyflis).

————— Temperatura gruntu.

- - - - - Temperatura powietrza.

temperatury wypadła na powierzchni gruntu prawie równocześnie, jak i w powietrzu, zaś najwyższą temperaturę ma powierzchnia gruntu wprawdzie też popołudniu, ale znacznie wcześniej, niż powietrze. Jak było powiedziane, wahania dzienne temperatury sięgają 80 — 100 cm.; opóźnienia pory maximum i minimum są tem większe, im większa głębokość.

**Okres ro-
czny tem-
peratury
gruntu.**

W rocznym okresie temperatury powierzchni gruntu też są wyższe, niż dla powietrza, z wyjątkiem miesięcy z pokrywą śnieżną. W miarę zagłębienia pod powierzchnię maleje roczna amplituda temperatury (znika w głębokości kilkunastu metrów) oraz rosną opóźnienia pory maximum i minimum.

Np. według pomiarów w Tyflisie roczna amplituda temperatury wynosiła: w powietrzu $45^{\circ}9$, na powierzchni gruntu $72^{\circ}7$, w głębokości 84 cm. tylko $22^{\circ}6$, a w głębokości 6 m. 47 cm. spadła do $1^{\circ}6$; najcieplejszym miesiącem (pod względem średniej miesięcznej temperatury) był w powietrzu i na powierzchni gruntu sierpień, w 84 cm. — również sierpień, a w 6 m. 47 cm. — grudzień; tak samo miesiącem najzimniejszym był: w powietrzu i na powierzchni gruntu — styczeń, w 84 cm. — luty, a w 6 m. 47 cm. — czerwiec i lipiec.

2. Ciśnienie powietrza.

Ciśnienie powietrza mierzymy i wyrażamy za pomocą wysokości (wzgl. ciężaru) tego słupa rtęci, który jest podtrzymywany i równoważony przez ciśnienie, jakie wywiera powietrze atmosferyczne na powierzchnię ciał (w odnośnym przyrządzie na powierzchnię rtęci w naczyniu otwartem). Ów słup rtęci jest podtrzymywany w odpowiedniej rurce, u góry zamkniętej, u dołu otwartej i tym dolnym końcem zanurzonej w rtęci; w rurce ponad słupem rtęci znajduje się próżnia (t. zw. próżnia Torricelli'ego). Jest to właśnie schemat urządzenia barometru rtęciowego, którego napełnianie rtęcią musi się odbywać w należyty sposób, t. j. z odpowiednimi ostrożnościami ze względu na niezbędną doskonałość wspomianej próżni Torricelli'ego.

Jak wiadomo, ciśnienie powietrza normalne, t. zw. jednej atmosfery odpowiada ciężarowi słupa rtęci o wysokości 760 mm, o temperaturze 0° , w szerokości geograficznej 45° i w poziomie morza, co stanowi ciśnienie 1033,23 gramów na cm^2 . Mianowicie, słup rtęci, o wysokości 760 mm. czyli 76 cm. i o podstawie 1 cm^2 , ma objętości 76 cm^3 , a przyjmując normalną gęstość rtęci (w temperaturze 0°), jako równą $13.59515 \frac{\text{gr.}}{\text{cm}^3}$, znajdujemy, że powyższy słup rtęci będzie ważył 13.59515×76 gramów = 1033,23 gr., zaś na podstawie 1 cm^2 będzie przeto wywierał ciśnienie $1033.23 \frac{\text{gr.}}{\text{cm}^2}$, jak przytoczono powyżej.

Do pomiaru ciśnienia powietrza używamy przyrządów, zwanych *barometrami*. Dla celów meteorologicznych używamy przede wszystkim barometrów rtęciowych, rzadziej barometrów metalowych, a nadto barometrów samopiszących. Co do szczegółów, dotyczących urządzenia tych przyrządów i dokonywania pomiaru za pomocą nich, zmuszeni jesteśmy odesłać Czytelnika do „Instrukcji dla Stacyj Meteorologicznych Sieci Polskiej“ (str. 10 — 22) lub do innych podręczników obszerniejszych; tutaj zamieszczamy tylko uwagi następujące:

Najważniejszym przyrządem do mierzenia ciśnienia powietrza jest w meteorologii barometr rtęciowy. Na stacjach meteorologicznych Sieci Polskiej używany jest barometr naczyniowy z nieruchomym dnem, jak na ryc. 13-ej.

Przy używaniu barometru rtęciowego niezbędnym jest zachowanie całego szeregu wymagań i ostrożności, tak przy konstrukcji i napełnianiu go rtęcią, jak i przy umieszczeniu, a także zastosowanie wielu poprawek i redukcji, które przytaczamy poniżej. Wspomnieć należy, że niema potrzeby umieszczania barometrów na otwartym powietrzu wogóle; można je doskonale umieszczać wewnątrz budynku, gdyż wewnątrz zabudowania nie jest nigdy tak szczelnie odosobnione od otaczającego powietrza, aby ciśnienia tu i tam były różne. Zresztą umieszczanie barometrów, zwłaszcza rtęciowych, w miejscu otwartym byłoby dla nich nawet niebezpiecznym, jako dla przyrządów, łatwo ulegających uszkodzeniu.

Ciśnienie powietrza jest bardzo ważnym czynnikiem meteorologicznym, a jego pomiar musi być dokonywany z dokładnością conajmniej 0.1 mm., nawet przy stałych spostrzeżeniach meteorologicznych. Aby uzyskać możliwość mierzenia tak drobnych części milimetra, każdy barometr rtęciowy powinien posiadać obok skali głównej milimetrowej także miarkę pomocniczą, zwaną *noniuszem* (ryc. 14), którą przystawiamy do skali głównej zarazem stycznie do powierzchni kopuły (meniska) słupa rtęciowego w najwyższym jej punkcie.

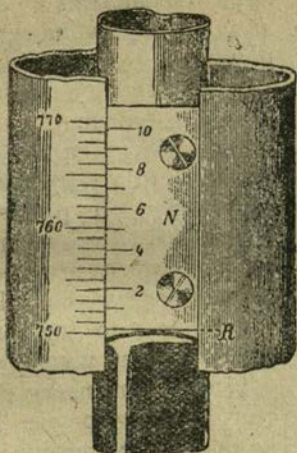
Nadto każdy barometr rtęciowy musi posiadać własny termometr, niezbędny do obliczenia redukcji ciśnienia do temperatury 0° (p. niżej).

Obok barometrów rtęciowych bywają używane barometry metalowe (aneroidy) (ryc. 15), oparte na sprężystości pewnego metalowego pudełka, kształtu cylindra i powierzchni falistej dna („pudło Vidi'ego”); pudełko to zawiera silnie rozrzedzone powietrze, a w związku ze zmianami ciśnienia zewnętrznego obydwa dna odbywają pewne ruchy, które zapomocą systemu drążków przenoszą się na wskazówkę, poruszającą się przed skalą, nakreśloną w porównaniu z barometrem rtęciowym. W ten sposób skala podaje ciśnienie od razu w milimetrach słupa rtęci.



Ryc. 13.
Barometr
naczyniowy.

Barometry metalowe mogą być używane tylko jako *przyrządy pomocnicze* obok barometrów rtęciowych, ponieważ podlegają znacznym nieraz błędom, powodowanym przedewszyst-



Ryc. 14.

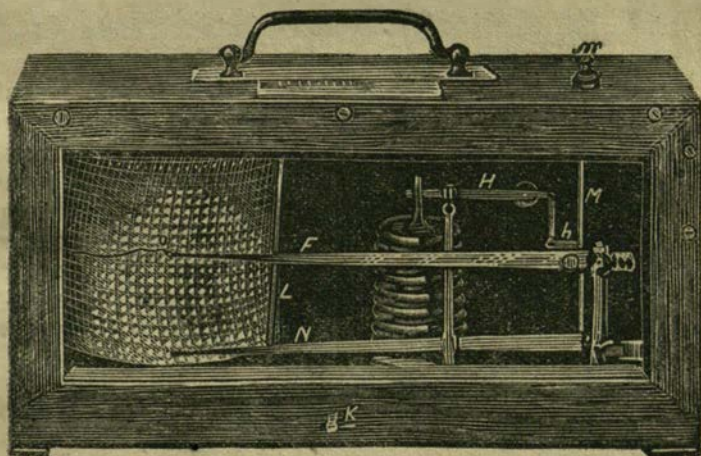
Nonjusz w barometrze.



Ryc. 15.

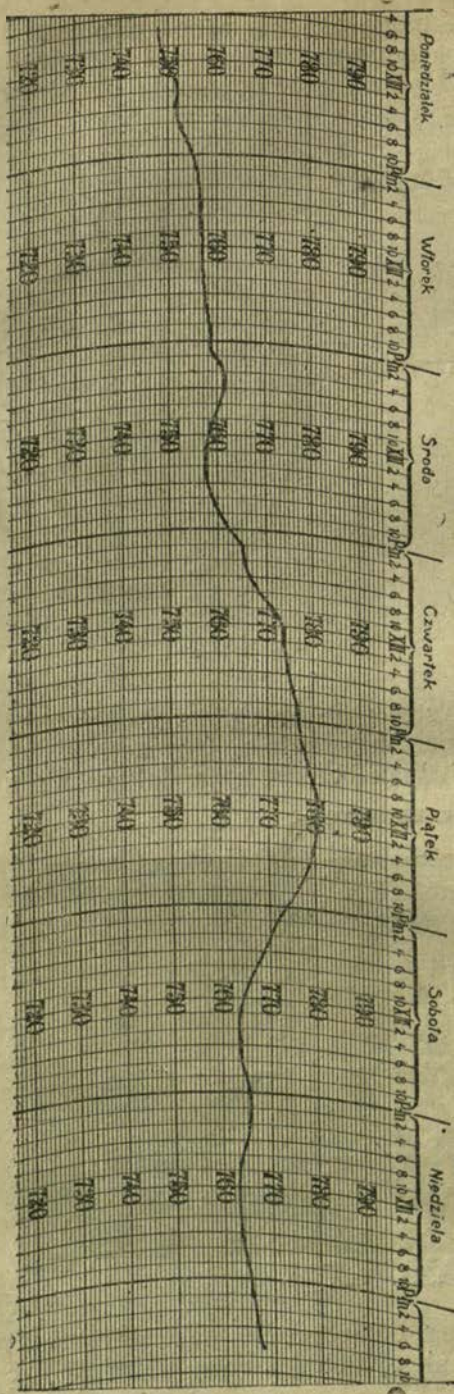
Aneroid.

kiem przez zmiany sprężystości metalu; dla tego też należy je często sprawdzać przez porównywanie z barometrem rtęciowym. W każdym razie jednak barometry metalowe nie mogą



Ryc. 16. Barograf.

rywalizować i pod względem dokładności z barometrami rtęciowymi; posiadają one jednak tę dobrą stronę, że mogą być ła-



Ryc. 17. Barogram (wykres przebiegu ciśnienia).

two przenoszone, czego bynajmniej nie można powiedzieć o napełnionym barometrze rtęciowym, który w zasadzie powinien być uważany, jako „nieruchomość“. Mimo to barometry metalowe nie mogą być używane, jako wyłączne przyrządy do pomiaru ciśnienia powietrza przy spostrzeżeniach meteorologicznych. Poprawki co do temperatury, jakich wymagają dokładne barometry rtęciowe, są zupełnie inne oraz ilościowo mniejsze, niż u barometrów rtęciowych, dla których te poprawki opierają się na rozszerzalności rtęci i materiału skali.

Przy spostrzeżeniach meteorologicznych, a zwłaszcza dla celów przewidywania pogody (służba synoptyczna) używamy z bardzo dobrym wynikiem barometrów samopiszących, t. zw. *barografów* (ryc. 16), opartych na tej samej zasadzie, co i barometry metalowe.

Na papierze, na którym przyrząd kreśli przebieg ciśnienia, linie pionowe oznaczają ciśnienia, zaś łuki pionowe — czas, co uwidacznia ryc. 17.

Barograf nie może oczywiście zastąpić barometru rtęciowego, ani też stałych, terminowych pomiarów ciśnienia powietrza, jak wogóle przyrządy samopiszące — jak to było już wspomniane przy omawianiu termografu.

Pomiar ciśnienia za pomocą barometru rtęciowego wymaga w każdym razie jeszcze pewnych poprawek i redukcji, bądź to, wynikających z konstrukcji samego przyrządu, bądź też w tym celu, aby pomiary, dokonane w różnych warunkach mogły być wzajemnie porównywane. Mianowicie:

Poprawki
i redukcje
barometru
rtęciowego.

1. *Stała poprawka przyrządu* (t. zw. instrumentalna), zasadniczo inna dla każdego egzemplarza przyrządu wynika ze szczegółów konstrukcyjnych. Otrzymujemy ją przez porównanie przyrządu z barometrem rtęciowym normalnym.

3. *Poprawka na temperaturę* (redukcja do temperatury 0°) pochodzi stąd, że wraz ze zmianami temperatury przyrządu zmienia się także i gęstość zarówno rtęci, jak i tego materiału, na którym skala jest naznaczoną (mosiądz, czasami szkło i t. d.). W ten sposób rozszerzalność tych ciał wpływa zarówno na istotną wysokość słupa rtęci, jak i na wartość jednej podziałki skali. Stąd konieczność redukowania wszystkich odczytów barometrycznych zawsze do jednej i tej samej temperatury, za którą obieramy temperaturę 0°. Wartość poprawki na temperaturę otrzymujemy z odpowiednich tablic.

3. *Poprawka na ciężkość* (redukcja do ciężkości normalnej). Wartość siły ciężkości nie wszędzie jest jednakową, a mianowicie zależy od szerokości geograficznej i od wyniesienia ponad poziom morza, a od tego znów zależy wysokość słupa rtęci, który swym ciężarem równoważy ciśnienia powietrza. To też podobnie, jak i pod względem temperatury, potrzebną jest redukcja wszystkich odczytów barometrycznych do tej samej szerokości geograficznej i do tego samego poziomu, przyczem redukujemy zawsze do szerokości 45° i do poziomu morza. Wartości tych poprawek również otrzymujemy ze specjalnych tablic, które zawiera wspomniana „Instrukcja dla Stacji meteorologicznych“.

Wszystkie powyższe poprawki bywają zawsze uwzględniane w wykazach spostrzeżeń, podawanych w publikacjach meteorologicznych zamiast odczytów t. zw. „surowych“.

4. *Redukcja do poziomu morza*. Gdy chodzi o sporządzenie map rozkładu ciśnień powietrza (wykreślenie „izobar“) np. dla celów synoptycznych, wtedy nie możemy oprzeć się na pomiarach ciśnienia (choćby z uwzględnieniem powyższych poprawek) dokonanych w różnych miejscach, a przeto w różnych poziomach. Np. najwyższe ciśnienia powietrza w Zakopanem

są niższe od najniższych w Warszawie, która jest położoną niżej od Zakopanego przeszło o 700 metrów; o tyleż jest krótszy słup powietrza, ciśnącego w Zakopanem. Sądząc z bezpośrednich pomiarów ciśnienia, które są dokonywane przecież na poziomach rzeczywiście, możnaby wnosić, że w tych dwóch miejscowościach przewaga ciśnienia jest zawsze po stronie Warszawy i że równowaga nie jest nigdy możliwą. Tymczasem wcale tak nie jest, o czem przekonujemy się dopiero, redukując oba te ciśnienia do jednego i tego samego poziomu, za który obieramy poziom morza. Redukcje takie obliczamy dla każdej miejscowości, stosownie do wysokości jej położenia, za pomocą odpowiedniego wzoru barometrycznego (p. niżej). Te redukcje polegają na obliczeniu, jakieby było zaobserwowane ciśnienie powietrza w danej miejscowości, gdyby ona znajdowała się nie w swym poziomie rzeczywistym, lecz w poziomie morza — oczywiście z zachowaniem faktycznego układu ciśnień.

Zmiany ciśnienia powietrza z wyniesieniem. Jak już było powiedziane powyżej (str. 20), ciśnienie powietrza maleje ku górze. Te zmiany w związku ze zmianami wysokości odbywają się tak prawidłowo, że na tej podstawie można obliczyć ze znaczną dokładnością różnicę wysokości 2-ech punktów na podstawie ciśnień powietrza, zmierzonych w tych punktach (niwelacja barometryczna) lub naodwrot różnicę ciśnień na podstawie znanej różnicy wysokości (redukcja ciśnienia powietrza do innego poziomu).

Poniżej podajemy (bez wyprowadzania) przydatny do tego wzór barometryczny Laplace'a, mianowicie:

$$H - h = 18400 \times \left(1 + 0.00367 \frac{t_1 + t_2}{2} \right) \times A \times \log \frac{B}{b},$$

gdzie oznaczają:

H i h — wyniesienia 2-ech punktów nad poziomem morza w metrach,
 b i B — odpowiednie wartości ciśnienia barometrycznego w milimetrach, zredukowanego do temperatury 0° oraz z uwzględnieniem poprawek instrumentalnych i na ciężkość normalną,

t_1 , i t_2 — odpowiednie temperatury powietrza,

A — pewien współczynnik, zależny od szerokości geograficznej, wysokości nad poziomem morza, ilości pary wodnej, zawartej w powietrzu i t. d.; wartość tego współczynnika bliska jest 1,

Przyjmując w tym wzorze $B = b + 1$, otrzymamy w m. wysokości, o które trzeba się wznieść pionowo w górę, by napotkać ciśnienie powietrza o 1 mm niższe — czyli otrzymamy wspomnianą powyżej szybkość spadku ciśnienia z wysokością (p. str. 20). Wysokości te, jak wynika z wzoru, zależą od ciśnienia barometrycznego oraz od średniej temperatury danego słupa powietrza. Np. dla temperatury 0° otrzymamy:

Przy ciśnieniu	760 mm.	10.5 m.
"	"	700 " 11.4 "
"	"	650 " 12.3 "
"	"	600 " 13.3 "
"	"	550 " 14.5 "
"	"	500 " 15.9 " i t. d.

Wzrost (lub obniżenie) temperatury o każdy 1° powoduje przyrost (lub zmniejszenie) tych wysokości o 0.4%. Np. dla temperatury 16° i przy ciśnieniu 760 mm ta wysokość wyniesie 10.9 m (o 0.4 m więcej, niż dla 0°).

Z tego samego wzoru można otrzymać $H-h$, jeśli znamy b i B , t. j. można obliczyć różnicę poziomów na podstawie znanych ciśnień powietrza (niwelacja barometryczna); tak samo też można otrzymać B , t. j. ciśnienie w niższej położonym punkcie, np. w poziomie morza, gdy znamy ciśnienie w punkcie wyższym (b) i wyniesienie tego punktu nad poziomem morza t. j. H , przyjmując $h=0$ (redukcja ciśnienia powietrza do poziomu morza). Jakkolwiek pomiary ciśnienia powietrza możemy prowadzić ze znaczną dokładnością, to jednak przy niwelacji barometrycznej nie jest możliwą taka granica ścisłości, jaką możemy uzyskać przy niwelacji zwykłej.

Redukcja ciśnienia powietrza do poziomu morza.

Dzienny okres ciśnienia powietrza przedstawia bardzo prawidłowy przebieg, który występuje wyraźnie w okolicach podrównikowych. Tam widzimy w ciągu doby 2 maxima i 2 minima, następujące po sobie w równych odstępach czasu, a mianowicie, co 6 godzin (maximum około godz. 10-ej rano i 10-ej wieczorem a minimum około 4-ej rano i 4-ej popołudn.). W wyższych szerokościach geograficznych, jak np. w tych, w których leży Polska, podobna prawidłowość trudniej daje się dostrzedz, ponieważ bywa ona zatarta przez przypadkowe wahania ciśnienia. Można by ją łatwiej wykryć, wyprowadzając dzienny przebieg ciśnienia przeciętnie z dostatecznie długiego szeregu lat obserwacji. Przytem wpływa także i to, że dzienna amplituda ciśnienia powietrza dość silnie maleje od równika ku biegunom. Ta amplituda wynosi np. w szerokości geogr. 4° (ocean) 2.4 mm. w 20° ... 2.0 mm., w 50° ... 0.7 mm., w 60° ... 0.2 mm.

Okres dzienny i roczny ciśnienia powietrza.

Roczny przebieg ciśnienia powietrza zależy od szerokości geograficznej, a także od rozkładu wód i lądów oraz od wyniesienia ponad poziom morza. W niskich szerokościach geograficznych (bliżej równika) roczne zmiany ciśnienia występują mniej wyraźnie (wskutek słabszego zróżnicowania pór roku), niż w szerokościach wyższych. Normalnie, zimą nad lądami występują ciśnienia wysokie, a nad oceanami niższe (silniejsze oziębianie się powietrza nad lądami); w lecie natomiast przeciwnie, nad lądami ciśnienie się obniża, a nad oceanem wzrasta.

W lądowym typie rocznego przebiegu ciśnienia powietrza, widzimy maximum w zimie, minimum w lecie; np. Barnaul (Syberja Zachodnia): $\varphi = 53^{\circ}20'N$; $H = 161$ m: styczeń 756.3 mm, lipiec 739.9. W typie oceanicznym przeciwnie maximum ciśnienia występuje w lecie, minimum w jesieni, a obok tego często także wtórne maximum w zimie oraz wtórne minimum z wiosną; np. Ponta Delgada (wyspy Azorskie) $\varphi = 37^{\circ}45'N$, $H = 20$ m.: lipiec 766.8 mm, listopad 761.7 mm, luty 763.5 mm, kwiecień 762.4 mm. W typie podbiegunowym napotykamy maximum ciśnienia powietrza w kwietniu lub maju, a wtórne w listopadzie; minimum w styczniu lub w lutym, wtórne w lecie.

Wpływ wyniesienia ponad poziom morza uwydatnia się w tem, że w większych wysokościach (np. w górach) ciśnienie powietrza jest wyższe w lecie, niż w zimie. Np. góra św. Bernarda (2476 m.): maximum lipiec (568.5 mm.), minimum marzec (559.3 mm.); Sonnblick (3100 m.): maximum lipiec (525.0 mm.), minimum marzec (514.4 mm.).

Gdy zachodzi potrzeba przedstawienia rozkładu ciśnień powietrza na pewnych obszarach na ziemi, wtedy wykreślamy na mapach t. zw. *izobary* albo linje izobaryczne. Są to linje, *przechodzące przez te punkty, które posiadały równocześnie jednakowe ciśnienia* powietrza. Oczywiście, izobary wykreślamy na podstawie wartości ciśnień, zmierzonych nie w poziomach rzeczywistych, lecz zredukowanych do poziomu morza. Tak wykreślone izobary dają nam pojęcie o tych osobliwościach, jakie zachodzą w rozkładzie ciśnień i służą, jako **Izobary:** bardzo ważna podstawa przy wypracowywaniu **gradientu barometrycznego.** widywań pogody; bowiem przyszły układ stanów pogody jest koniecznym następstwem bezpośrednio poprzednich rozkładów ciśnień powietrza.

Mniejsza lub większa gęstość rozmieszczenia izobar, jakie wypadają na mapie, gdy je wykreślamy w równych odstępach ciśnienia (zazwyczaj co 5 mm., p. załączona mapka), łączy się z odpowiednią prędkością ruchu powietrza, t. j. wiatrów, które są następstwem rozkładu ciśnień. W podobny sposób np. linje jednakowego poziomu na mapach hypsometrycznych pozwalają wnioskować o szybkości spadków terenu. To też dla scharakteryzowania rozkładu ciśnień pod tym właśnie względem obliczamy t. zw. *gradient barometryczny*, który określa szybkość spadku ciśnienia powietrza z odległością w kierunku poziomym. Jest to *stosunek różnicy ciśnień w 2-ch punktach w tym samym poziomie położonych, do odległości między temi punktami*; aby nie mieć do czynienia z ułamkami zbyt małymi, wyrażamy te odległości w stopniach geograficznych (jeden stopień geog. odpowiada na równiku 111.3 klm.), a ciśnienia, jak zwykle, w milimetrach. Tym sposobem gradient barometryczny posiada wymiar $\frac{\text{mm.}}{\text{st. g.}}$. Jasnem jest, że tam, gdzie izobary, kreślone w jednakowych odstępach ciśnienia, przebiegają gęściej, tam też gradienty są większe. Otóż prędkość wiatrów zależy od gradientu barometrycznego i rośnie wraz z nim. — Tak samo, jak dla wykreślenia izobar, tak i dla obliczania gradientów bierzemy ciśnienia, sprowadzone do poziomu morza.

*) Podobnie też rozkład temperatur przedstawiamy na mapach za pomocą analogicznych linii, zwanych *izotermami*.

3. Para wodna w atmosferze.

Para wodna ma znaczenie bardzo doniosłe nie tylko dlatego, że posiada zdolność pochłaniania pewnych części promieniowania słonecznego, lub dla tego, że przez swoje skraplanie doprowadza do powstawania opadów, lecz i dla tego także, że od ilości pary wodnej, zawartej w powietrzu zależy stopień jego wilgotności, jak również z tego względu, iż obecność pary wodnej w powietrzu, jako od niego lżejszej, wpływa na zmniejszenie jego gęstości. Mianowicie, gęstość pary wodnej wynosi około $\frac{1}{8}$ gęstości powietrza suchego; to też dodanie pary wodnej do powietrza zmniejsza ciężar określonej jego objętości. Np. jeżeli powietrzu suchemu o temperaturze 20° dodamy pary wodnej aż do nasycenia, to ciężar jego objętości 1 m^3 zmniejszy się w takim stopniu, w jakim by się zmniejszył przez ogrzanie o 3° .

Znaczenie pary wodnej w atmosferze.

Ilość pary jakiegokolwiek płynu, która może się utrzymać jako gaz, w określonej objętości, jest, jak wiadomo, zależną od temperatury. Im wyższą jest temperatura, tem więcej pary może się utrzymać w tej samej objętości. Przytem jednak dla każdej temperatury i dla każdego rodzaju pary istnieje maksymalna jej ilość (gramów pary w jednostce objętości lub milimetrów prężności pary), powyżej której para w stanie gazowym utrzymać się nie może, a nadmiar jej musi z reguły się skraplać; ta maksymalna ilość rośnie wraz z temperaturą. Jeżeli została osiągnięta taka największa ilość, odpowiadająca danej temperaturze, to powiadamy, że dana przestrzeń jest „nasycona“ parą, a w przeciwnym razie, iż jest ona „nienasycona“; w rzadszych wypadkach zdarza się „przesycenie“, kiedy ilość pary, utrzymującej się w stanie gazowym chwilowo przekracza ową ilość maksymalną; jest to jednak stan niestały.

Ilość pary wodnej w atmosferze.

Otóż para wodna bywa w powietrzu zarówno w stanie „nienasycającym“, jak i w stanie „nasycającym“, a znacznie rzadziej w stanie „przesycenia“. Zrozumiałem jest, że przy zmianach temperatury para wodna (bez zmiany jej ilości i bez zmiany zajmowanej objętości) może przejść z nasycającej w nienasycającym, jak i w stanie „nasycającym, a znacznie obniżeniu temperatury). Oczywiście to samo można sprawdzić także przez samą tylko zmianę objętości, którą para zajmuje (rozrzedzenie lub zgęszczenie), albo przez zmianę ilości pary w tej samej objętości*).

*) Ilość pary wodnej wyrażamy w meteorologii zwykle w mm. prężności, rzadziej w gr. na 1 m^3 .

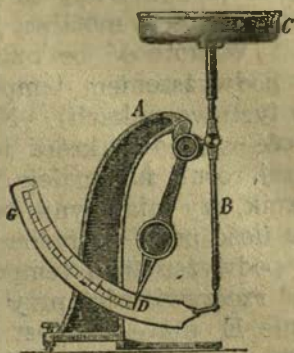
Ilość pary wodnej, zawartej w atmosferze szybko ubywa ku górze w pionowym kierunku w atmosferze swobodnej; np. w wysokości paru kilometrów napotykamy zawartość pary wodnej, wynoszącą mniej, niż połowę jej zawartości w najniższych warstwach atmosfery. Tłómaczy się to przede wszystkim tem, że para wodna, wznosząc się w górę z prądem wstępującym, rychło napotyka temperatury o tyle niższe, iż część jej musi się skroplić.

Para wodna w atmosferze pochodzi w przeważnej części z parowania mórz i oceanów (pokrywających trzy czwarte powierzchni ziemi) zwłaszcza w ciepłych okolicach, a także z parowania jezior, rzek, powierzchni gruntu i jej roślinnego pokrycia. Szybkość tego parowania, tj. ilość wody, parującej w jednostce czasu z jednostki powierzchni zależy od wielu okoliczności, jak: temperatura, której wzrost przyspiesza parowanie; ruch powietrza czyli wiatr, który zwiewa ilości pary, nagromadzając się nad powierzchnią parującą i przez to też przyspiesza parowanie; dalej, w pewnym stopniu ciśnienie, wywierane na powierzchnię parującą; wreszcie stopień nasycenia powietrza, ściślej mówiąc, t. zw. miedosyt (p. niżej), do którego szybkość parowania jest proporcjonalną. Nadto wpływa też stan samej wody parującej, mianowicie oprócz jej temperatury także rodzaj i wielkość jej powierzchni, zagłębienie poniżej brzegów zbiornika itd. Szybkość parowania wody ze zbiorników naturalnych nie zawsze będzie jednakowa nawet w tych samych warunkach zewnętrznych. Inne będzie parowanie z powierzchni stawu lub jeziora, inne z powierzchni rzeki itd. To też pomiary tego rodzaju nie dają — ściśle mówiąc — wyników porównywalnych nawet wtedy, gdy używane przyrządy będą jednakowe. Dlatego też ilość parowania nie jest w gruncie rzeczy wielkością tak ściśle określoną, jak inne elementy meteorologiczne; uzyskanym wynikiem nie można przypisywać znaczenia wartości bezwzględnych, lecz może być mowa tylko o pomiarach porównawczych.

Przyrządy, używane do takich pomiarów, t. zw. **Ewaporometry**. *ewaporometry*, oparte są wogóle na tem, że wną znaną ilość wody wystawiamy na parowanie w cylindrycznem naczyniu, otwartem, o znanej powierzchni otworu, a następnie co pewien przeciąg czasu mierzymy ilość wody pozostałej, notując albo jej ciężar, albo tylko jej głębokość w zbiorniku; jedną i drugą drogą możemy łatwo obliczyć szybkość parowania, t. j. ilość wody, która wyparowała w jednostkę czasu z jednostki powierzchni.

Ewaporometr taki przedstawia ryc. 18. Jasnym jest, że, gdy pomiary takie robimy w miejscu otwartem, koniecznie trzeba uwzględniać tę ilość wody, która ewentualnie mogła dostać się do zbiornika w postaci opadu; dlatego też niezbędnem jest w takim razie połączenie pomiarów parowania z pomiarami opadu.

Oznaczenie zawartej w powietrzu ilości pary wodnej, czy to w gramach na 1 m³ lub 1 kg. powietrza, czy też w milimetrach prężności, nie wystarcza jeszcze do zupełnego określenia stosunków wilgotnościowych powietrza nie tylko pod względem meteorologicznym, ale także i klimatologicznym z uwagi np. na znaczenie biologiczne.



Ryc. 18.
Ewaporometr Wilda.

Mianowicie znajomość samej tylko ilości pary wodnej nie daje jeszcze pojęcia o tem, jak odległym jest powietrze od stanu nasycenia parą wodną. Dlatego też obok t. zw. *wilgotności bezwzględnej*, która podaje ilość pary wodnej, zawartej faktycznie w powietrzu (w gr. lub częściej z pomocą mm prężności) wprowadzamy pojęcie t. zw. *wilgotności względnej*. Jest to stosunek ilości pary wodnej, w powietrzu faktycznie zawartej, do tej jej ilości, która jest potrzebną do nasycenia w temperaturze, jaką ma powietrze; będzie to więc stosunek gramów pary lub — co na jedno wychodzi — stosunek milimetrów prężności (z powodu proporcjonalności gramów pary, zawartych w tej samej objętości do milimetrów prężności przy niezmienniej temperaturze). Stosunek ten przedstawiamy zwykle w %, mnożąc go przez 100. W ten sposób wilgotność względna przedstawi się wzorem

Wilgotność bezwzględna względna.

$$w = \frac{e}{E} \times 100,$$

gdzie *e* oznacza ilość pary wodnej, zawartej w powietrzu, (wilgotność bezwzględna), zaś *E* tę jej ilość, która w danych warunkach jest potrzebną do nasycenia.

Nadto wprowadzamy często wspomniany powyżej t. zw. *niedosyt*, czyli różnicę między ilością pary w powietrzu zawartą, a tą jej ilością, której potrzeba do nasycenia, czyli

$$n = E - e$$

Niedosyt.

według powyższego oznaczenia.

Z określenia tych pojęć wynika, że największą wartością, jaką może osiągnąć wilgotność względna jest 100%; odpowiada to stanowi nasycenia powietrza parą wodną, kiedy więc $e=E$ (nie mówimy tu o przesyceciu). Dla niedosytu najmniejszą wartością możliwą jest 0 (stan nasycenia, t. j. kiedy $e=E$).

Wilgotność bezwzględna z natury swojej rośnie wraz z podwyższeniem temperatury (z powodu wzrostu parowania w tych warunkach). Natomiast wpływ temperatury na wilgotność względną, która jest stosunkiem, zależy od tego, co prędzej rośnie lub maleje wraz ze zmianami temperatury, t. j. licznik, czy mianownik tego ułamka (e czy E); pamiętać trzeba, że ilość pary, potrzebna do nasycenia (E), również rośnie z podwyższeniem temperatury a maleje z jej obniżeniem. W rzeczywistości przy podwyższeniu temperatury prędzej rośnie E , niż e (wzrost parowania, zwłaszcza w klimacie lądowym, nie nadąża za wzrostem ilości pary, niezbędnej do nasycenia). Z tego powodu wilgotność względna maleje *ceteris paribus*, gdy temperatura się podwyższa, a rośnie, gdy temperatura się obniża; jest to więc ustosunkowanie odwrotne, niż dla wilgotności bezwzględnej.

Do pomiaru ilości pary wodnej, zawartej w powietrzu, używamy albo metody wagowej, albo metody punktu rosy, albo metody psychrometrycznej.

Pomiar ilości pary wodnej w atmosferze. *Metoda wagowa* polega na ważeniu ilości pary wodnej. Mianowicie, do odpowiedniej rury szklanej, dostatecznie długiej i otwartej z obu końców, wprowadzamy substancję, mogącą łatwo pochłaniać parę wodną z powietrza (np. stężony kwas siarkowy albo chlorek wapnia itd.); następnie za pomocą odpowiednich urządzeń przepuszczamy przez tę rurę prąd powietrza, którego zawartość pary chcemy zmierzyć. Jeżeli rurę, wraz z wprowadzoną substancją hygroskopijną, zważymy przed i po przepuszczeniu prądu powietrza, to przyrost tej wagi poda nam ilość pary wodnej, którą to powietrze zawierało; przypuszcza się przytem, że rura była dostatecznie długa na to, aby powietrze, które przez nią przeszło, oddało całą swą zawartość pary wodnej. Wreszcie, jeśli wiemy, jaką objętość powietrza przepuściliśmy przez rurę, możemy łatwo obliczyć, ile gr. pary wodnej przypadło na 1 m³ powietrza; stąd już prosta droga do oznaczenia prężności tej pary.

Inny znów sposób polega na oznaczeniu t. zw. punktu rosy.

Punktem rosy pary wodnej nazywamy tę temperaturę, w której ilość pary, zawarta w powietrzu, wystarcza do nasycenia go. Wogóle zatem punkt rosy jest niższy od faktycznej temperatury powietrza; tylko wtedy, gdy powietrze jest nasyczone parą wodną, obie te temperatury są równe wzajemnie.

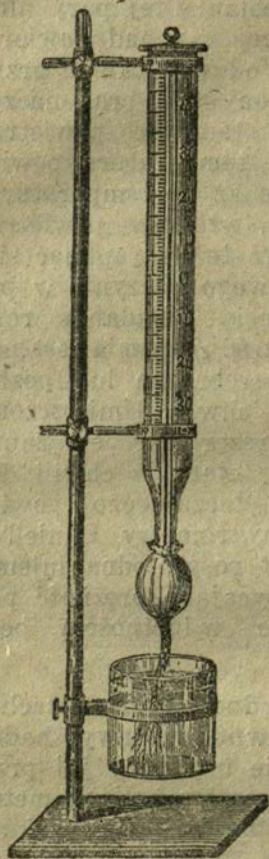
Metoda pomiaru ilości pary wodnej *za pomocą punktu rosy* polega na tem, że jakiś płyn, szybko ulatniający się (zwykle eter etylowy) doprowadzamy do szybkiego parowania przez szybkie zmniejszanie prężności jego własnej pary nad jego powierzchnią. Osiągamy to albo za pomocą oziębiania tej pary albo za pomocą aspiracji, stale odprowadzającej z ponad powierzchnii eteru wywiązującą się jego parę. Podczas takiego przyspieszonego parowania eteru oziębia się on sam, oraz naczynie, w którym jest on ujęty, a wreszcie i otaczające powietrze zewnętrzne. Gdy przy takim oziębieniu temperatura powietrza, przylegającego do naczynia, opadnie aż do temperatury, która w danej chwili jest punktem rosy, wtenczas powietrze to stanie się nasyconem parą wodną, która też, skraplając się, zacznie osiadać na zewnętrznej ścianie owego naczynia w postaci rosy. Ten właśnie moment rozpoczęcia osiadania rosy należy uchwycić. Dla ułatwienia dolna część naczynia jest pokryta metalem błyszczącym (zwykle posrebrzona lub pozłocona), który zmatowieje w odpowiedniej chwili. Umieszczony wewnątrz naczynia termometr, którego rezerwoar jest zanurzony w eterze, wskaże nam temperaturę eteru w chwili decydującej, a zarazem i temperaturę otaczającego powietrza, czyli szukany jego punkt rosy (hygrometry Daniell'a, Regnault'a i i.). Oznaczywszy ten punkt rosy, odnajdujemy w specjalnych tablicach odpowiednią masycającą prężność pary wodnej, i prężność ta będzie właśnie wilgotnością bezwzględną powietrza.

Ta metoda oznaczania ilości pary wodnej wymaga zachowania całego szeregu ostrożności oraz pewnej wprawy; nadto zajmuje ona dość wiele czasu. To też nie używamy jej przy terminowych, trzykrotnych, codziennych spostrzeżeniach meteorologicznych, przy których stosujemy z bardzo dobrym skutkiem *metodę t. zw. psychrometryczną*.

Psychrometr zwykły (August'a) składa się z dwóch jednakowych termometrów meteorologicznych, umieszczonych blisko jeden drugiego. Kulka jednego z tych termometrów owinięta jest równomiernie cienką tkaniną (np. muślin wyprany), łatwo wciągającą wodę (termometr t. zw. zwilgocony, p. ry. cina 19).

Koniec tej tkaniny zanurzony jest stale w podstawione naczynie, zawierające wodę czystą, „miękką“ (destylowaną lub tylko deszczową czystą); tym sposobem kulka termometru zwilgoconego jest stale zwilżona. Wskutek tego na jej powierzchni woda ciągle paruje z szybkością, zależną od stopnia nasy-

cenia otaczającego powietrza parą wodną (od niedosytu). Tem samym kulka ta oziębia się, tracąc pewną ilość ciepła na parowanie wody tak, że temperatura termometru zwilgoconego obniża się poniżej temperatury drugiego termometru (suchego), który wskazuje temperaturę powietrza otaczającego. Równocześnie z tym traceniem ciepła na parowanie termometr zwilgocony, jako już oziębiony, otrzymuje pewną ilość ciepła od otoczenia, którego temperatura jest co najmniej wyższą. Te ilości ciepła otrzymywane będą tem większe, im większą będzie różnica obu temperatur. Otóż, gdy obie te ilości ciepła: tracona i równocześnie otrzymywana staną się równe, wtedy ustanie dalsze obniżanie się temperatury termometru zwilgoconego i to pomimo dalszego parowania.



Ryc. 19.

Termometr zwilgocony.

która, oczywiście, jest ważna dla tej chwili, kiedy temperatura termometru zwilgoconego przestanie się obniżać. Stąd, odczytując obie temperatury t i t' , znając ciśnienie powietrza b , nadto prężność pary nasycająca przy temperaturze t oraz stałą wartość współczynników c_1 i c_2 , możemy obliczyć e , t. j. wilgotność bezwzględna. Następnie znając już e oraz E , obliczamy łatwo wilgotność względną, podobnie zresztą, jak i w metodach poprzednich.

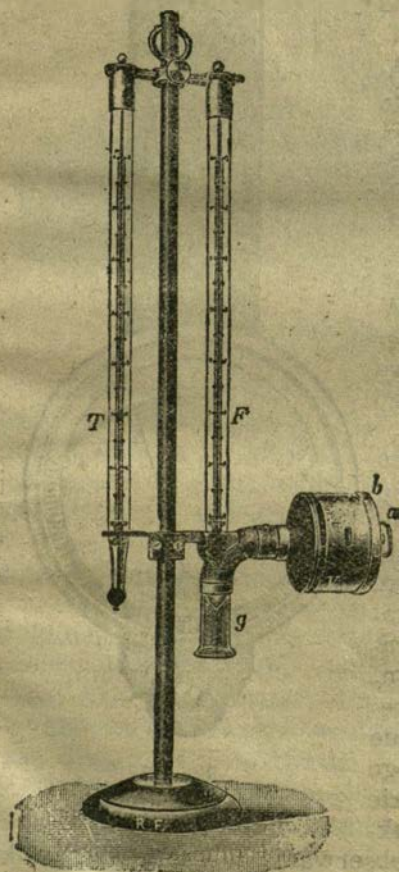
Co do szczegółów, dotyczących używania, umieszczenia itd. psychrometru, musimy znów odesłać Czytelnika do przytaczanej już „Instrukcji dla Stacyj meteorologicznych“. Tutaj dodamy jeszcze, że psychrometru możemy używać także i w zimie, przy temperaturach niższych od 0° , gdyż i lód paruje. Dla ułatwienia używamy przy spostrzeżeniach meteorologicznych

Jeżeli oznaczymy przez t i t' temperatury, wskazywane w takim momencie przez termometry suchy i zwilgocony, przez b ciśnienie powietrza, przez $E - e$, jak poprzednio, niedosyt powietrza, a przez c_1 i c_2 stałe współczynniki proporcjonalności to, opierając się na prawach ogrzewania ciał chłodniejszych przez otoczenie cieplejsze i na prawach, określających szybkość parowania, otrzymamy następującą zależność:

$$c_1 \frac{E - e}{b} = c_2 (t - t')$$

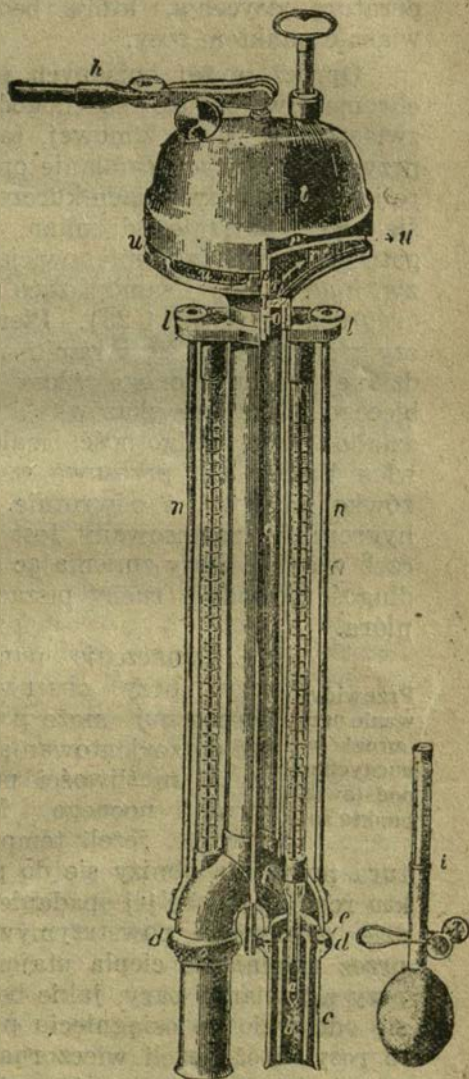
specjalnych tablic, t. zw. psychrometrycznych, z których otrzymujemy odrazu wartości obu wilgotności: bezwzględnej i względnej według temperatur obu termometrów; usuwa to potrzebę rozwiązywania przytoczonego równania za każdym razem. Tablice psychrometryczne są ułożone na podstawie tego równania.

Obok zwykłego psychrometru August'a używamy także psychrometrów ze sztuczną wentylacją, w której za pomocą specjalnego wiatraczka wytwarzamy szybki prąd powietrza dookoła kulek obu termometrów lub przynajmniej termometru zwilgoconego (psychrometry aspiracyjne, ryc. 20 i 21).



Ryc. 20.

Psychrometr z aspiratorem przy termometrze zwilgoconym.



Ryc. 21.

Psychrometr aspiracyjny Assmann'a.

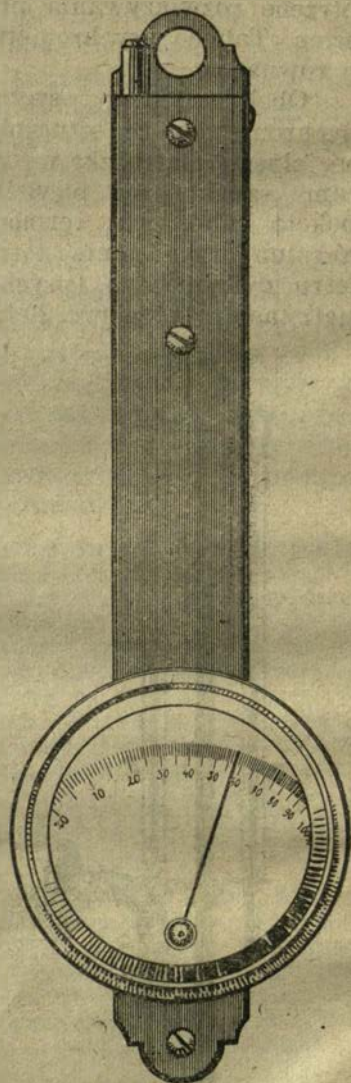
Przyrządy te, odpowiednio zastosowane, pozwalają na dokładniejsze oznaczenie temperatury i wilgotności przez osiągnięcie bardzo szybkiego przepływu powietrza obok termometrów.

Metoda psychrometru pozwala również wyznaczyć punkt rosy; mianowicie, znając wilgotność bezwzględną, otrzymujemy z tablic prężności pary odpowiadającą temperaturę nasycenia, która będzie właśnie punktem rosy.

Oprócz wyżej opisanych psychrometrów bardzo są dogodne, zwłaszcza w porze zimowej, takie przyrządy, których działanie oparte jest na właściwościach kurczenia się włosa, zależnie od zmian wilgotności powietrza, mianowicie t. zw. *hygrometry* i samopiszzące *hygrografy* (ryc. 22 i 23). Pierwszy z nich składa się z ramki miedzianej, odłuszczonego włosa kobiecego, bloka ze wskazówką i podziałki. Gdy wilgotność maleje, włos kurczy się, przesuwając wskazówkę na lewo, i odwrotnie. W hygrografie zastosowany jest pęczek włosów, który zmieniając swoją długość powoduje ruchy piszącego pióra.

Oznaczenie punktu

Przewidywanie przy- wieczornej może postu-
mrozków żyć do zorientowania się
nocnych na co do możliwości przy-
podstawie co do możliwości przy-
punktu rosy. mrozku nocnego. Mia-
nowicie, jeżeli tempera-
tura powietrza obniży się do punk-
tu rosy, to dalsze jej opadanie bę-
dzie cokolwiek powstrzymywane
przez uwalnianie ciepła utajonego
przy skraplaniu pary, jakie będzie
się odbywało po osiągnięciu punk-
tu rosy. Otóż, jeżeli wieczorna obserwacja wskazuje, że punkt
rosy jest temperaturą niższą od 0°, to wtedy możemy oczekiwać

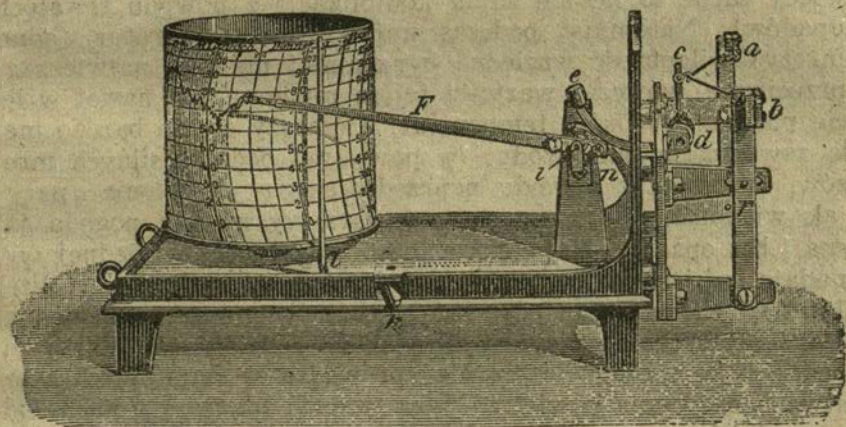


Ryc. 22.

Hygrometr włosowy.

przymrozku nocnego z daleko większem prawdopodobieństwem, niż wówczas, gdy punkt rosy będzie temperaturą dostatecznie wyższą od 0°. Przytem spodziewana noc jasna potęguje to prawdopodobieństwo przymrozku, a przeciwnie noc pochmurna zmniejsza je odpowiednio.

Oczywiście, podobne przewidywanie przymrozków nocnych jest tem pewniejsze, im później dokonamy pomiaru punktu rosy (np. koło godziny 10 lub 11 wieczorem, niż zaraz po zachodzie słońca). Nie mówimy tu o możliwości zupełnej zmiany pogody w ciągu nocy, a z nią i punktu rosy.



Ryc. 23. Hygrograf.

Stosownie do tego, co było powiedziane powyżej, odnośnie do związku między temperaturą, a wilgotnością, można oczekiwać, że przebieg temperatury jest zgodny z przebiegiem wilgotności bezwzględnej, ale odwrotny, niż dla wilgotności względnej. Istotnie, tak dzienne, jak i roczne maxima i minima wilgotności bezwzględnej odpowiadają co do pory najwyższym i najniższym temperaturom. Wyjątek stanowią miejscowości w klimacie lądowym, w których zdarza się, że w lecie w godzinach popołudniowych, kiedy wypada maximum temperatury, wilgotność bezwzględna chwilowo się obniża, zamiast, żeby osiągnąć wtedy swoją wartość najwyższą; następuje wówczas drugorzędne minimum, wskutek czego powstają także dwa maxima: w godzinach przedpołudniowych oraz później popołudniu. Przyczyna tego odchylenia od normy leży w prądzie wstępującym, który, będąc najsilniejszym popołudniu w porze najwyższej temperatury, unosi w górę znaczne ilości

Okres
dzienny i
roczny wil-
gotności

pary wodnej; na miejsce tej pary, uchodzącej w górę z warstwy powietrza najniższej, parowanie może nie być w możności wywiązania takiej ilości pary, jaka byłaby potrzebna do pokrycia tej straty. Stąd chwilowe zmniejszenie się wilgotności bezwzględnej, zamiast osiągnięcia najwyższej wartości.

Wilgotność względna osiąga w okresie dziennym najmniejsze wartości równocześnie z maximum temperatury, a największe razem z minimum temperatury powietrza. W okresie rocznym razem z najwyższymi temperaturami wypadają wogóle niskie wartości wilgotności względnej; powietrze jest wtedy suche (o ile nie zajdą komplikacje z powodu trwałych opadów). Natomiast podczas najniższych temperatur (silne mrozy) wilgotność względna bynajmniej nie jest największą; przeciwnie, wówczas wartości jej są mniejsze, niż nawet w lecie podczas wysokich temperatur. Tłómaczy się to bardzo małą zawartością pary wodnej w powietrzu podczas silnych mrozów, zwłaszcza z powodu poprzedzającego skroplenia pary; jak wiadomo, silnym mrozom towarzyszy zwykle pogoda jasna i bez opadów. Największe ilości wilgotności względnej wypadają w jesieni w okresie dżdżystym i mglistym (bliżej 100%), chociaż i wtedy osiągnięcie wilgotności względnej 100% (nasylenie) nie jest zjawiskiem codziennem. Warto zaznaczyć, że wogóle deszcz nie sprowadza w najniższych warstwach nasycenia powietrza parą wodną; zdarza się ono w odpowiednich warunkach podczas mgieł, które są wyrazem tego nasycenia.

4. Opady.

a) Skraplanie pary wodnej.

Warunki skraplania pary wodnej; jądra kondensacyjne. Para wodna zostaje doprowadzona do skroplenia, gdy jej prężność stanie się większą od prężności pary nasycającej w danej temperaturze t. j. gdy zaczyna przewyższać E (według przyjętych powyżej oznaczeń). Ogólnie mówiąc, aby nastąpiło skroplenie pary wodnej, potrzebne jest odpowiednie ustosunkowanie temperatury i prężności pary. Do tego można więc doprowadzić albo przez zniesienie temperatury do punktu rosy, albo przez podwyższenie prężności pary aż do granic nasycenia odpowiednio do faktycznej temperatury. Pamiętać jednak trzeba, że najwyższa, możliwa przy danej temperaturze, prężność pary wodnej, sprowadzająca stan nasycenia, zależy od kształtu powierzchni wody, z którą para się styka; t. j. od tego, czy ta powierzchnia jest płaską, czy wypukłą lub wklęsłą. Prężność ta jest większą w zetknięciu z powierzchnią wypukłą,

niż w zetknięciu z powierzchnią płaską i to tem większą, im mniejszym jest promień krzywizny, czyli, po prostu, im mniejszą jest kropla wody. Okoliczność ta utrudnia skroplenie, które musi się rozpoczynać od tworzenia kropelek niezmiernie małych (setne części milimetra średnicy). Skropleniu dopomaga obecność w atmosferze pyłów itd., które służą, jako t. zw. *jądra kondensacyjne*, skupiające parę i działające hygroskopijnie. W takich warunkach powstaje mgła, składająca się z kropelek stosunkowo znacznych; natomiast w powietrzu, pozbawionem takiej „pomocy“ kondensacyjnej, skroplenie rozpoczyna się od kropelek bardzo subtelných, do czego potrzebny jest pewien znaczny stopień przesylenia. Doświadczenia wykazały np., że jeżeli w odpowiednim naczyniu będziemy doprowadzali powietrze do oziębienia przez stosowne rozprężanie, (szybkie powiększanie objętości), to będzie się pojawiało w naczyniu zamglenie wskutek skraplania pary przy pomocy owych cząsteczek pyłków; po pewnej liczbie razów takiego postępowania mgła przestanie się pojawiać z powodu zajęcia wszystkich pyłków przez utworzone kropelki mgły. Dopiero, gdy wprowadzimy z zewnątrz do tego samego naczynia nową ilość pyłków, zamglenie rozpocznie się na nowo.

Jako podobne „jądra kondensacyjne“, służą, oprócz drobniutkich pyłów lub dymów (pył węglowy), także np. cząsteczki niektórych kwasów, soli itd.) oraz jony najprzód ujemne a przy pewnem przekroczeniu stopnia rozprężenia także i dodatnie (doświadczenia Wilson'a).

Do ważniejszych sposobów skraplania pary wodnej w atmosferze można zaliczyć następujące wypadki oziębiania się powietrza: zetknięcie się powietrza z oziębionymi ciałami na powierzchni ziemi oraz wypromienowanie własne atmosfery, mieszanie się 2-ch mas powietrza, cieplejszej z zimniejszą, rozprężenie powietrza przy prądach wstępujących.

Zetknięcie się powietrza z przedmiotami na powierzchni ziemi, oziębionymi przez wypromieniowanie z nocy lub i z wieczora, może doprowadzić do oziębienia niżej punktu rosy a więc do skroplenia. Tą drogą tworzą się opady najniższe, jak np. rosa i szron. Przy powstawaniu niskich mgieł dopomaga także oziębienie się powietrza przez wypromieniowanie własne; jednak ze względów ilościowych zaliczyć trzeba ten sposób skraplania pary wodnej do więcej drugorzędnych. Co do niskich mgieł, to wspomnieć trzeba o mgłach t. zw. oparach, powstających i unoszących się nad miejscami mokremi. Ponieważ miejsca takie są z natury rzeczy położone nisko, więc do nich może spływać z miejsc wyższych powietrze oziębione, zatem cięższe. Woda, jak wiadomo, trudno się oziębia, więc w podob-

nych warunkach zdarzyć się może, że parowanie z powierzchni wody lub mokrego gruntu w takich mokrych miejscach, wytworzy taką ilość pary, dla której spływające z wyższych punktów oziębione powietrze będzie posiadało zbyt niską temperaturę. Zmieszają się przytem dwie niejednakowo ciepłe masy powietrza (p. niżej). Stąd też pewien nadmiar pary się skropli, wytwarzając mgłę, o której mowa.

Jeżeli dwie masy powietrza, niejednakowo ciepłe i niejednakowo wilgotne, zmieszają się, temperatura mieszaniny może okazać się niższą od punktu rosy, odpowiadającego prężności pary wodnej w mieszaninie. Wtedy pewna ilość pary skropli się; to źródło skraplania pary jest jednak mało obfitem a nadto mieszanina taka zdarza się stosunkowo rzadko i w niezbyt wielkich rozmiarach.

Najważniejszą i najczęstszą przyczyną skraplania pary wodnej w atmosferze jest oziębienie powietrza przez rozprężenie przy prądach wstępujących. Jak wiemy, prąd wstępujący wznosi w górę masy powietrza a z niemi także i ich parę wodną. Przy tem wznoszeniu się powietrze dostaje się do warstw wyższych, gdzie nie tylko panuje niższa temperatura, niż na dole, ale i ciśnienie powietrza jest tak znacznie niższe, iż powietrze wznoszące się z dołu, doznaje w tych warunkach silnego rozprężenia; może się ono oziębiać poniżej punktu rosy, co prowadzi do skroplenia pary wodnej. Nawiasem mówiąc, każde zmniejszenie ciśnienia barometrycznego prowadzi do pewnego rozprężenia powietrza, nawet bez wznoszenia się w górę, a więc zasadniczo do obniżenia temperatury. Jednak przy zwykłych wahaniami ciśnienia powietrza nie posiada to pod względem skraplania pary żadnego znaczenia praktycznego, gdyż te wahania są zanadto małe a przytem odbywają się one zbyt powoli na to, aby oziębiające się wskutek tego rozprężenia powietrze nie otrzymywało równocześnie pewnych ilości ciepła od otoczenia (aby zjawisko przebiegało dostatecznie adiabatycznie). Przy prądach wstępujących warunki te są zachowane zarówno pod względem wielkości, jak i co do szybkości zniżania się ciśnienia.

Prądy wstępujące są powodem tworzenia się chmur. W tej wysokości, w której, licząc od dołu, wypadnie po raz pierwszy nasycenie parą wodną ($w = 100\%$, t. j. temperatura jest równą punktowi rosy), wypada t. zw. *dolna granica chmur*. Wysokość tej granicy bywa zmienną: może ona wypaść blisko ziemi (gdy powietrze w dolnej warstwie jest bliskie stanu nasycenia) lub powyżej 1 km. i ponad tę wysokość.

Prądy wstępujące bywają tak potężne i wnoszą się o tyle szybko, że ilości wody, których dostarcza powodowane przez

Powstawa-
nie chmur;
dolna grani-
ca chmur.

te prądy skraplanie pary wodnej, wystarczają do wyjaśnienia bardzo obfitych nawet opadów.

Potwierdza to przykład następującego obliczenia:

Przypuśćmy, że temperatura powietrza w dolnej warstwie przy powierzchni ziemi wynosi 20° i że powietrze to jest bliskie nasycenia parą wodną. W takich warunkach szybkość spadku temperatury z wysokością wyniosłaby prawie $\frac{1}{2}$ stopnia na każde 100 m., czyli temperatura 0° byłaby osiągnięta w wysokości okragło 4000 m., w której rozprężenie powietrza, wznoszącego się w górę wynosiłoby 1.5 t. j. każdy 1 m³, wchodzący z dołu, zająłby w tej wysokości objętość 1.5 m³. Przy 20° nasycone powietrze zawiera w metrze sześciennym 17.15 gr. pary wodnej, zaś przy temperaturze 0° już tylko 4.8 gr. Stąd obliczamy, że 1 m³ powietrza dolnego, gdy się wzniesie do tej wysokości, będzie mógł zawierać pary wodnej tylko $4.8 \times 1.5 \text{ gr} = 7.2 \text{ gr}$ (z powodu powiększenia objętości przez rozprężenie). Zatem podczas tego wzniesienia każdy metr sześcienny powietrza skropił 9.9 gr. pary wodnej ($17.15 - 7.2 = 9.95$); cały przeto słup powietrza, mający 1 m² podstawy i 4000 m wysokości, czyli 4000 m³ objętości skropił pary wodnej $9.9 \times 4000 \text{ gr.} = 39600 \text{ gr.} = 39.6 \text{ kg.}$ czyli 39.6 litrów wody; stanie się to w takim przeciągu czasu, jaki jest potrzebny na wzniesienie się powietrza do wysokości 4000 m. Przyjmując bynajmniej nie przesadzoną szybkość prądów wstępujących na 2 metry na sekundę, znajdziemy, że na wzniesienie się do wysokości 4000 m. potrzeba będzie 2000 sek., czyli $33\frac{1}{3}$ minut; w takim też okresie czasu skroplenie pary wodnej dostarczyłoby 39.6 litrów wody na powierzchni 1 m². W ciągu 1 godziny dałoby to 71.3 litra wody (prawie 18 garncy) na powierzchni 1 m²*, co by odpowiadało bardzo obfitej ulewie.

b) Postacie opadów.

Zanim przejdziemy do omawiania poszczególnych postaci opadów, omówimy w krótkości sprawę ich pomiaru.

Ilość opadu wyrażamy w meteorologii nie w litrach, lecz w *milimetrach wysokości* tej warstwy spadłej wody, którą by ona posiadała, gdyby pozostała na tej powierzchni płaskiej poziomej, na jaką spadła, nie wsiąkając w grunt, nie parując i nie odpywając po pochyłościach. Łatwo obliczyć, że 1 mm. wysokości opadu odpowiada objętości wody 1 litra na powierzchni 1 m², a 10.000 litrów na powierzchni 1 ha. Taksamo wyrażamy ilość opadów, spadających w postaci stałej (śnieg, krupy itd.), dla których oznaczamy wysokość wody, pochodzącej z ich stopienia.

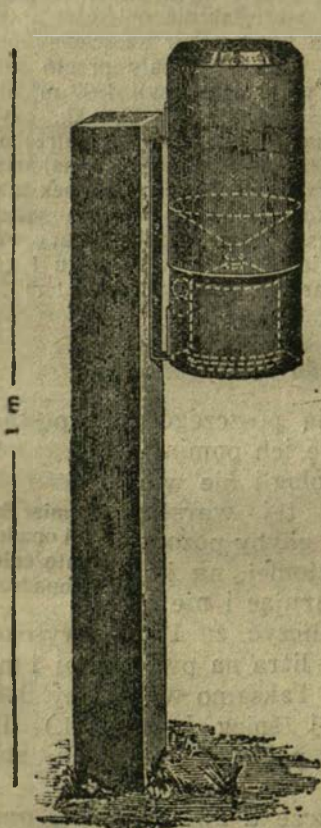
Obok ilości opadu obliczamy jeszcze t. zw. *nateżenie opadu*, ważne także w rolnictwie i w hydrografji. Jest to wielkość, wskazująca nie samą tylko ilość opadu, lecz jej *stosunek do okresu czasu, w którym spadła*; jasnym jest, że ze względów praktycznych inne znaczenie posiada deszcz, który dostarczył

Pomiar ilości opadu; nateżenie opadu.

*) Według przyjętego wyrażania, ilości opadu i jego nateżenia (p. niżej) byłoby to nateżenie 71.3 mm/godz.

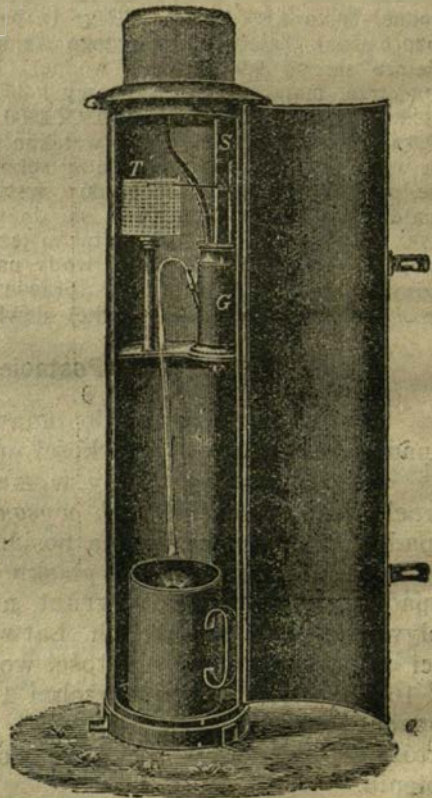
10 mm. opadu w ciągu doby równomiernie, niż gdyby te same 10 mm. opadu spadło w ciągu np. 8 minut, co już stanowiłoby niezwykle silną i gwałtowną ulewę. Natężenie opadu wyrażamy w milimetrach na godzinę; np. powyższe opady miałyby natężenie: pierwszy $\frac{10}{24} = 0.4 \frac{\text{mm.}}{\text{godz.}}$; drugi $\frac{10}{8} \times 60 = 75 \frac{\text{mm.}}{\text{godz.}}$

Deszczomierz. Do pomiaru ilości opadów używamy specjalnego przyrządu, t. zw. deszczomierza, który przedstawia się w postaci walca z blachy cynkowej i składa się z dwóch oddzielnych części: górnej z otworem, przyjmującym opady oraz lejkiem i dolnej, zawierającej zbiornik do wody (ryc. 24). Wo-



Ryc. 24.

Deszczomierz zwykły.



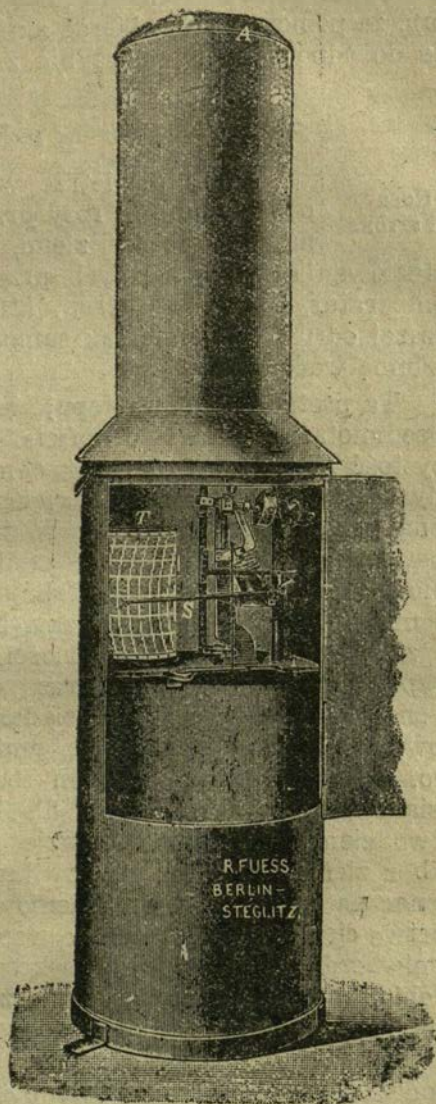
Ryc. 25.

Deszczomierz samopiszący.

dę, zebraną w deszczomierzu, przelewamy dla pomiaru do specjalnej dla danego przyrządu miarki szklanej. Posiada ona postać szklanego cylindra o podziałkach tyle razy powiększo-

nych w stosunku do prawdziwych milimetrów, ile razy powierzchnia odbierającego otworu w deszczomierzu jest większą od powierzchni przekroju poprzecznego miarki cylindrowej. Dlatego też bardzo ważnem jest, aby podziałka miarki odpowiadała danemu deszczomierzowi, dalej, aby otwór odbierający deszczomierza nie ulegał deformacjom (zgięcie i t. d.), któreby zmieniały jego powierzchnię, a także, aby otwór ten posiadał położenie ściśle poziome*)

Obok deszczomierzy zwykłych, używamy deszczomierzy samopiszących, t. zw. *ombrografów*, które zapomocą odpowiedniego pływaka i cylindra, obracanego przez mechanizm zegarowy, kreślą sposobem ciągłym linję, z której można odczytać ilość opadu dla każdego momentu. Deszczomierze samopiszące są konieczne, gdy chcemy badać przebieg i zmiany natężenia opadu (ryc. 25)*). Istnieją także specjalne samopiszące śniegomierze, których działanie oparte jest na wazeniu opadu (ryc. 26). Ażeby zmierzyć ilość opadu śniegowego zapomocą zwykłych deszczomierzy, doprowadzamy śnieg w nich zgromadzony do stopienia przez wniesienie deszczomierza do budynku.



Ryc. 26. Śniegomierz samopiszący.

*) Bliższe szczegóły, dotyczące używania i umieszczenia deszczomierzy tak zwykłych, jak i samopiszących znajdzie Czytelnik w przytoczonej już „Instrukcji dla Stacji Meteorologicznych” str. 52—57.

Prowadzenie pomiarów rosy odbywać się może według stosowanego przez Boussingaulta sposobu, wprawdzie niezupełnie ścisłego, lecz mogącego dać pewne wyniki w badaniach porównawczych. Mianowicie, należy oddzielić na murawie pewną, nie zanadto małą, powierzchnię, zmierzyć ją i np. za pomocą gąbki zbierać z niej rosę, wyciskając ją następnie do odpowiedniego naczynia z miarką w celu pomiaru.

Rosa, szron; gołoledź i sadź.

Rosa i szron. Jeżeli powietrze w dolnej warstwie oziębia się poniżej punktu rosy przez zetknięcie z przedmiotami na powierzchni ziemi, oziębionymi wskutek wypromieniowania, wtedy na tych przedmiotach osiada, zależnie od temperatury, *rosa* lub *szron*, który odpowiada temperaturze, niższej od 0°; (zupełnie tak samo osiada rosa np. na naczyniu z zimną wodą w lecie).

Ta postać opadu występuje nie zawsze i nie na wszystkich przedmiotach jednakowo obficie. Mianowicie, większa przezroczystość powietrza oraz brak chmur sprzyjają temu zjawisku, gdyż w takich warunkach większa ilość ciepła zostanie utraconą przez promieniowanie. W taki sam sposób mniej obfita rosą pokrywają się przedmioty umieszczone pod osłoną, niż nie osłonięte; osłona zmniejsza lokalnie możliwość większego oziębienia, np. nocnego przymrozku. Nadto obfitość osiadającej rosy zależy od niektórych własności fizycznych, a m. od zdolności wypromieniowania ciepła oraz od przewodnictwa cieplnego tych ciał, na których rosa osiada. Takie ciała, jak metale polerowane, słabo promieniujące, mniej zbiorą rosy, niż np. drzewo, rośliny i szereg ciał innych. Również więcej obfita rosa osiadzie na powierzchniach, dla których przez złe przewodnictwo cieplne utrudnioną będzie wymiana ciepła z otoczeniem lub z ziemią; tak np. rośliny łatwo pokrywają się silną rosą (znaczną zdolność wypromieniowywania oraz słabe przewodnictwo cieplne). W końcu i to wspomnieć należy, że przedmioty, umieszczone na pewnej wysokości nad powierzchnią gruntu słabiej mogą być zroszone, niż przedmioty niżej położone, wskutek spływania na dół oziębionego powietrza, jako cięższego. Tem można wytłómaczyć, że np. liście drzew mogą być suche podczas, gdy murawa będzie pokryta obfita rosą.

Ilość wody, dostarczanej przez rosę, jest niewielką w porównaniu z ilością wody z deszczu. Jednakowoż rosa nie pozostaje bez znaczenia dla rolnictwa i ogrodnictwa np. w okresach suszy, albo ze względu na ten związek, jaki obserwacja upatruje pomiędzy obfitością rosy a prawdopodobieństwem deszczu

w pewnych porach roku itd. Według pomiarów, czynionych w Anglii, ilość wody dostarczanej przez rosę w ciągu całego roku dochodzi do 40 mm. (40 litrów na powierzchni 1 m²); natomiast więcej w okolicach podrównikowych. W Polsce przyjmować można prawdopodobnie również kilkadziesiąt mm. rocznie, oczywiście z wahaniami, zależnymi od położenia miejscowości.

Specjalną postać opadu w dolnej warstwie powietrza stanowi *sadź* albo *okiść*, oraz *gołoledź*. *Sadź* powstaje, gdy *podczas mgły*, składającej się z wody przechłodzonej (poniżej 0°), jej cząstki zetkną się *podczas wiatru z jakimkolwiek ciałem stałym*. Wtedy woda przechłodzona zamarza, przyczem na drzewach, budynkach itd. tworzy się uwarstwiona masa zamrożona o barwie srebrzysto-białej lub jasno-perłowej. Podczas mgły, zwłaszcza składającej się z igiełek lodowych, przy silniejszych mrozach, narastają nieraz na drzewach, krzakach itd. kryształki lodowe często w znaczniejszych ilościach, tworząc albo całe powłoki, albo też zwisające długie, białe nitki.

Gołoledź, podobnie jak i sadź, powstaje przy *raptownem zakrzepnięciu wody* przechłodzonej, np. gdy woda przechłodzona spada z deszczem, którego temperatura może dochodzić do -4° lub -5°. Wtedy woda taka, zmarzając w chwili zetknięcia z przedmiotami stałymi, na które pada, pokrywa je powłoką lodu. Przy obfitym takim deszczu powłoka tego rodzaju może być tak grubą, że łamie gałęzie, zrywa druty telegraficzne itd. Np. w roku 1879 w nocy z 22 na 23 stycznia spadło w Paryżu 32 mm. wody przechłodzonej; wtedy nie tylko gałęzie drzew łamały się pod ciężarem gołoledzi, lecz nawet pękały pnie; druty telegraficzne pokryte były skorupą lodu, dochodzącą do 38 mm. średnicy, co wynosiło około 1000 kg. ciężaru na 1 kilometr długości *).

Mgły i chmury.

Pomiędzy mgłą i chmurą niema żadnej zasadniczej różnicy, prócz wysokości ich wzniesienia ponad powierzchnię ziemi: chmura jest właściwie wysoko unoszącą się mgłą. Ta postać skroplenia pary wodnej powstaje — jak było powiedziane powyżej — wskutek wypromieniowania lub mieszania się dwóch mas powietrza cieplejszej z zimniejszą oraz przez rozprężenie i oziębienie przy prądach wstępujących. Mgły są mniej częste od chmur dlatego, że najpos-

Budowa
mgieł
i chmur.

*) P. Klein — Meteorologia ogólna, tłum. R. Merecki — Warszawa 1915.

politszy i zarazem najpotężniejszy środek, prowadzący do takiego skraplania t. j. prąd wstępujący działa w tym kierunku dopiero w pewnej wysokości nad powierzchnią ziemi. Mgły i chmury składają się z kropelek wody (nie z pęcherzyków, jak dawniej przypuszczano) lub z igiełek lodowych, zależnie od wysokości i od panującej tam temperatury. Zdarzają się czasami, choć rzadko, w naszych szerokościach geograficznych mgły, składające się z igiełek lodowych; bywa to podczas silnych mrozów, po uprzednim znacznym, a raptownym obniżeniu temperatury, np. z rana, i tworzy bardzo piękne zjawisko na tle pogodnego pozatem nieba.

Wodne kropelki mgieł lub chmur są bardzo drobne, gdyż ich średnica sięga zaledwie paru setnych części milimetra (przy średnicy kropelek 0.04 mm. mgła stawała się roszącą, przechodząc stopniowo w deszcz, jak wynika z pomiarów Assmann'a). Ilość wody skroplonej, zawartej w mgłach, nie jest zbyt wielką. Pomiar, czyniony nad mgłami na wysokich górach, wykazały, że 1 m³ zawierał nie więcej, niż 5 gr. wody.

Tak drobne wymiary kropelek mgły lub chmury wyjaśniają ich unoszenie się w powietrzu lub bardzo powolne opadanie wskutek oporu ze strony tego środowiska; przytem pomaga tutaj także i podtrzymujące działanie prądu wstępującego.

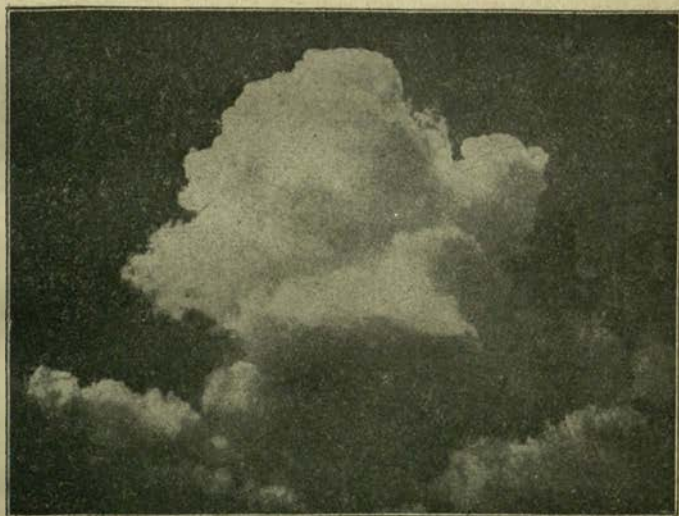
Według rozmaitych pomiarów można przyjąć np., że szybkość opadania w powietrzu wskutek tego oporu (w dolnych warstwach atmosfery) wynosi dla kropelek wody: dla średnicy 0.02 mm.... $0.01 \frac{m}{sek.}$, dla średnicy 0.1 mm.... $0.3 \frac{m}{sek.}$, dla średnicy 0.2 mm.... $1.3 \frac{m}{sek.}$ i t.d. Odpowiednio do tych prędkości wynika, że dojście kropli w powietrzu z wysokości 1500 m do powierzchni ziemi, wymagałoby: dla średnicy kropli 0.02 mm 4 godz. 10 min., dla średnicy 0.1 mm — 1 godz. 23 min., dla średnicy 1 mm — 5 min. 41 sek. itd. Prądy wstępujące o takich prędkościach jak przytoczone, mogłyby te opadania skutecznie powstrzymać.

Klasyfikacja chmur. Chmury zdarzają się bardzo różnych postaci i rozmiarów; można jednak podzielić je na kilka typów, wyraźnie wyodrębnionych. Przyjętą jest następująca międzynarodowa klasyfikacja chmur wraz z następującymi znakami*).

1. *Cirrus (Ci)*, — pierzaste: pojedyncze, cienkie, zwykle białe obłoczki, utworzone jakby z delikatnych włókien nieraz poplątanych i rozgałęziających się, często przypominające jakby pierze porozrzucane (stąd nazwa) (r. 27); unoszą się w wyższych warstwach atmosfery 7-11 km.; składają się przeto z kryształków lodowych i mogą powodować zjawiska optyczne około słońca lub księżycy t. zw. *halo* (p. niżej).



Ryc. 27. Cirrus.



Ryc. 28. Cumulus.



Ryc. 29. Strato-Cumulus.



Ryc. 30. Cirro-Stratus i Cirro-Cumulus.

2. *Cirro-Stratus (Ci-S)* — pierzasto-warstwowe: są to chmury pierzaste, rozgałęzione tak dalece, że tworzą białawą powłokę w formie jakby lekkiej zasłony, przez którą przegląda błękit nieba. Podobnie, jak chmury pierzaste, unoszą się w wyższych warstwach atmosfery (6.5 — 10 km); składają się z kryształków lodowych i również mogą powodować zjawiska *halo***). Bywają *zapowiedzią wicherów i burz* lub przynajmniej *niepogody*, nadciągając przed zbliżającą się depresją barometryczną (r. 30).

3. *Cirro-Cumulus (Ci-Cu, r. 30)*, pierzasto-kłębiaste („baranki“): drobnę, okrągłe obłoczki, zupełnie białe, porozmieszczane grupami, często szeregami. Unoszą się w warstwach cokolwiek niższych niż obydwa typy poprzednie, ale jednak w wysokości 6 — 8 km. Czasami składają się z kryształków lodowych, czasami z kropelek wody, podczas gdy wszystkie następujące typy chmur są utworzone z wody płynnej. Chmury pierzasto—kłębiaste zapowiadają zwykle *zmianę pogody na gorszą*.

4. *Alto-Cumulus (A-Cu)*, — górne kłębiaste („duże baranki“): są mniej unoszącą się, wyraźniejszą postacią chmur pierzasto-kłębiastych i składają się z cokolwiek większych obłoczków, niż tamte. Unoszą się w wysokości 3 — 5.5 km. Często są uszeregowane w dwóch kierunkach (poprzecznym i podłużnym).

5. *Alto-Stratus (A-S)*, — górne warstwowe; tworzą szarą, mniej lub więcej ciemną powłokę, przez którą słońce lub księżyc przeświecają, jako przytłumione plamy świetlne. Unoszą się w wysokości około 4 km. Nie powodują zjawisk *halo*, a tylko wieńce (korony) dokoła słońca lub księżyca**).

6. *Cumulus (Cu)*, (r. 28) kłębiaste: skłębione ku górze, często bardzo wielkich rozmiarów, od góry zaokrąglone, od dołu ograniczone płaską powierzchnią. Sklepienie boki, gdy są oświetlone przez słońce, nabierają oślepiającej białości, zaś podstawa pozostaje ciemniejszą. Płaska podstawa chmury kłębiastej leży w wysokości 1.2 — 1.8 km., zaś szczyt sięga często o parę kilometrów wyżej. Chmury kłębiaste często zmieniają dość szybko kształt i rozmiary i mogą zniknąć w niedłu-

*) Fotografje chmur można znaleźć w wielu atlasach, jak np. „Atlas international des nuages“ — Paris 1896; także w „Instrukcji dla Stacji Meteorologicznych Sieci Polskiej“ — Państw. Inst. Meteorologicz. — Warszawa 1920, lub w „Anleitung zur Ausführung und Verwertung meteorologischer Beobachtungen“ — bearb. von Dr. A. Schlein, herausgegeben von d. Direkt. der k. k. Zentralanst. f. Meteorologie und Geodynamik in Wien — Wien 1915, i in.

**) Patrz niżej.

gim czasie po utworzeniu się. W naszym klimacie zjawiają się przeważnie *podczas pięknej pogody*. Chmury kłębiaste pojawiają się często w postaci, jakby porozrywanej i wtedy poszczególne ich części ulegają bezustannym zmianom; w tej postaci oznacza się je jako *Fracto-Cumulus (Fr-Cu)*, — kłębiaste porozrywane.

7. *Strato-Cumulus (S-Cu)* (r. 29), warstwowo-kłębiaste; ciemne, grube powłoki, utworzone z chmur kłębiastych, zbitych w jedną masę, pokrywające zwłaszcza zimową porą całe niebo, przyczem tu i owdzie przegląda błękit nieba przez pozostałe wolne otwory. Unoszą się w wysokości około 2 km.

8. *Cumulo-Nimbus (Cu-N)*, — kłębiasto-deszczowe; jak by olbrzymich rozmiarów, a nieraz i nieregularnych kształtów chmury kłębiaste, spiętrzone jedne nad drugimi, jaśniejsze u szczytów, prawie czarne u dołu; *dają deszcze lub grad*. Są to właściwe chmury burzowe; ciemna ich podstawa unosi się w wysokości około 1 km., górne szczyty sięgają do 5 km. lub wyżej.

9. *Nimbus (N)* — deszczowe; ciemno-szare, grube chmury, pozbawione określonych kształtów. Unoszą się nisko, zazwyczaj w wysokości 1.2 — 1.8 km., *dają deszcz lub śnieg*. W miejscach przerw chmur deszczowych widać prawie zawsze unoszącą się nad nimi warstwę chmur typu pierzasto-warstwowych (*Ci-S*), lub górnych warstwowych (*A-S*). Jeżeli warstwa chmur deszczowych rozdzieli się na niewielkie części lub gdy pod taką chmurą o większych rozmiarach biegną bardzo niskie małe obłoki, to wtedy określamy je jako *Fracto-Nimbus (Fr-N)* — deszczowe porozrywane.

10. *Stratus (S)*, — warstwowe; najniższe chmury, poziomo warstwione, właściwie mgły wzniesione; często pokrywają niebo jednostajną, szarą powłoką.

Jeżeli warstwowe chmury przedstawiają się w formie rozzerwanej od wiatru, to można je oznaczać jako *Fracto-Stratus (Fr-S)* — warstwowe porozrywane.

Z przytoczonych powyżej typów chmur najwyżej (8—11 klm.) unoszą się *cirrus* oraz *cirro-stratus*, najniżej zaś (poniżej 2 klm.) *stratus*, *nimbus*, oraz czasami *strato-cumulus*. Chmury typu *cumulo-nimbus* bywają silnie spiętrzone i miewają podstawy w wysokości przeszło 1000 m., a szczyty ich sięgają nieraz do 5 klm. lub i wyżej. Podobnie też i chmury *cumulus* miewają podstawy w wysokości tysiąca paruset metrów, a szczyty znacznie wyżej, czasami też o parę kilometrów. Widzimy więc, że grubość warstwy chmur bywa bardzo rozmaita. Ta grubość oraz oczywiście ich wysokość wpływają na rodzaj opadu.

Chmury nie pozostają w spoczynku, lecz przesuwają się w różnych kierunkach i z różnemi szybkościami. Obserwując ten ruch, otrzymujemy wskazówki co do ruchu powietrza w różnych wysokościach nad ziemią na podstawie rodzaju chmury. Kierunki tych prądów powietrznych w różnych wysokościach bywają różne, a szybkości ich w wyższych warstwach atmosfery są zawsze znaczne; tak np. szybkość ruchu chmur pierzastych (cirrus) dochodzi do 20 lub 30 metrów na sekundę.

Ruch
chmur.

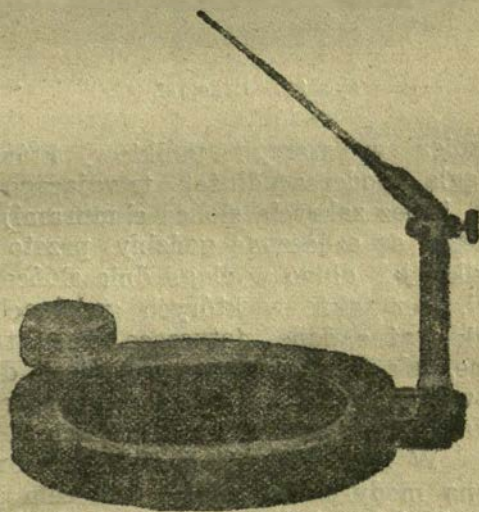
Do pomiaru ruchu i szybkości biegu chmur posługujemy się przyrządem, t. zw. nefoskopem (rys. 31). Składa się on ze zwierciadła ze szkłem zaczernionem, na którym nakreślona jest róta wiatrów (porównaj ryc.). Obraz chmury, odbity w zwierciadle, pozwala obserwatorowi (przy pomocy ruchomego wizera) śledzić jej posuwanie się.

Oprócz rodzaju chmur, pokrywających niebo oraz kierunku ich biegu, ważnym czynnikiem jest ich ilość, czyli stopień, t. zw. „zachmurzenia“, a także okres czasu, w ciągu którego słońce świeciło jasno, nie będąc zakrytem przez chmury, czyli liczba godzin usłonecznienia.

Zachmu-
rzenie.

Stopień zachmurzenia oznaczamy na oko w ten sposób, że oceniamy, jaka część powierzchni nieba pokryta jest chmurami i wyrażamy to liczbami od 0 do 10; przytem niebo zupełnie wolne od chmur oznaczamy liczbą 0, a niebo całkowicie pokryte chmurami — liczbą 10. Np. stopień zachmurzenia 6

oznaczałby, że sześć dziesiątych części nieba pokryte są chmurami i t. d. Jest to metoda jednak mało ścisła i przedstawiająca znaczne pole dla indywidualnych błędów obserwatora.



Ryc. 31. Nefoskop.

Do pomiaru czasu usłonecznienia używamy specjalnych przyrządów, z których najczęściej stosujemy na stacjach meteorologicznych t, zw. *heliograf*, syst. Campbell'a*). Najważniejszą częścią składową tego przyrządu jest pełna kula szklana (r. 32), doskonale odrobiona, która działa, jako soczewka skupiająca i zbiera w ognisku padające na nią promienie słoneczne; ponieważ



Ryc. 32. Heliograf.

słońce zmienia w ciągu dnia swoje położenie na niebie w kierunku od wschodu ku zachodowi, przeto położenie ogniska tej soczewki również jest zmienne i opisuje pewną linię ogniskową. Otóż w tem miejscu, gdzie wypada ta linia ogniskowa, umieszczony jest w przyrządzie specjalny pasek grubszego papieru tak wygięty i w takim położeniu, aby linia ogniskowa wypadła całkowicie na jego powierzchni; wtedy słońce będzie przepalało

papier w szeregu punktów, które dadzą wypaloną linię ciągłą podczas dłużej trwającego pełnego usłonecznienia, (t. j. bez zakrycia słońca chmurami). Ponieważ na owym papierze są oznaczone godziny, przeto można łatwo określić nie tylko, jak długo w ciągu dnia słońce nie było pokryte chmurami, lecz także w których godzinach. Tą drogą uzyskujemy tak ważne dane, dotyczące czasu trwania usłonecznienia; są one, jak wiadomo, bardzo doniosłe dla uprawy roślin w rolnictwie, ogrodnictwie i t. d., pozwalając wnioskować o ilości ciepła, dostarczanego przez insolację.

W heliografie Campbell'a wprowadził Dr. I. Kosiński pewną modyfikację, mającą na celu przystosowanie tego przyrządu także i do pomiarów tych ilości ciepła, które dostarcza insolacja; zmodyfikowany ten przyrząd nazwał Dr. Kosiński heliodynamometrem. Mianowicie, zamiast opisanego paska papieru, umieszczanego w heliografie w położeniu linii ogniskowej, wprowadza Dr. Kosiński w tem samym położeniu pęk dziesięciu pasków papieru, razem spiętych, które mają być,

*) p. „Instrukcja dla Stacji Meteorologicznych Sieci Polskiej. — Warszawa 1920 — str. 47 i n.

o ile możności jednakowe nie tylko pod względem wielkości, grubości i t. d., ale zwłaszcza co do ilości ciepła, potrzebnego do ich przepalenia; na paskach tych znajdują się również linie, wyznaczające czas. Otóż jasnym jest, że w miarę silniejszej insolacji, słońce przepali większą liczbę pasków w tym pęku, czyli przepali go głębiej; w naszym klimacie nie zdarza się przepalenie wszystkich 10-ciu używanych przez D-ra Kosińskiego papierów. Według liczby przepalonych pasków można ocenić ilość ciepła, dostarczonego w każdej chwili przez insolację, jeżeli zapomocą poprzedniego porównania z odpowiednim przyrządem mierniczym (n. p. pyrliometrem Angström'a) oznaczymy ilość kalorii, potrzebnych dla przepalenia jednego, albo dwóch, albo trzech i t. d. papierków (przyjęcie proporcjonalności liczby kalorii do liczby przepalonych pasków byłoby tu ryzykownem). Przytem trzeba mieć na uwadze trudność sporządzania dostatecznie jednakowych papierów, zwłaszcza w różnych serjach ich wyrobu i dlatego takie porównawcze oznaczania musiałyby być przeprowadzane częściej. W każdym razie heliograf Campbell'a w modyfikacji Kosińskiego powinien dostarczyć sposobu pomiaru insolacji ze ścisłością, wystarczającą dla praktycznych celów uprawy roślin.

Deszcz.

Przy kondensacji pary wodnej w chmurach i mgłach powstają, jak powiedzieliśmy, kropelki wodne bardzo drobne. Kropelki te łączą się wzajemnie i tworzą krople większe, które wskutek łatwiejszego przecięcia oporu powietrza mogą, opadając, dochodzić do ziemi; wtedy powstaje deszcz. Krople deszczu mogłyby powiększać się podczas swego spadania, gdy przechodzą przez cieplejsze od nich, a zarazem wilgotne warstwy powietrza; odbywać się to może przez skraplanie pary wodnej po drodze, czemu jednak musi równocześnie przeciwdziałać pewne ogrzewanie się kropli, wskutek uwalnianego ciepła utajonego przy skraplaniu. Częściej zdarza się, że krople podczas spadania zmniejszają się wskutek parowania tak, że nawet nie dochodzą do ziemi.

Powstawanie deszczu.

Krople deszczowe posiadają wymiary bardzo rozmaite: od wielkości średnicy około dziesiątej części milimetra do 5 mm. i wyżej (kropliste deszcze, towarzyszące burzom). Najczęściej zdarzają się rozmiary 1 — 3 mm. w średnicy (do 0.014 gr. ciężaru). Jako granicę trzeba by przyjąć 0.2 gr. czyli 7.2 mm. średnicy, gdyż przy pomiarach, dokonanych przez Wiesner'a, spadające w powietrzu większe krople wody dzieliły się na mniejsze

Wielkość kropli deszczowych.

(0.2 gr. ciężaru) przy wysokości spadku 22 cm. Uzupełniając przytoczone powyżej szybkości prądu wstępującego, potrzebne do podtrzymania w zawieszeniu kropli wody różnych wielkości, podajemy tutaj analogiczne dane dla kropeł większych: dla średnicy kropli 0.5 mm. 3.5 m/s, dla średnicy 1.0 mm. 4.4 m/s, dla średnicy 2.0 mm. 5.9 m/s, dla średnicy 4.0 mm. 7.7 m/s itd.

Temperatura spadającej wody deszczowej jest zwykle niższą (do 3°) od temperatury powietrza. Dla tego też można się z tem liczyć, jako z czynnikiem, mogącym powodować pewne ochłodzenie roli, zwłaszcza, jeżeli brać pod uwagę wzmożenie parowania po deszczu. Jeżeli deszcz pochodzi z warstw stosunkowo cieplejszych i następnie, spadając, przebiega przez warstwy niższe, a dostatecznie zimne, to może dochodzić do ziemi albo w postaci zmarzniętych, jasnych kulek lodowych niewielkiej średnicy (np. 1 — 1.5 mm.), które budową swoją zresztą wcale nie przypominają gradu, albo też spada na ziemię, jako woda przechłodzona, która natychmiast zmarza przy zetknięciu z przedmiotami na ziemi (gołoledź).

Woda deszczowa nie jest nigdy tak czystą, jak np. woda destylowana. Pomijając różne pyły, czy to mineralne, czy organiczne, unoszące się w powietrzu, które deszcz, splukując, zabiera z sobą, zwłaszcza w pierwszych kroplach, zaznaczyć trzeba, że deszcz zabiera z powietrza niektóre gazy, jakie znajdujemy w wodzie deszczowej. Na uwagę, tak pod względem jakościowym, jak i ilościowym, zasługują tutaj związki azotowe, które woda deszczowa w ten sposób dostarcza ziemi, a w pierwszym rzędzie amoniak i kwas azotowy. Według kilkumastoletnich pomiarów zawartości azotu w wodzie opadowej, czynionych w Obserwatorium w Montsouris pod Paryżem (1876 — 1892), ilość amoniaku waha się dość znacznie w różnych miesiącach i bywa największą w miesiącach zimowych, a najmniejszą w miesiącach letnich; natomiast zawartość kwasu azotowego jest znacznie więcej stałą. Wyjaśnia to bliżej zestawienie następujące, podające z powyższych pomiarów dla oddzielnych miesięcy zawartość tych związków w wodzie opadowej w miligramach na liter wody:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Amoniak . . .	2.6	2.0	2.3	2.0	1.8	1.5	1.4	1.8	1.9	1.9	2.0	2.1
Kw. azotowy . .	0.7	0.7	0.6	0.8	0.7	0.6	0.7	0.7	0.8	0.8	0.7	0.8

Ilość azotu, zawartego w amoniaku, wynosi według tych pomiarów 1.89 mgr. na liter wody rocznie, a w kwasie azotowym 0.73 mgr., razem więc 2.62 mgr. na liter w całym roku.

Przyjmując dla Paryża roczną wysokość opadu 550 mm. (czyli 550 litrów na 1 m²), znajdziemy, że powierzchnia 1 ha otrzymuje tam następującą ilość azotu przez wodę opadową rocznie: $2.62 \times 550 \times 10.000 = 14.410.000$ mgr. = 14.41 kgr.

Jest to ilość, posiadająca znaczenie w stosunku do zapotrzebowania gleby pod względem nawożenia azotowego.

Śnieg; krupy; grad.

Podczas kondensacji pary wodnej w atmosferze przy odpowiednio niskiej temperaturze para może **Śnieg.** przechodzić odrazu w stan stały. Prowadzić to może do powstawania *śniegu*, którego płatki tworzą się przez łączenie się wzajemne i spajanie oddzielnych kryształków; płatki te posiadają znane rozliczne formy i dochodzą do rozmiarów paru centymetrów. W bardziej niskich temperaturach (np. niżej — 15° lub — 20°), kiedy śnieg jest suchy, podobne łączenie się i spajanie oddzielnych kryształków jest więcej utrudnione i wtedy śnieg spada w postaci drobnych cząstek (pyłu).

W naszym klimacie śnieg spada najczęściej przy temperaturach w pobliżu 0° (z obu stron tego punktu); procentowo najwięcej śniegów wypada przy temperaturze pomiędzy — 2° i + 2°. W różnych klimatach obserwowano w pojedynczych wypadkach, jakkolwiek rzadko, śnieg przy temperaturze — 30° (północno-wschodnia Syberja), jak i przy temperaturze około + 10°.

Ilość opadu śniegowego mierzymy przedewszystkiem, jako ilość wody, otrzymanej z jego stopienia, wyrażając ją, jak i dla deszczu, w milimetrach. T. zw. *gęstość śniegu*, t. j. stosunek między grubością warstwy śniegu, a grubością warstwy wody z niego otrzymanej, jest zmienny, zależnie od tego, czy śnieg jest więcej lub mniej „puszysty“ oraz czy jest to śnieg świeżo spadły, czy też dawniej leżący. Dla śniegu świeżo spadłego można przyjąć ten stosunek około $\frac{1}{10}$, t. j. że, okrągło licząc, 1 cm. warstwy śniegu dałby 1 mm. warstwy wody; dla śniegu zleżającego ten stosunek będzie oczywiście inny, np. 0.3, ponieważ gęstość takiego śniegu jest oczywiście większą, niż dla świeżo spadłego. Skład wody, ze śniegu otrzymywanej jest zasadniczo taki sam, jak wody deszczowej; śnieg zawiera cokolwiek więcej amoniaku, niż deszcz.

Oprócz ilości wody, którą daje śnieg świeżo spadły, mierzymy przy spostrzeżeniach meteorologicznych także grubość

pokrywy śnieżnej*). Do pomiarów tych używamy, jako śniegoskazu, odpowiedniej łąty drewnianej, wkopanej w ziemię w położeniu pionowym i zaopatrzonej w podziałyki centymetrowe. Oprócz tego stacje meteorologiczne notują od czasu do czasu gęstość śniegu dawniej leżącego (przez topnienie oznaczonej objętości śniegu, wyciętej z pokrywy śnieżnej) oraz głębokość zmarznięcia ziemi. No podstawie pomiarów pokrywy śnieżnej, dokonywanych przez stacje meteorologiczne, Państw. Instytut Meteorologiczny wydaje w okresie zimowym tygodniowe mapy rozkładu szaty śnieżnej w Polsce.

Pomiary te posiadają znaczenie nie tylko dla meteorologii, ale również w wysokim stopniu ze względów rolniczych, jak np. wpływ szaty śnieżnej na zmarzanie ziemi oraz wogóle na temperaturę roli i roślin, ochrona zasiewów przed działaniem zimnych wiatrów i t. d. Również i dla hydrologii posiadają te pomiary bardzo doniosłe znaczenie, np. ze względu na odpływanie wód wiosennych, możliwość wylewów i t. d. Odnosnie do wpływu szaty śnieżnej na temperaturę roli i roślin przypomnieć trzeba, że śnieg jest złym przewodnikiem ciepła; śnieg przewodzi ciepło 2000 razy słabiej, niż miedź, 3 razy słabiej, niż woda, a 10 razy słabiej, niż lód w taflach.

Inna forma opadów — t. zw. *krupy*, składają się z białych ziarenek zbitego śniegu, o kształtach nieforemnych, najczęściej okrągłych o średnicy 3—5 milimetrów, czasami posiadających powłokę lodową. Razem z krupami pada często śnieg lub też następuje w dalszym ciągu po ustaniu krup. Krupy wypadają najczęściej przy temperaturach bliskich 0°; w naszym klimacie zdarza się ten rodzaj opadu najczęściej wczesną wiosną (marzec, kwiecień) lub i później podczas wspomnianych powyżej powrotów zimna.

Grad. Specjalną postać opadu stanowi *grad*, zasługujący na pilną uwagę ze względu na te szkody, które często przynosi rolnictwu i ogrodnictwu. Grad składa się z kawałków lodu o kształtach nieprawidłowych, zwykle kulistych lub jajowatych. Rozmiary bryłek gradowych (zwanych czasami *gradzinkami*) wahają się najczęściej od 5 do 15 milimetrów, jakkolwiek nieraz dochodzą też do wielkości jajko kurzego, lub pomarańczy. Budowa bryłek gradowych jest koncentryczna w ten sposób, iż składają się one

*) P. „Instrukcja dla Stacji Meteorologicznych Sieci Polskiej” — Warszawa 1920 — str. 58—60.

najczęściej z wewnętrznego jądra o konsystencji więcej gąbczastej (jakby zbity płatek śniegu); takie jądro otaczają warstwy lodu łupiące się, naprzemian przezroczyste i nieprzezroczyste; czasami otoczone jest to wszystko jeszcze powłoką lodu przezroczystego. Temperatura gradu jest o parę stopni niższa od 0°; bywały obserwowane grady, których temperatura sięgała do — 10° w wyjątkowych razach. Grad pada często ukośnie, towarzyszy mu zazwyczaj deszcz, który jednak spada w większej ilości zwykle po gradzie tak, że grad osiąga roślinę jeszcze niedość zmoczoną. Obydwie te okoliczności powiększają szkodliwość gradu. Przed gradem daje się słyszeć w chmurze gradowej specjalny, charakterystyczny szum.

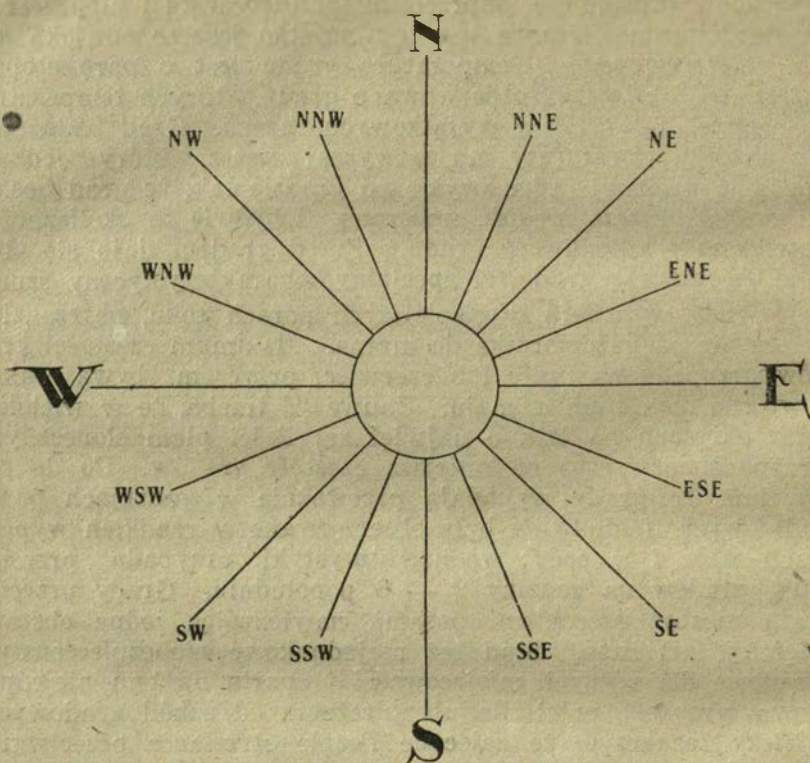
Grady wypadają w cieplejszych porach roku, najrzadziej w okresie od października do marca. Maximum częstości gradów przypada na lipiec lub czerwiec, przyczem bywa także i wtórne maximum w maju. Zauważyć trzeba, że w wieloletnich okresach na lata o największej ilości plam słonecznych przypada zazwyczaj najmniejsza częstość gradów. Co do pory dnia, to grady wypadają przeważnie w godzinach popołudniowych, jakkolwiek były obserwowane w rzadkich wypadkach także i w nocy; według statystyki przypada przeszło 60% gradów na godziny 2 — 6 popołudniu. Grady przeciągają niezbyt szerokimi pasami, nawiedzając jedne obszary częściej, niż inne. Stąd też niejednakowe niebezpieczeństwo gradowe dla różnych miejscowości i oparta na tem niejednakowa wysokość opłat dla ubezpieczenia od szkód gradowych. Należy zaznaczyć, że zalecane licznie strzelanie przeciwgradowe, jako ochrona przed gradem, nie okazało się dostatecznie skutecznem.

5. Ruch powietrza i wiatry.

Poziomy ruch powietrza czyli *wiatry* — w odróżnieniu od prądów pionowych, konwekcyjnych wstępujących i zstępujących — określamy za pomocą ich kierunku i prędkości. Kierunek wiatru oznaczamy według tej strony horyzontu, z której wiatr wieje. Dla wyrażenia kierunków używamy w meteorologii przyjętej nomenklatury międzynarodowej (według angielskiego), w której cztery główne kierunki oznaczone są: N — północ, E — wschód, S — południe i W — zachód. Z kombinacji tych czterech liter układamy znaki dla kierunków pośrednich, jak np. NE — północno-wschodni, lub NNE północno-północno-wschodni, albo ENE — wschodnio-północno-wschodni i t. d. Wszystkich kierunków rozróżniamy 16, a miano-

**Kierunek
i prędkość
wiatru.**

wicie: N, NNE, NE, ENE, E; ESE; SE, SSE; S; SSW; ŚW;
WSW, W, WNW, NW i NNW. (ryc. 33).



Ryc. 33. Róża wiatrów.

Prędkość wiatru wyrażamy w metrach na sekundę, a do praktycznej oceny używamy także 12-stopniowej skali Beaufort'a następującej:

- 0 = cisza zupełna,
- 1 = wiatr bardzo słaby; dym podnosi się prosto w górę.
- 2 = wiatr dość słaby, odczuwa się go na twarzy,
- 3 = wiatr słaby, porusza liście,
- 4 = wiatr umiarkowany, porusza gałązki, unosi ubranie.
- 5 = wiatr średni, porusza gałęzie, odczuwa się go silniej na twarzy.
- 6 = wiatr dość mocny, porusza całe gałęzie,
- 7 = wiatr mocny, porusza słabsze pnie,
- 8 = wiatr bardzo mocny, porusza pnie, tamuje ruch swobodny.
- 9 = wichur, przemosi niezbyt wielkie przedmioty,

10 = wicher gwałtowny, łamie gałęzie,

11 = wicher nader gwałtowny, łamie pnie,

12 = huragan, rozwała kominy, wyrzywa drzewa z korzeniami.

Wichry o sile, odpowiadającej stopniom 11 i 12 skali Beaufort'a zdarzają się w Polsce bardzo rzadko. Ocena burzy rozpoczyna się od stopnia 6.

Oprócz prędkości wiatru określamy także jego ciśnienie, które wyrażamy w kilogramach na metr kwadratowy. Między temi wielkościami istnieje związek, a mianowicie taki, iż ciśnienie wiatru rośnie proporcjonalnie do kwadratu jego prędkości. Związek ten można przedstawić dość dobrze następującym wzorem: $p = a \times v^2$, gdzie p wyraża ciśnienie wiatru, v — jego prędkość, zaś a jest pewnym stałym współczynnikiem, którego wartość zależy zarówno od prędkości wiatru, jak i od wielkości powierzchni, na którą ciśnienie wiatru jest wywierane (np. 0.7 do 0.9 według Langley'a, gdy ciśnienie wyrazimy w $\frac{\text{kg.}}{\text{m}^2}$, a prędkość w $\frac{\text{m}}{\text{sek.}}$).

Przy spostrzeżeniach meteorologicznych używamy wiatromierza Wild'a (ryc. 34), który pozwala na oznaczenie kierunku wiatru oraz ocenę jego prędkości.

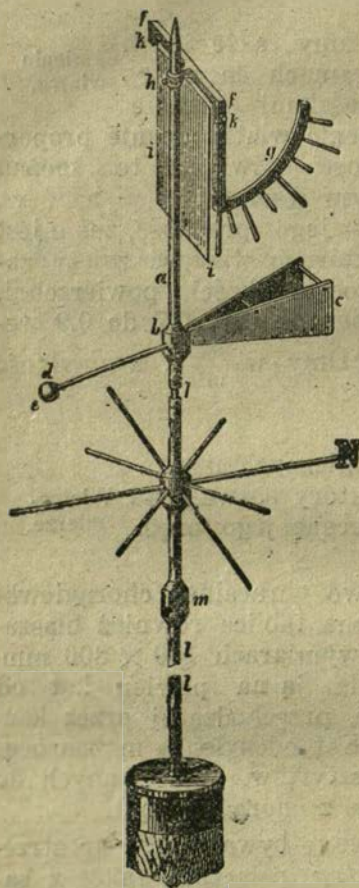
Przyrząd ten składa się z łatwo obracalnej chorągiewki blaszanej, z którą jest stale połączona tablica również blaszana o dokładnym ciężarze 200 gr. i wymiarach 150×300 mm. tak, że wiatr w nią uderza, i odchyła ją na pewien kąt od położenia pionowego w płaszczyźnie, przechodzącej przez każdorazowy kierunek chorągiewki. Kąt odchylenia można ocenić z odległości za pomocą 8-miu sztyftów, umocowanych do łukowego pręta, też stale połączonego z chorągiewką*).

Obok wiatromierza Wild'a używane bywają przy spostrzeżeniach meteorologicznych *anemometry*, połączone także z samopiszącym urządzeniem elektrycznym i dające średnią prędkość wiatru, lub też i jego kierunek (ryc. 35)**).

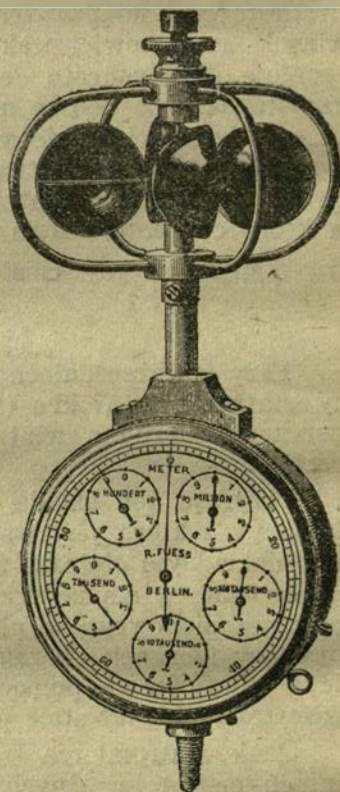
*) Związek, jaki zachodzi pomiędzy wartością prędkości wiatru, a kątem odchylenia tablicy, t. j. numerem porządkowym odpowiedniego sztyftu, znajdzie czytelnik w przytoczonej powyżej „Instrukcji dla Stacji Meteorolog.” str. 38.

**) Odnosnie do używania i umieszczenia wiatromierzy por. „Instrukcja dla Stacji Meteorologicznych” — Warszawa 1920 — str. 35—43.

Zmiana prędkości rośnie wraz z wyniesieniem nad powierzchnię ziemi. Wzrost ten pozostaje w związku ze zmieniającym się ku górze tarcieciem warstw powietrza, z wielkiem tarcieciem o powierzchnię gruntu oraz z temi przeszkodami, jakie stanowią dla wiatru w znacznym stopniu nierówności terenu. Np. pomiary i ob.



Ryc. 34. Wiatromierz Wilda.



Ryc. 35. Anemometr Robinsona.

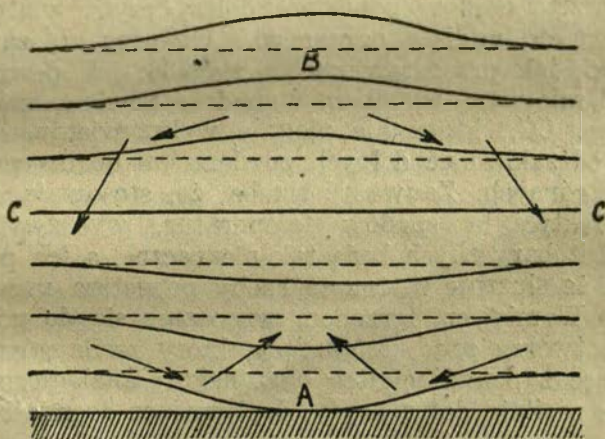
liczenia, dokonane przez Hellmann'a w Nauen koło Berlina, dają następujące średnie roczne prędkości wiatru w różnych wysokościach blisko powierzchni gruntu:

Wysokość w m.	0	5	10	15	20	25	30
Prędkość w $\frac{m}{S}$	1.35	4.05	4.53	4.85	5.15	5.33	5.50

Wspomnieć też trzeba, że obserwacje chmur pierzastych, które się unoszą w wysokościach około 10 km. lub wyżej, dały prędkości wiatru, dochodzące do $30 \frac{m}{s}$.

Najgłówniejszą przyczyną powstawania wiatrów jest naruszenie równowagi w atmosferze, przez nierównomierny rozkład temperatur w kierunku poziomym. Gdyby nawet temperatury zmieniały się w atmosferze, ale tylko w kierunku pionowym, mianowicie, rosnąc ku górze, to i wtedy nie byłoby jeszcze powodu do ruchu powietrza, podobnie, jak np. nie powstaną prądy konwekcyjne w naczyniu z wodą, ogrzewaną od góry. Natomiast, jeżeli temperatura powietrza będzie się zmieniała w kierunku poziomym, wtedy równowaga, o której mowa, zostanie naruszona. Podobnie, jak w płynach, tak i w atmosferze dla zachowania równowagi pod działaniem siły ciężkości potrzeba, aby ciśnienia w tym samym poziomie były jednakowe, inaczej mówiąc, aby powierzchnie jednakowych ciśnień (w atmosferze powierzchnie t. zw. izobaryczne) w różnych wysokościach były poziome, t. zn. prostopadłe do kierunku działania siły ciężkości. Inaczej powstaną warunki analogiczne do warunków równi pochyłej. Przy wykrzywieniu powierzchni izobarycznych powietrze zacznie słuwać w kierunku tych pochyłości, a prędkość tego ruchu będzie zależną od wielkości tych nachyleń.

Powsta-
wanie-
wiatrów.



Ryc. 36.

Układ powierzchni izobarycznych nad środkiem ogrzany.

Przypuśćmy, że w miejscu A (ryc. 36), nastąpiło większe nagrzanie powierzchni gruntu, niż w innych miejscowościach. Powstające wskutek tego wznoszenie się powietrza ogrzanego

spowoduje także ogrzanie się słupa powietrza, stojącego nad miejscem A i sięgającego od poziomu A np. do poziomu B.

Wtedy cały ten słup rozszerzy się, t. j. górna granica jego masy, sięgająca przedtem poziomu B, obecnie przesunie się w górę; znaczy to, że z całej masy powietrza słupa AB pewna ilość, która przedtem pozostawała poniżej poziomu B, obecnie przejdzie powyżej tej granicy, a wskutek tego masa powietrza *nad poziomem B* przyrośnie. Barometr, umieszczony w B, wskaże w takich warunkach przyrost ciśnienia, a barometr, umieszczony w A, nie odczuje na razie jeszcze żadnej zmiany. Bezpośrednim następstwem takiego stanu rzeczy będzie to, że górne powierzchnie izobaryczne, które przedtem były poziome (na ryc. 36 linje kropkowane), obecnie z natury tych zmian uwypuklą się nad miejscem B, t. j. *w górze* nad miejscem ogrzaniem. Taki układ nie pozostanie jednak trwałym, bo oto podobne wykrzywienie izobar sprowadzi wspomniane poprzednio warunki odpływania powietrza, które istotnie zaczną odchodzić na boki, np. w B, t. j. z ponad miejsca ogrzanego; będą to wiatry górne. W związku z tem zmniejszy się masa powietrza, cisnącego nad poziomem A; ciśnienie tam się obniży, barometr tam umieszczony zacznie wskazywać mniejsze ciśnienia. W następstwie, powierzchnie izobaryczne dolne też wykrzywią się podobnie, jak poprzednio górne, tylko w przeciwnym kierunku, t. j. zakłęsną nad miejscem ogrzaniem. Powstanie przeto dopływ powietrza dołem, czyli wiatry dolne w kierunku do miejsca ogrzanego. Utworzy się zatem stan rzeczy taki, jak przedstawiony na ryc. 36. W pewnej wysokości nad miejscem ogrzaniem wypadnie powierzchnia izobaryczna, np. CC₁, która nie ulegnie wykrzywieniu, stanowiąc przejście od zakłęśnięć dolnych powierzchni do uwypukleń powierzchni górnych. Zauważyć trzeba, że, stosownie do zachodzących faktycznie spadów temperatur, wykrzywienia powierzchni izobarycznych będą tak nieznaczne, a ich pochylenia tak małe, że słusznie można te ruchy powietrza uważać, jako poziome. W miejscu ogrzaniem wznoszące się do góry ciepłe powietrze tworzy *prąd wstępujący*, który zasila górne prądy, odpływające z ponad miejsca ogrzanego; analogiczne *prądy zstępujące* zasilają dolne prądy, dopływające do miejsca ogrzanego.

Zależność kierunku i prędkości wiatru od układu izobar.

Wyobraźmy sobie, że wykreślamy linje przecięcia którejkolwiek z takich powierzchni izobarycznych na różnych wysokościach z powierzchnią poziomą na tej samej wysokości; otrzymamy wówczas dla danego momentu układ linji izobarycznych w tym poziomie, (mp. w poziomie morza). Otóż z poprzedzającego wynika

jasno, że wiatry, wiejące wówczas, będą miały w każdym poziomie kierunek od miejsc o wyższym ciśnieniu do miejsc o ciśnieniu niższym; jak np. w poziomie dolnym, będzie to ruch powietrza do miejsca ogrzanego. Prędkość wiatrów zależy będzie oczywiście od spadu tych ciśnień, t. j. od wspomnianego powyżej gradientu barometrycznego i będzie rosła wraz z nim. Taki ruch powietrza będzie dążył do przywrócenia równowagi, naruszonej wskutek różnic temperatur.

Ruch powietrza, pod wpływem różnic ciśnień, powinien odbywać się w kierunku największych gradientów, t. j. w kierunku prostopadłym do izobar, w tym bowiem kierunku spadki ciśnień są największe. Jednak obrót ziemi naokoło osi sprawia, że wiatry odchylają się od tych kierunków na pewien kąt, zależny m. i. od szerokości geograficznej. Mianowicie, mechanika udowadnia, że pod wpływem tego obrotu ziemi jakiegokolwiek ciało, poruszające się na jej powierzchni, doznaje odchylenia od kierunku swego ruchu *na prawo* (dla patrzącego zgodnie z kierunkiem tego ruchu) *w półkuli północnej*, a *na lewo* w półkuli południowej. W ten sposób, ciało, wyrzucone naprz. w kierunku z północy na południe, odchyli się w półkuli północnej ku zachodowi, a w półkuli południowej ku wschodowi.

Odchylenie kierunku wiatru wskutek obrotu ziemi.

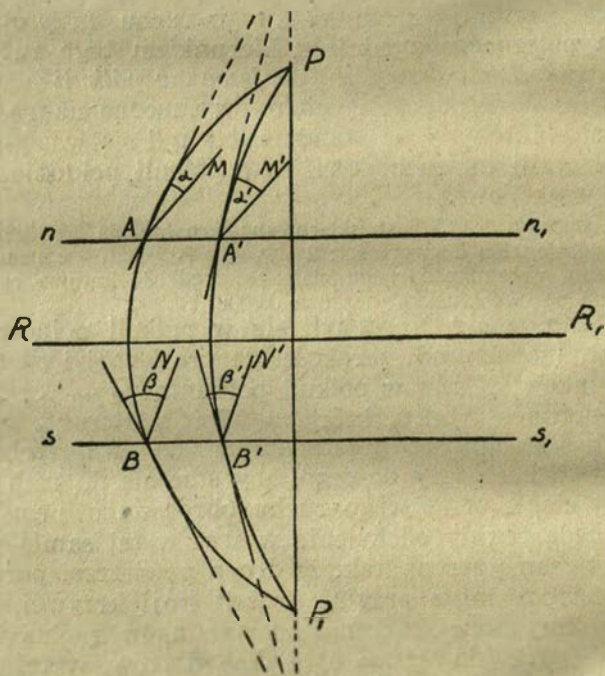
Siła odchylająca *) jest skierowana prostopadle do kierunku ruchu i jest proporcjonalną do wartości: $2 \omega \cdot v \cdot \sin \varphi$, gdzie φ oznacza szerokość geograficzną, v prędkość ruchu ciała, ω prędkość kątową ruchu obrotowego ziemi na około osi, wynosząca 0.000073.

Tak np. wiatr N odchyli się w półkuli północnej na pewien kąt, (zależny od szerokości geograficznej i od prędkości), ku kierunkowi NE, a w półkuli południowej — ku NW i t. d. Zatem kierunek wiatru, który, zgodnie z kierunkiem gradientu, ma być zasadniczo prostopadłym do linii izobarycznych, w rzeczywistości dąży do tego, aby stać się do nich stycznym. Wskutek ciągle trwającego ruchu obrotowego ziemi nieustannie też będą trwały odchylenia wiatru w tej samej półkuli zawsze w tę samą stronę tak, że droga powietrza, poruszającego się z wiatrem, może przyjąć kształt linii krzywej, mniej lub więcej zakrzywionej, zależnie od warunków ruchu. Tylko na równiku (gdzie $\sin \varphi = 0$) i dla wiatrów, w tej szerokości geograficznej pozostających, a więc czysto wschodnich lub czysto zachodnich to odchylenie będzie równe zeru.

Obrót ziemi sprawia, że ciągle zmienia swoje położenie w przestrzeni ten punkt na powierzchni ziemi, do którego jest skierowany ruch mas powietrza, poruszonych przez spadek ciśnień;

*) t. zw. siła Coriolisa.

na mocy bezwładności te masy starają się jednak zachować w przestrzeni kierunek swego ruchu. Ponieważ kierunki na powierzchni ziemi określamy przez porównanie z pewnymi kierunkami, obranymi na tej powierzchni, jako podstawowe w tym względzie (np. linja południowa), te zaś kierunki zmieniają swoje położenie w przestrzeni wskutek obrotu ziemi, przeto jasnym jest, że kąt, utworzony przez taki kierunek podstawowy (w przestrzeni, jak widzieliśmy, zmienny) z kierunkiem oznaczanym (w przestrzeni niezmiennym) czyli t. zw. *azymut* (pozorny) musi też ulegać zmianom. Równocześnie obserwator, uczestnicząc w ruchu obrotowym ziemi, nie może go dostrzedz i przeto odbiera wrażenie, że zauważone przez niego zmiany w azymutach pochodzą z odchylenia kierunku obserwowanego, a nie — jak jest istotnie — z odchylenia w przestrzeni kierunku podstawowego.



Ryc. 37.

Odchylenia wskutek ruchu obrotowego ziemi.

Odchylenia wskutek ruchu obrotowego ziemi można przedstawić poglądowo, jak na ryc. 37.

Niech PP_1 będzie na tym rysunku osią obrotu ziemi, linje RR_1 oraz mm_1 i ss_1 niech będą linjami przecięcia płaszczyzny rysunku z równikiem względnie z równoleżnikami, łuki $PABP_1$ i $PA'B'P_1$ niech przedstawiają kolejne położenia tego samego południka ziemskiego podczas obrotu ziemi; wtedy linje styczne do tych łuków w punktach A i A' lub B i B' będą linjami południowemi tych punktów, a punkty A' i B' będą temi położeniami, które wskutek obrotu ziemi przyjmą punkty A lub B . Nadto linje AM i BN niech przedstawiają kierunki oraz drogi w jednostce czasu pewnych ruchów, np. powietrza, wychodzącego z punktu A lub B ; wtedy równoległe do poprzednich linje $A'M'$ i $B'M'$ przedstawiają położenia w przestrzeni tych obu ruchów w tym momencie, kiedy wskutek obrotu ziemi punkt A przyjdzie do A' , a B do B' . Otóż widać z rysunku, że dla ruchu AM azymut jego kierunku, początkowo kąt a , stał się teraz kątem a' , t. j. w stosunku do południka kierunek tego ruchu odchylił się na kąt a' — a i mianowicie *na prawo* według powyżej ustalonych określeń; w taki sam sposób stwierdzimy, że ruch BN doznał odchylenia *na lewo*.

Odchylenie wiatru w prawo w półkuli północnej, a w lewo w półkuli południowej w połączeniu z tem, że według rozkładu ciśnień wiatry powinny wiać od ciśnień wyższych ku niższym, pozwala ustalić następującą regułę, wprowadzoną przez Buys-Ballot'a (t. zw. baryczne prawo wiatrów): „Jeżeli staniemy plecami do wiatru, to maximum ciśnienia powietrza znajdziemy ku tyłowi na prawo w półkuli północnej, ku tyłowi na lewo w półkuli południowej, zaś minimum ciśnienia — ku przodowi na lewo w półkuli północnej, a ku przodowi na prawo w półkuli południowej.

**Reguła
Buys-Bal-
lot'a.**

Jako przykład omówionego układu wiatrów, w związku z rozkładem temperatur można przytoczyć wiatry t. zw. *passaty* oraz *przeciwpassaty*. Są to wiatry stateczne, które powstają wskutek silnego ogrzania pasa międzyzwrotnikowego i stałej różnicy temperatur między tym obszarem i wyższemi szerokościami geograficznymi. Mianowicie, w rozkładzie temperatur na kuli ziemskiej, wypada obszar najwyższych temperatur po obu stronach równika; w kierunku obu biegunów temperatury maleją. W ten sposób powstaje układ warunków, analogicznych do przedstawionego na ryc. 37; miejscu silnie ogrzanemu A odpowiada w tym wypadku wspomniany pas wysokich temperatur. Wskutek tego, jak już wiemy, powstać muszą dolne wiatry, wiejące ku miejscu ogrzanemu, t. j. ku równikowi w obu półkulach: wiatr N w półkuli północnej i wiatr S w pół-

**Passaty
i przeciwp-
passaty.**

Kuli południowej; nadto powstaną też wiatry górne, odprowadzające powietrze górą z ponad miejsca ogrzanego też po obu stronach równika, a m. górny wiatr S w półkuli północnej i górny wiatr N w półkuli południowej. Jednak odchylenie wskutek obrotowego ruchu ziemi sprawia, że dolny wiatr N w półkuli północnej zamieni się na wiatr NE — passat półkuli północnej, a dolny wiatr S w półkuli południowej przejdzie na wiatr SE — passat półkuli południowej; w podobny sposób powstają górne wiatry t. zw. przeciwpassaty w obu półkulach nad passatami. Pomiedzy obszarami obu passatów, w pobliżu równika istnieje t. zw. pas ciszy równikowej, gdzie zdarzają się tylko słabe wiatry, oraz bardzo znaczne opady (wskutek silnych prądów wstępujących). Ponieważ wymieniony układ temperatur trwa stale, obydwa te passaty są wiatrami, wiejącymi statecznie na oceanach, gdzie niema zakłóceń z powodu obecności lądów, które rozgrzewając się silniej, niż woda, mogą wprowadzać pewne modyfikacje w układzie najwyższych temperatur i wyginać odpowiednio izotermy (np. ląd azjatycki nad oceanem Indyjskim).

Wskutek odpowiedniego stanowiska ziemi względem słońca, powodującego zmiany pór roku, pas najwyższych temperatur przesuwa się w okresie od lata ku zimie cokolwiek ku półkuli południowej, a odwrotnie ku półkuli północnej w okresie od zimy ku latu. Razem z nim przesuwa się też i obszar obu passatów, jakkolwiek niezbyt w wielkich granicach, jak to widać z następującego:

A. Średnie granice obszaru passatów w marcu:

	Ocean Atlantycki	Ocean Spokojny
Passat NE	26°—3° szer. półn.	25°—5° szer. półn.
Pas ciszy	3° szer. półn. do równika	5°—3° „ „
Passat SE	równik—25 szer. połdn.	3° szer. półn.—28 sz. płd.

B. Średnie granice obszaru passatów we wrześniu:

	Ocean Atlantycki	Ocean Spokojny
Passat NE	35°—11° szer. półn.	30°—10° szer. półn.
Pas ciszy	11°—3° „ „	10°—7° „ „
Passat SE	3° sz. półn.—25° sz. płdn.	7° sz. półn.—20° sz. płdn.

Przykład wpływu rozkładu temperatur widzimy też w okolicach nadmorskich w układzie okresowych wiatrów morskich i lądowych, zmieniających się w ciągu doby; w ciągu dnia wieje tam w odpowiednich warunkach wiatr od strony morza („bryza morska“) a w ciągu nocy — od strony lądu („bryza lądowa“). Przy-

czyną leży w tem, że woda, jak wiemy, słabiej i wolniej się ogrzewa, a także słabiej i wolniej się ochładza, niż ląd stały; dzienne wahania temperatury na lądzie przekraczają w pewnych warunkach 10° , a na morzu nie przenoszą nawet 2 — 3° . Z takich powodów ląd staje się miejscem więcej ogrzaniem w ciągu dnia, a odwrotnie podczas nocy; stąd też dzienny wiatr morski i nocny lądowy.

ROZDZIAŁ V.

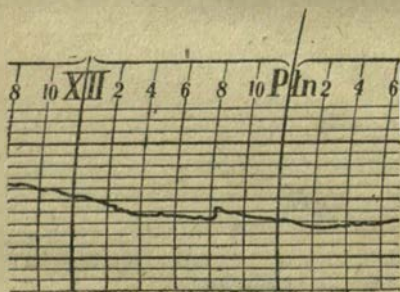
Zjawiska elektryczne i optyczne w atmosferze.

1. Burze.

a) Układ czynników pogody podczas burzy.

Jako *burzę*, rozumiemy pewien układ zjawisk meteorologicznych o charakterze właściwym: przy **Określenie burzy.** atmosferze spokojnej, jednak przygniatającej, ciemne, potężne chmury o sinej barwie, ulewny deszcz kroplisty, porywy wiatru, zmieniającego swój kierunek raptownie, wreszcie błyskawice i grzmoty, często pioruny.

Nie wszystkie te cechy występują zawsze podczas burzy. Nie zawsze poprzedza burzę przygniatający spokojny stan atmosfery, gdyż burze występują i podczas zimy razem ze śniegiem lub krupami; może też nie być podczas burzy deszczu. Czasem też występują wszystkie inne objawy z wyjątkiem zjawisk elektrycznych. Nie zawsze też łatwo określić burzę z całą stanowczością. Aby więc usunąć wszelkie wątpliwości, przyjęto nazywać burzą takie zjawisko meteorologiczne, podczas którego dają się słyszeć grzmoty.



Ryc. 38 „Skok“ burzy.

Zmiany ciśnienia powietrza podczas burzy cechują się początkową powolną zniżką, po której następuje zwyżka raptowna, wynosząca kilka dziesiątych części milimetra, a często cały milimetr lub więcej. Bardzo wyraźnie i typowo wykazuje to barometr samopiszący; taką zwyżkę ciśnienia, właściwą burzy określamy, jako t. zw.

„skok“ burzy (ryc. 38), który powstaje zazwyczaj w początku burzy, kiedy deszcz zaczyna padać.

Burzy towarzyszą też pewne zmiany temperatury, która, jak w lecie — podnosi się powoli z początku a następnie opada, gdy burza już rozwinię się; odpowiednio do tego zmienia się i wilgotność względna, która w czasie kształtowania się burzy maleje, a następnie wzrasta. Również i wiatry doznają zmian: po charakterystycznej początkowej ciszy przed burzą zrywa się i towarzyszy ulewie silny wiatr, zmieniając szybko swój kierunek. Przed burzą pojawiają się często smugi chmur pierzastych, liczne chmury kłębiaste, łącząc się w większe, gęste chmury, które pokrywają powoli całe niebo; po przejściu burzy niebo często wypogadza się.

Zmiany elementów meteorologicznych podczas burzy.

Częstość burz jest różna w różnych szerokościach geograficznych: są one zjawiskiem bardzo częstym, prawie codziennym w okolicach podrównikowych, a natomiast są bardzo rzadkie w okolicach podbiegunowych. W krajach gorących i wilgotnych burze są daleko częstsze, a także gwałtowniejsze, niż w krajach suchych lub zimnych, gdyż większy stopień ciepła i wilgoci sprzyja powstawaniu burz. Z drugiej strony burze są częstsze w górach, niż na równinach, a także częstsze w głębi lądu, niż na wybrzeżach. Powstaje stąd przypuszczenie, że powstawanie burz towarzyszy szybkiemu skraplaniu pary wodnej przy silnych prądach wstępujących, ma co wskazuje też tworzenie się przed burzami licznych i znacznych chmur kłębiastych. Zgadza się to także z tem, że np. w naszych warunkach klimatycznych burze są częste w lecie, a bardzo rzadkie w zimie oraz częstsze w dzień (najwięcej w godzinach popołudniowych), niż w nocy. Burze przenoszą się z miejsca na miejsce; szybkość tego przesuwania się jest bardzo zmienna i różna dla różnego rodzaju burz, jak to można stwierdzić na odpowiednich mapach synoptycznych.

Częstość burz; ich przesuwanie się.

Do najczęściej zdarzających się należą burze t. zw. „cieplne“, które powstają przy wysokiej temperaturze powietrza i znacznej jego wilgotności. Należy przypuszczać, że burze takie są wywoływane przez rodzaj chwiejnej równowagi w atmosferze, gdy zdarzy się znaczna różnica temperatur między dwiema warstwami powietrza, niższą i bezpośrednio nad nią wyższą (wskutek silnego ogrzewania się niższej warstwy drogą insolacji, lub — rzadziej — wskutek silnego oziębienia wyższej warstwy drogą wypromieniowania). W takich warunkach wznoszące się w górę (prądem wstępującym) powietrze ciepłe silnie się oziębi drogą rozprężenia (p. wyżej), będzie skraplało znaczne ilości pary

Rodzaje burz.

wodnej i doprowadzi do opadów; natomiast górne powietrze zimne schodzi do warstw niższych i sprowadza tam obniżenie temperatury. Wprawdzie górne powietrze zimne, schodząc na dół, ogrzeje się w pewnym stopniu wskutek zgęszczenia, lecz, jak to można stwierdzić rachunkiem, zawsze będzie ono jednak posiadało temperaturę nieraz o parę stopni niższą, niż temperatura warstwy niżej położonej, gdzie nastąpi wskutek tego oziębianie. Charakterystyczne jest w tym względzie obniżenie temperatury następujące po burzy nawet i wtedy, kiedy tej burzy nie towarzyszył grad.

Z innych rodzajów burz wspomnieć można burze „depresyjne“, które mogą powstawać w niektórych częściach obszarów zniżek barometrycznych (p. niżej), obejmując zazwyczaj tylko pewien wąski pas takiego obszaru. Takie burze zdarzają się jednak rzadziej, niż burze „cieplne“, typu poprzedniego, które występują, jako krótkie przerwy w stałej pogodzie, właściwej zwyżkom barometrycznym (p. niżej) w odpowiedniej porze roku. Wyodrębnić można także burze, zdarzające się w górach, również jako ciepłe, w opisany sposób powstające — a nadto burze t. zw. wulkaniczne, powstające lokalnie w związku z prądami wstępującymi, wywołanymi przez wybuchy wulkanów.

Zdarza się w atmosferze, że dwie warstwy powietrza, silnie różniące się pod względem temperatury, znajdują się nie jedna *nad* drugą, (jak przy burzach powyżej omówionych), lecz jedna *obok* drugiej. Wtedy zimne powietrze może również wtargnąć pod ciepłe i spowodować w każdym razie silny i zimny wiatr, sprowadzający szybki, a znaczny spadek temperatury; mogłaby wtedy powstać t. zw. „sucha burza“ bez opadów.

b) Zjawiska towarzyszące burzy.

Zjawiska natury elektrycznej, jako wyładowania elektryczne pomiędzy chmurą a ziemią lub pomiędzy chmurami, zdarzają się wówczas, gdy różnica napięć między takimi dwoma punktami stanie się dostatecznie wielką w stosunku do odległości (t. zw. gradient elektryczny), by spowodować przewyciężenie oporu warstwy powietrza. Powstają przytem *błyskawice*, które mogą być połączone z *grzmotami*; nadto należy tutaj także i zjawisko piorunów.

Błyskawice rozróżniamy według Arago trojaki: *linjowe*, rozproszone i kuliste. *Błyskawice linjowe* pojawiają się w postaci przecinającej chmurę świetlanej wstęgi wężykowatej, często rozgałęzionej, nigdy wszakże

w postaci linii łamanej; zdarzają się też błyskawice rozgałęzione. Długość błyskawicy bywa w niektórych wypadkach znaczna, np. do 10 kilometrów. Błyskawice znacznej długości pojawiają się między chmurami przy więcej warstwowym ich układzie; natomiast błyskawice, przeskakujące między chmurą i ziemią, bywają znacznie krótsze (do 1 lub 2 kilometrów).

Błyskawice rozproszone nie posiadają kształtów wyraźnych, lecz polegają tylko na oświetleniu znacznej części nieba; nie jest to wszakże jedno i to samo, co wspomniane poniżej t. zw. błyskawice bez grzmotów.

Błyskawice kuliste, dotąd nie wyjaśnione należyte, pojawiają się w postaci kuli ognistej, dochodzącej często do wielkości głowy ludzkiej. Kula taka porusza się z prędkością o tyle umiarkowaną, że można śledzić jej ruch wzrokiem; znikła ona nieraz bez śladu, często eksploduje z ogromnym hukiem, mogąc sprawiać przytem spustoszenia.

Oddzielną postać zjawiska tworzą t. zw. *błyskawice bez grzmotów*, które odnieść należy do błyskawic bardzo odległych, nieraz przeszło o 200 kilometrów („błyskawice ma pogodę“).

Czas trwania błyskawicy, zwłaszcza przeskakującej między chmurą a ziemią, jest bardzo krótki (tysięczne części sekundy). Wnosić o tem można stąd, że w czasie oświetlenia taką błyskawicą, np. koła pędzącego pociągu wydają się nieruchomymi, albo krople spadającego deszczu wydają się, jakby były zawieszony w powietrzu w spoczynku itd.

Natomiast błyskawice między chmurami trwają o wiele dłużej i czas ich trwania można oceniać na dziesiąte części sekundy.

Przy wyładowaniu elektrycznem często daje się słyszeć *grzmot*, któremu odpowiada trzask przy **Grzmot**. przeskakiwaniu iskry elektrycznej. Jeżeli obserwator znajduje się w pobliżu miejsca wyładowania elektrycznego, to wówczas słyszy on huk, jako odgłos krótki, urywany, przypominający wybuch. Z większej odległości daje się słyszeć charakterystyczny huk, który można określić, jako toczący się lub przevalający się; pochodzi to z odbijania się echa od chmury do chmury. Czas trwania grzmotu wynosi kilkadziesiąt sekund. Szybkość rozchodzenia się głosu w powietrzu wynosi około 330 metrów na sekundę, a szybkość rozchodzenia się światła jest o wiele większą (około 300.000 kilometrów na sekundę). Dlatego, jeżeli zauważymy liczbę sekund, upływającą między pojawieniem się błyskawicy a usłyszeniem odnośnego grzmotu, to liczba ta, pomnożona przez 330 da nam w metrach odległość, w jakiej nastąpiło wyładowanie (np. uderzenie piorunu), od miejsca obserwacji.

Piorun. *Piorun* uderza wówczas, gdy chmura, silnie naładowana elektrycznie, zbliża się dostatecznie do ziemi. Wpływa tutaj znacznie rodzaj terenu, jak również wysokość wzniesionych przedmiotów, a także obecność metali. Uderzenie piorunu może spowodować znaczne szkody i spustoszenia (pożary itd.) a także może spowodować nawet śmierć człowieka lub zwierząt; silne uszkodzenie organizmu może być spowodowane nie tylko przy bezpośrednim uderzeniu piorunu, ale także i przy kontuzji z pewnej odległości. Jako środki ochronne przeciw uderzeniu piorunu stosowane są piorunochrony, które należy od czasu do czasu sprawdzać (np. przynajmniej raz do roku) pod tym względem, czy ich opór elektryczny jest zawsze dostatecznie słaby, oraz czy nie jest uszkodzone połączenie z ziemią.

2. Zjawiska optyczne.

a) Tęcza.

Tęcza przedstawia się w postaci barwnego łuku na tle chmur, posiadającego barwę fioletową na wewnątrz i czerwoną na zewnątrz, a pomiędzy nimi barwy pośrednie. W pewnej odległości na zewnątrz tego łuku powstaje czasami tęcza dodatkowa, jako słabszy łuk, posiadający barwy odwrócone w porównaniu z tęczą główną.

Tęcza pochodzi z odbicia i załamania promieni słonecznych w kroplach wody tak, że za pomocą rzutu wody, spadającej, jakby w postaci deszczu, można odtworzyć tęczę sztucznie. Obserwujemy też nieraz podobne zjawisko wobec wody rozpylonej w drobnutkich kropelkach ponad gwałtownymi spadkami wody itd. Tęczę obserwujemy zawsze w kierunku przeciwnym temu, w którym znajduje się wtedy słońce. Widzimy tęczę wówczas, gdy znajdujemy się między słońcem i tą stroną widnokręgu, w której pada deszcz. Jeżeli łączymy pojawienie się tęczy z przewidywaniem ustania deszczu, to dlatego, że obecność tęczy jest w związku z ukazaniem się słońca, co znów pozostaje w łączności z *możliwym polepszeniem się stanu pogody.*

b) Wieńce naokoło słońca, lub księżycy; zjawiska halo.

Wieńce dookoła słońca lub księżycy i zjawisko halo stanowią podobne do siebie zjawiska, różniące się jednak sposobem powstawania, wielkością oraz układem barw. Zasadniczą podstawę określenia obu typów tych zjawisk stanowi przede wszystkim porządek barw i obecność brunatno-czerwonego zabarwienia przy wieńcach.

Wieńce wokół słońca lub księżycy są to mniejsze koła przejrzyste, otaczające słońce lub księżyc, o średnicy 6° do 15° (wyrażając w stopniach wielkiego koła sklepienia nienieskiego). Koła te są najczęściej zabarwione na kolor niebieskawo-biały od wewnątrz, a czerwony na zewnątrz; barwy następują po sobie przytem zawsze w powyższym porządku, t. j. od barwy fioletowej do czerwonej w kierunku od wewnętrznego brzegu koła do zewnętrznego. Kół takich bywa rzadko kiedy więcej, niż dwa.

Wieńce na około słońca lub księżycy.

Wieńce posiadają zawsze wewnętrzny brzeg brunatno-czerwony, który razem z wewnętrznym pasem niebieskawo-białym tworzy t. zw. „aureolę“; do takiej aureoli ogranicza się często całe zjawisko.

Wieńce pochodzą z uginania światła przez kropelki lekkiej chmury, wskutek czego przy wieńcach zdarza się, że serje barw powtarzają się kilka razy, czego nigdy nie bywa przy zjawiskach halo.

T. zw. zjawiska *halo* powstają przez odbijanie i załamywanie promieni słonecznych lub księżycowych w igiełkach i kryształkach lodowych w unoszących się wysoko chmurach pierzastych.

Zjawisko halo.

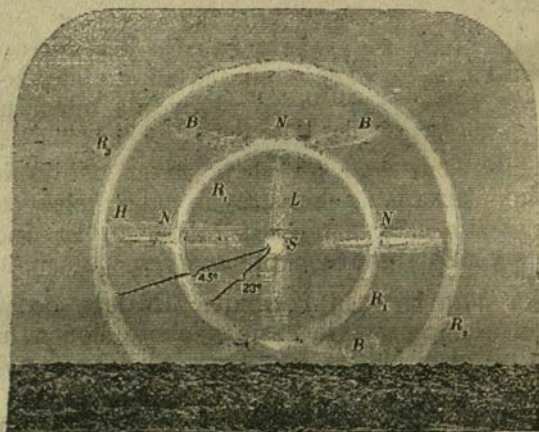
Zjawiska *halo* bywają rozmaite. Należą do nich wielkie koła i pierścienie, pojawiające się naokoło słońca lub księżycy, smugi świetlne oraz słońca poboczne i księżycy poboczne (rycina 39).

Barwne koła, pojawiające się przy zjawiskach halo, mają $1-3^{\circ}$ szerokości i $23-45^{\circ}$ promienia. Wewnętrzne pole tych pierścieni bywa ciemniejsze, niż ich otoczenie zewnętrzne. Wewnętrzny ich brzeg posiada barwę czerwoną i jest ostro odgraniczony, podczas gdy przeciwnie brzeg zewnętrzny ma granice więcej zatarte. Kolejność barw jest odwrotna, niż przy wieńcach, a mianowicie barwy te przechodzą od czerwonej ku fioletowej od wewnątrz do zewnątrz.

Do najczęstszych zjawisk z rodzaju halo należą koła, otaczające słońce lub księżyc i posiadające promień 23° (R_1 na ryc. 39). Przy słabem natężeniu światła pierścień ten wydaje się białym, zaś gdy występuje intensywniej, widać barwy wyraźniej. Obok takiego pierścienia ukazuje się czasami, choć daleko rzadziej w porównaniu z poprzednim, pierścień o średnicy dwa razy większej, wynoszącej 45° (R_2). Siła światła tego drugiego pierścienia jest daleko słabsza, niż pierścienia pierwszego, zaś układ barw taki sam.

Czasami występuje przy takich zjawiskach także koło poziome, biegnące przez słońce, równoległe do widnokregu (H na ryc. 39). To koło poziome jest białe, bezbarwne, przyczem zazwyczaj nie dostrzega się tych jego części, które wypadają przy samym słońcu. Wreszcie bardzo rzadko występuje czwarte koło, które jest białe i posiada największy promień, bo 90° .

Oprócz tego pojawiają się czasami przy zjawiskach halo łuki kół, styczne do powyżej opisanych pierścieni, najczęściej, w górnej części zjawiska (B na ryc. 39). Układ barw jest tego rodzaju, że kolor czerwony występuje na wypukłej stronie łuku, czyli od strony słońca; barwy bywają bardzo wybitne i o znacznym natężeniu.



Ryc. 39. Zjawisko halo.

Nadto w układzie zjawisk halo występują bardzo efektywnie t. zw. słońca poboczne lub księżycy poboczne (N na ryc. 39). Są to oślepiająco jasne obrazy słońca, pojawiające się na przecięciu pierwszego pierścienia 23° (R_1) z kołem poziomym (H) lub — daleko rzadziej — na przecięciu drugiego pierścienia 45° z tem samym kołem poziomym. Z tych słońce pobocznych pierwsze (odnoszące się do pierścienia 23°) zdarzają się daleko częściej, bywają bardzo jasne o barwach silnie świecących. W układzie barw kolor czerwony zwrócony jest ku słońcu, potem następuje żółty, zielony i niebieski. Barwa niebieska bywa już znacznie mniej wyraźna a fioletkowa nawet tak dalece blada, że zwykle trudno jest ją rozróżnić.

Wreszcie przy zjawiskach halo zjawiają się pionowe smugi świetlne (L na ryc. 39), występujące najjaskrawiej przy wschodzie lub zachodzie słońca. Sięgają one często do 20° , t. j. prawie

do obwodu pierwszego pierścienia 23° i bywają barwy czerwonej przy zachodzie słońca a oslepiająco białe w innych warunkach*).

Zjawisko halo świadczy o obecności w atmosferze chmur, składających się z igiełek lodowych — *cirrus* lub *cirro-stratus* (p. wyżej). Ponieważ, te ostatnie zwłaszcza, poprzedzają często nadciągającą niżkę barometryczną, przeto zjawisko halo bywa zapowiedzią pogorszenia stanu pogody.

*) Por. „Anleitung zur Ausführung und Verwertung meteorol. Beobachtungen, bearb. v. Dr. A. Schlein, Wien 1915 — str. 97 i u.

ROZDZIAŁ VI.

Przewidywanie pogody.

I. Typy pogody.

Stan pogody w jakiegokolwiek miejscowości pozostaje zawsze w ścisłym związku ze stanem atmosfery na wielkich obszarach; to też bez znajomości tego, co się równocześnie dzieje w atmosferze na znacznych przestrzeniach, nie jest możliwym ani należyte ujęcie i zrozumienie układu warunków pogody, zachodzących w pewnej chwili w jakiegokolwiek okolicy, ani, tem mniej, należyte orjentowanie się co do ich możliwego przebiegu w najbliższj choćby przyszłości.

Mapy syno-tryczne. Dla lepszego przedstawienia równoczesnego stanu atmosfery nad pewnym obszarem pod względem meteorologicznym wykreślamy mapy, t. zw. *synoptyczne* (p. załączona mapka), które do wymienionych celów są bardzo pomocne i niezbędne, jako uzupełnienie danych liczbowych, dostarczanych przez spostrzeżenia meteorologiczne. Mapy takie wykreślamy właśnie na podstawie tego materiału, którego dostarczają nam stacje meteorologiczne.

Mapy synoptyczne, wydawane przez centralne instytucje meteorologiczne (w Polsce przez Państwowy Instytut Meteorologiczny w Warszawie), zawierają wartości oddzielnych elementów meteorologicznych, według równoczesnych spostrzeżeń różnych stacji. Nadto na takiej mapie wykreślamy linje izobaryczne, które dają przegląd rozkładu ciśnień powietrza na danym obszarze. Oprócz takich map, jak powyższa, są wykreślane — zwłaszcza dla wypracowywania przewidywań pogody — inne jeszcze mapy pomocnicze, zawierające oddzielnie izotermy, także linje jednakowych zmian ciśnienia powietrza, zaszłych w pewnym ubiegłym okresie najbliższym (t. zw. izallobary), albo linje jednakowych zmian temperatury z tego samego okresu (t. zw. izallotermy), albo rozkład opadów, albo wreszcie kierunki prądów powietrznych i t. d.

Wydawnictwo Państwowego Instytutu Meteorologicznego w Warszawie
wraz z danymi Głównej Wojskowej Stacji Meteorologicznej.



Warszawa. Mapa pogody z dnia 3. XII Piątek 1921 r. 7 rano. Rocznik II. No 257.

Przewidywany przebieg pogody w ciągu doby następnej przeważnie pochmurno, mgliście, temperatura w pobliżu 0° wiatry lokalne, miejscami ogadu

F. d.

Należy podkreślić, że linje izobaryczne przedstawiają podobieństwo z t. zw. warstwicami czyli z linjami jednakowego poziomu, kreślonymi na mapach hypsometrycznych, przedstawiających układ wzniesień i zagłębień terenowych danej miejscowości. Izobary, jako linje jednakowych ciśnień powietrza, pozwalają również uzmysłwić układ tych „wzniesień“ i „zagłębień“ ciśnienia powietrza, jeżeli przeprowadzimy analogję tego ciśnienia z wysokością położenia nad poziomem morza.

Gdy będziemy porównywały mapy synoptyczne tego samego obszaru z różnych momentów, spostrzeżemy, że linje izobaryczne miewają różne postacie, odpowiadające rozmaitym typom stanu pogody i rozmaitym zaburzeniom atmosferycznym. Do najważniejszych, ze względu na rozległość obszaru, na którym wpływ swój wywierają, należą t. zw. depresje albo zniżki („niże“) barometryczne oraz wyżki („wyż“) barometryczne.

Zniżkę barometryczną przedstawiają linje izobaryczne, posiadające postać okrągłą, koncentryczną, otaczającą pewien punkt środkowy tak, że ciśnienia maleją w całym takim obszarze od jego brzegów ku środkowi; odpowiada to na mapach hypsometrycznych układowi linii jednakowego poziomu, wyrażającemu wgłębienie terenu. W środku obszaru, otoczonego przez takie izobary, znajduje się więc ciśnienie najniższe, t. j. *minimum* barometryczne; układ wiatrów, wyrażających ruch powietrza naokoło takiego minimum nazywają „cyklonicznym“ lub krócej „cyklonem“.

Zniżki
barome-
tryczne.

Linje izobaryczne w zniżkach barometrycznych mają zwykle postać eliptyczną. Wielka oś tych elips bywa blisko dwa razy większą od małej; stosunek ten dochodzi średnio w Europie do 1.8, na oceanie do 1.7, w Ameryce Północnej do 1.9. Kierunek wielkiej osi w tych elipsach wypada średnio w Ameryce Północnej i nad Atlantykiem pomiędzy NNE i NE (N 35° E), zaś nad Europą więcej ku E. (między NE i E). Rozległość obszarów zniżek jest zawsze bardzo znaczna. Linja izobaryczna, odpowiadająca ciśnieniu 760 mm. otacza nieraz obszar średnicy paru tysięcy kilometrów (2500 — 4000 klm.), a zdarzają się też obszary o średnicy dziewięciu lub dziesięciu tysięcy kilometrów, lecz wtedy izobara 760 obejmuje zazwyczaj oprócz głównego minimum barometrycznego także kilka drugorzędnych. Depresje strefy umiarkowanej bywają znacznie więcej rozległe, niż cyklony strefy gorącej. Za to jednak w tych ostatnich izobary, odpowiadające takim samym odstępom ciśnienia, są rozmieszczone daleko gęściej, a przeto gra-

Rozległość
obszarów
zniżek;
kształt linii
izobarycz-
nych.

djenty są znacznie większe i wiatry bez porównania silniejsze, niż w cyklonach strefy umiarkowanej (cyklony, tajfuny, huragany tropikalne).

Zniżki barometryczne trwają naogół krótko, znikając po paru dniach, a czasami i w ciągu jednej doby; niekiedy zdarzają się zniżki, trwające znacznie dłużej. W ciągu swego trwania zniżki nie pozostają na miejscu, lecz przesuwiają się wraz z odpowiednim układem stanu pogody, jak to można stwierdzić na kolejnych mapach synoptycznych. Podczas takiego przesuwania się zniżka ulega pewnym zmianom ilościowym. Mianowicie ciśnienie powietrza w środku zniżki albo się obniża, jak to bywa np. w początku trwania zniżki, albo się podwyższa (pod koniec trwania zniżki); mówimy wtedy, że zniżka albo *pogłębia się*, albo *wypełnia się*.

Prędkość przesuwania się zniżek barometrycznych bywa rozmaita: od małych wartości do kilkudziesięciu kilometrów na godzinę. Zależy to od miejscowości, a także i od pory roku, jak to widać z następujących przykładów:

Przeciętne szybkości przesuwania się zniżek:

	Z i m a		W i e s n a		L a t o	
Stany Zjednocz. .	14.2	$\frac{m}{S}$ (51.1 $\frac{km.}{godz.}$)	11.5	$\frac{m}{S}$ (41.4 $\frac{km.}{godz.}$)	9.7	$\frac{m}{S}$ (34.9 $\frac{km.}{godz.}$)
Półn. Atlantyck. .	8.2	„ (29.5 „)	8.3	„ (29.9 „)	7.4	„ (26.6 „)
Zachodn. Europa.	8.0	„ (28.8 „)	7.2	„ (25.9 „)	6.6	„ (23.8 „)
	J e s i e Ń		R o k			
Stany Zjednocz. .	11.1	$\frac{m}{S}$ (40.0 $\frac{km.}{godz.}$)	12.1	$\frac{m}{S}$ (43.5 $\frac{km.}{godz.}$)		
Półn. Atlantyck. .	8.3	„ (29.9 „)	8.1	„ (29.2 „)		
Zachodn. Europa.	8.2	„ (29.5 „)	7.5	„ (27.0 „)		

Prędkości ruchu zniżek rosną, gdy zniżka się pogłębia, a maleją, gdy zniżka się wypełnia.

Ogólny kierunek przesuwania się zniżek barometrycznych w Europie jest prawie wyłącznie z zachodu ku wschodowi*); według Loomis'a przeciętny kierunek tego przesuwania się leży np. dla Europy Zachodniej pomiędzy NNE i SSE, dla Rosji Europejskiej pomiędzy NE i E. Zniżki barometryczne po-

*) Zniżki, przesuujące się ku zachodowi są w Europie nader rzadkie.

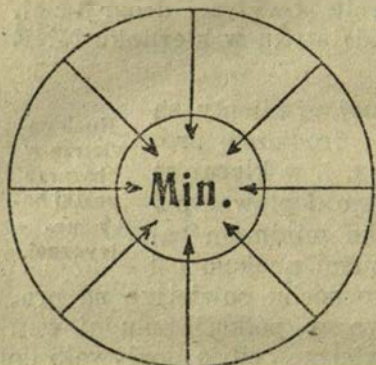
siadają drogi, wzdłuż których przesuwają się najczęściej. Do najwięcej uczęszczanych dróg takich w Europie należą: 1-a od północy Anglii ku Norwegji, 2-o przez Anglję, Danię, Szwecję południową i Finlandję, oraz 3-a przez Francję, Włochy, Adrjatyk i półwysep Bałkański. Dla Polski posiada duże znaczenie zdarzające się czasami odchylenie powyższej drogi 3-ciej, w którym zniżka, zwracając się od Adrjatyku w kierunku NNE lub NE, biegnie i przez Polskę.

W obszarze zniżki barometrycznej gradienty są skierowane — jak widzieliśmy — ku środkowi, prostopadle do współśrodkowych izobar, t. j. w kierunku promieni; w tym też kierunku powinno dopływać powietrze do znajdującego się w środku minimum barometrycznego. Jednakowoż obrót ziemi naokoło osi powoduje znane nam odchylenie tego ruchu powietrza na prawo w półkuli północnej, a na lewo w półkuli południowej. Wskutek tego drogi, po których powietrze będzie dopływało do środka obszaru zniżki, staną się spiralnymi, zamiast prostoliniowych, jakimi być powinny. Powstanie w cyklonie ruch powietrza w półkuli północnej *przeciw* ruchowi wskazówki zegara, a w półkuli południowej *zgodnie* z temi wskazówkami (ryc. 41).

Ruch powietrza w obszarze zniżki barometrycznej.

Na ryc. 40 — 43 przedstawione są schematycznie dla zniżek (cyklonów) i wyżek (antycyklonów) półkuli północnej drogi ruchu powietrza w rzeczywistości (linje krzywe) oraz w tym wypadku, gdyby nie było odchylającego działania ruchu obrotowego ziemi (prostolinijne kierunki gradientów (ryc. 40 i 42), Widzimy tutaj, że spiralne drogi powietrza w obszarze cyklonu, są silnie wykrzywione. Dzieje się to z powodu siły odśrodkowej, która powstaje w tym ruchu krzywoliniowym i wspomaga działanie siły odchylającej z powodu swego kierunku (w stronę wypukłości krzywej linji, czyli — jak tutaj — też na prawo, w półkuli północnej). Nadto siła odśrodkowa podobnie, jak i odchylająca, również rośnie wraz ze wzrostem prędkości wiatru. W półkuli południowej znajdziemy także silne wykrzywienie dróg powietrza w cyklonie z tą tylko różnicą, że drogi te będą skierowane zgodnie ze wskazówkami zegara (siła odchylająca działa na lewo, siła odśrodkowa też na lewo). Tarcie zmniejsza prędkość ruchu powietrza, a więc i wartość siły odchylającej i — co za tem idzie — także i odchylenie od kierunku gradientu. Dla tego też odchylenia te — *ceteris paribus* — są większe na morzu, niż na lądzie.

Gradjenty nie są jednakowo wielkie w całym obszarze zniżki, a mianowicie bywają największe w południowej części tego obszaru. Wskutek tego nie są jednakowe wszędzie prędkości wiatrów, a także odchylenia ich kierunku, które bywają większe w południowej i zachodniej części obszaru zniżki, niż



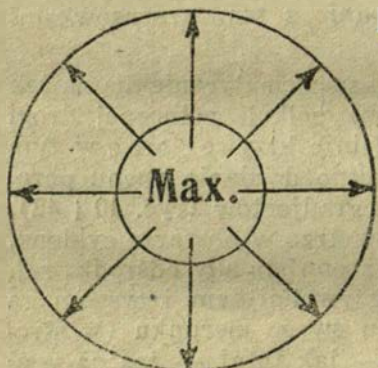
Ryc. 40.

Kierunek gradjentów.



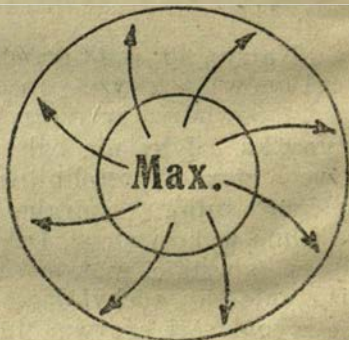
Ryc. 41.

Ruch powietrza w obrębie zniżki barometrycznej (półk. półn.).



Ryc. 42.

Kierunki gradjentów



Ryc. 43.

Ruch powietrza w obrębie zniżki barometrycznej (półk. półn.).

w północnej lub wschodniej. Następujące liczby podają (według C. Ley'a) średnie wartości tych odchyżeń dla Stanów Zjednoczonych w oddzielnych oktantach*) obszaru zniżki barometrycznej dla wiatrów dolnych:

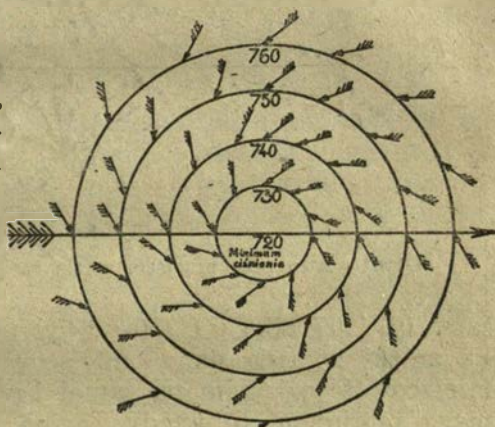
N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
63°	53°	53°	54°	65°	75°	78°	80°

*) Wycinek koła, stanowiący $\frac{1}{8}$ jego powierzchni.

Jeżeli w różnych punktach spiralnych dróg powietrza wyznaczmy kierunki stycznych do tych krzywych linii, to te styczne określają kierunki wiatrów w rozmaitych częściach cyklonu. W ten sposób można rozbić drogi powietrza na oddzielne kierunki, które przedstawiają nam układ wiatrów w obszarze niżki barometrycznej, jak to przedstawia ryc. 44); odwrotnie, z tych kierunków wiatrów można odbudować z powrotem spiralne drogi powietrza.

Układ wiatrów w obszarze niżki barometrycznej.

Na ryc. 44 koła współśrodkowe przedstawiają (schematycznie) izobary, oddzielne strzałki — kierunki wiatrów w różnych miejscach, a wielka strzałka poprzeczna — kierunek przesuwania się niżki. Dla półkuli południowej otrzymalibyśmy obraz analogiczny, tylko oczywiście w ten sposób, że ruch powietrza wypadłby po spiralach zgodnie z ruchem wskazówki zegara.



Ryc. 44.

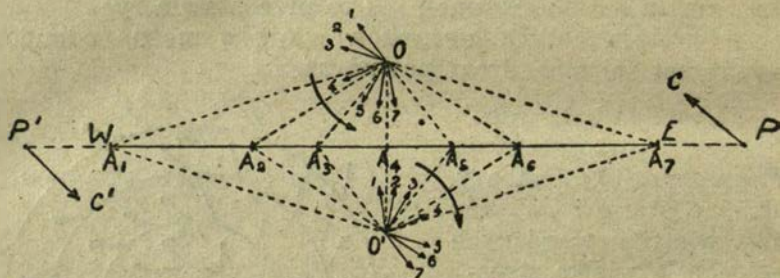
Układ wiatrów w różnych częściach cyklonu.

Przy przejściu obszaru niżki przez jakąkolwiek miejscowość, wiatr zmienia tam swój kierunek, dokonując obrotu według pewnych reguł, jak to przedstawia ryc. 45.

Obrót wiatrów podczas niżki barometrycznej.

Na ryc. 45 linja $A_1 A_7$ niech przedstawia drogę przesuwania się niżki np. w kierunku z zachodu na wschód, a punkty $A_1, A_2, A_3, A_4, A_5, A_6$ i A_7 niech będą kolejnymi położeniami środka niżki (minimum barometrycznego) na tej drodze; punkty O i O' niech będą stanowiskami obserwatorów w lewej i w prawej części obszaru niżki (według kierunku przesuwania się niżki). Wtedy linje $OA_1—OA_7$ oraz $O'A_1—O'A_7$ będą dla tych stanowisk odpowiednimi kierunkami gradientów, przy każdorazowym położeniu minimum barometrycznego. Jeżeli założymy, że rozpatrywana niżka znajduje się w półkuli północnej, to, uwzględniając właściwe tej półkuli odchylenia wiatru na prawo na kąt np. 70° (jak na rysunku)), otrzymamy kolejne kierunki wiatrów dla punktu O : 01, 02, 03, 04, 05, 06, 07, a dla punktu O' : $O'1, O'2, O'3, O'4, O'5, O'6, O'7$. Łatwo widzieć, że jest to kierunek obrotu wiatrów: dla punktu

O, t. j. w lewej części obszaru niżki przeciw ruchowi wskazówki zegara, albo „przeciw słońcu“ (od zachodu przez południe ku wschodowi), a dla punktu O', t. j. w prawej części obszaru niżki zgodnie ze wskazówką zegara albo „ze słońcem“ (od wschodu przez południe ku zachodowi). Oczywiście jest także, że kąty całkowitego skręcenia wiatru, t. j. kąty między lin-



Ryc. 45.

Obrót wiatru przy przejściu niżki barometrycznej (półkuli północ.).

jami O1 i O7 albo O'1 i O'7 będą tem. większe, im bliżej środka niżki wypada dana miejscowość. Gdyby rozpatrywana miejscowość wypadła na samej linii A₁A₇, t. j. na drodze samego minimum, to wtedy: przed przejściem minimum przez daną miejscowość wiatr miałby ciągle kierunek, jak PC, a po przejściu minimum kierunek ten byłby, jak P'C'; podczas przechodzenia minimum wypadłaby chwilowo cisza. Były to zatem przeskok kierunku wiatru o 180°.

Tę samą regułę obrotu wiatrów dla obu części obszaru niżki otrzymalibyśmy w podobny sposób dla tych wypadków, kiedy zniżka nie posuwałaby się w kierunku wyraźnie zachodnio-wschodnim, lecz z odchyleniem ku północy lub ku południowi. Natomiast dla półkuli południowej otrzymalibyśmy regułę przeciwną: przeciw słońcu w prawej części, a ze słońcem w lewej części obszaru niżki, stosownie do właściwego tej półkuli lewego odchylenia wiatrów przez ruch obrotowy ziemi.

Według kierunku skręcania się wiatrów, przy przejściu obszaru niżki przez daną miejscowość można orientować się co do położenia drogi minimum barometrycznego względem tej miejscowości. W Polsce przeważającą regułą byłoby skręcanie wiatrów „ze słońcem“, ponieważ minima barometryczne wypadają przeważnie na północ tak, że Polska znajduje się w prawej części obszaru niżki (z wyjątkiem przytoczonej 3-ciej drogi niżek z jej odchyleniami).

Zniżka barometryczna, przechodząc swym obszarem przez daną miejscowość, wywiera znaczny wpływ nie tylko na kierunki wiatrów, ale na wszystkie czynniki meteorologiczne (ciśnienie powietrza, temperatura itd.) a więc na stan pogody wogóle. Znając układ pogody w obszarze zniżki, będziemy zarazem wiedzieli, jakie zmiany pogody będą zachodziły w danej miejscowości podczas przejścia zniżki; mianowicie będą to te kolejne stany pogody, jakie napotykamy w obszarze zniżki w kierunku przeciwnym jej ruchowi i wzdłuż tej linii jej obszaru, którą ona przejdzie przez rozpatrywaną miejscowość.

Układ pogody w obszarze zniżki barometrycznej.

Ciśnienie powietrza w obszarze zniżki obniża się w kierunku ku jej środkowi we wszystkich częściach obszaru; dla tego też w „przedniej“ części zniżki (licząc według kierunku jej ruchu) ciśnienie powietrza będzie się obniżało, a w „tylnej“ będzie wzrastało. Zatem, wraz ze zbliżaniem się zniżki do jakiegokolwiek miejscowości, barometr zacznie „opadać“, a po przejściu środkowej linii będzie „podnosił się“. Ten moment przejścia ze spadku ciśnienia do jego wzrostu może być opóźniony lub przyspieszony zależnie od tego, czy zniżka się pogłębia, czy też się wypełnia. Zapowiedzią zbliżającej się zniżki bywają wysokie chmury, (pierzasto-warstwowe), które nadciągają z tej strony, w której znajduje się środek depresji (z prawem odchyleniem, jak w półkuli północnej). Zachmurzenie, większe w przedniej i środkowej części obszaru zniżki, maleje zazwyczaj w części tylnej. Temperatura powietrza jest wyższa w części przedniej, a maleje ku tyłowi obszaru zniżki; wogóle wzrost temperatury odpowiada obniżeniu ciśnienia, a przeciwnie, jej spadek — wzrostowi ciśnienia powietrza. Przy przejściu najniższego ciśnienia bywają największe opady (deszcze, w zimie śniegi); czasami największe opady zdarzają się jeszcze przed nastąpieniem najniższego stanu barometru; bywa zresztą i tak, że pomimo zachmurzenia opadów niema, lub tylko skąpe, a dopiero przy rozpoczęciu podnoszenia się ciśnienia opady cokolwiek się wzmagają.

W lecie cyklon sprowadza zwykle obniżenie temperatury, a w zimie — podwyższenie (złagodzenie mrozów lub chwilowe odwilże i t. d.). Trzeba zauważyć, że wszystkie te zmiany stanu pogody są tem bardziej intensywne pod względem ilościowym, im bliżej samego minimum barometrycznego wypadła w obszarze zniżki dana miejscowość. Również wpływa na wielkość tych zmian stanu pogody nie tylko intensywność samej depresji, ale także równoczesny układ warunków meteorolo-

gicznych w otoczeniu bliższem lub dalszem. Gdy zniżki przeciągają jedna za drugą, wtedy zdarzać się może, że opisane objawy mogą do pewnego stopnia zacierać się wzajemnie wskutek wzajemnego wpływu tylnej części jednej zniżki, oraz przedniej części zniżki następnej.

Z rozważania zjawisk meteorologicznych, łączących się z przesuwaniami się zniżek meteorologicznych, widzimy, że depresja pogłębia się w przedniej części obszaru, a wypełnia w tylnej, co właśnie prowadzi do przesuwania się tego układu ciśnień. Przytęm odbieramy wrażenie, jakby cały pewien słup powietrza, stojący na bardzo znacznym nieraz obszarze, przesuwał się w pewnym kierunku, zachowując swój układ warunków pogody (wiatry, temperatury i t. d.). Nie mogąc omawiać teorii powstawania i przesuwania się depresji, zauważymy, że ten ruch zniżek jest tylko pozornie przesuwaniami się masy. Nie byłoby to możliwem dla tego, że w przeciwnym wypadku musielibyśmy napotykać w obszarze zniżki najsilniejsze wiatry tam, gdzie kierunek wiatru, wynikający z układu omówionych spiralnych dróg powietrza, zgadza się z kierunkiem przesuwania się całej zniżki, t. j. np. dla zniżek europejskich wiatry W lub NW w tylnej prawej części obszaru depresji (patrz ryc. 44); tak samo też w środku zniżki (rycina 44) powinniśmy napotkać zamiast ciszy przy przeskoku wiatru o 180° — wiatr, zgodny co do kierunku i prędkości z ruchem przesuwania się zniżki. Ani jedno, ani też drugie nie zdarza się; to też to pozorne przesuwanie się masy powietrza jest tylko stopniowem przekształcaniem się ciśnienia. Zniżka musi przesuwać się w tę stronę, gdzie są warunki do spadku ciśnienia, t. j. gdzie wiatry doprowadzają powietrze lżejsze, bo cieplejsze, a więc, jak w Europie, wiatry S, SW lub i SE czyli w przedniej (wschodniej) części obszaru zniżki (p. ryc. 44).

Gdy linje izobaryczne otaczają pewien punkt środkowy tak, że ciśnienia rosną w całym takim obszarze od jego brzegów ku środkowi, to wtedy mamy *zwyżkę* barometryczną; podobny układ izobar odpowiada takiemu układowi linii jednakowego poziomu na mapach hypsometrycznych, który wyraża wzniesienie terenu, a mianowicie wzgórze. W środku obszaru, otoczonego przez takie izobary, znajduje się przeto ciśnienie najwyższe, t. j. *maximum* barometryczne; układ wiatrów, przedstawiających ruch powietrza naokoło takiego maximum, nazywamy „antycyklonem” lub krócej „antycyklonem”.

Zwyżki barometryczne.

Postać linii izobarycznych w obszarach zwyżek barometrycznych bywa znacznie mniej prawidłową, niż przy zniżkach; często zdarza się, że wewnętrzne izobary zwyżek nie są koncentryczne z pozostałymi. Rozległość obszarów zwyżek bywa ogromna; zdarza się, że obszar taki zajmuje znaczną część Europy a także Azji. Izobary, odpowiadające takim samym odstępom ciśnienia biegną w zwyżkach daleko mniej gęsto, niż w zniżkach; gradienty są więc znacznie mniejsze a wiatry daleko słabsze.

Rozległość obszarów zwyżek; ich przesuwanie się.

Zwyżki barometryczne przenoszą się z miejsca na miejsce w półkuli północnej w sposób bardzo nieregularny, znacznie mniej prawidłowy, niż zniżki. Zwyżki, podlegając często raczej wahaniom, przesuwiają swe izobary to w jedną to w drugą stronę; miewają one przytem skłonność do dłuższego, niż zniżki, pozostawiania na tem samym miejscu, rozszerzając do pewnego stopnia zajęte obszary.

W obszarze zwyżki barometrycznej gradienty są skierowane oczywiście od środka ku brzegom obszaru. Odchylające działanie ruchu obrotowego ziemi sprawia, że drogi powietrza, odpływającego od środka, zamiast żeby były prostolinijne wzdłuż gradientów, stają się linjami krzywymi; po tych drogach krzywych porusza się powietrze w półkuli północnej zgodnie z ruchem wskazówek zegara, a w półkuli południowej, przeciw temu ruchowi (p. ryc. 43). Te drogi spiralne powietrza są w zwyżkach jednak znacznie mniej wykrzywione, niż w zniżkach. Zależy to także od siły odśrodkowej tego krzywoliniżnego ruchu powietrza, która w zwyżkach — jak to łatwo widzieć — osłabia z powodu swego kierunku działanie siły odchylającej, a przeto dąży do zmniejszenia odchylenia wiatru od kierunku gradientu czyli do zmniejszenia zakrzywienia drogi ruchu. Z powodu małej prawidłowości w układzie izobarów i gradientów oraz małej wielkości tych gradientów, nie można podać ogólnych reguł co do wiatrów w anticyklonach, jak to było możliwem dla cyklonów.

Ruch powietrza w obszarze zwyżki barometrycznej.

Stan pogody w obszarze zwyżki, zwłaszcza w środkowych jego częściach, odznacza się przede wszystkim słabymi wiatrami, mającemi charakter raczej lekkich, a mniej określonych co do kierunku, podmuchów powietrza, przerywających ciszę; towarzyszy temu zwykle, zwłaszcza w zimie, jasna pogoda i mała obfitość opadów. W ten sposób w zimie silne wypromianowywanie ciepła nie jest utrudnione przez ruch powietrza, powoduje znaczne obniżenie temperatury, dochodzące często do silnych mrozów przy jasnej pogodzie bez opadów;

Układ pogody w obszarze zwyżki barometrycznej.

często zdarza się inwersja temperatury, powodująca nieraz znaczne różnice temperatur między wierzchołkami gór i ich podstawą a to wskutek spływania na dół silnie oziębionego przez wypromieniowywanie powietrza. W lecie brak wiatrów nie osłabia silnego ogrzewania przez insolację tak, że dochodzi w tych warunkach do upałów przy wysokim stanie barometru, właściwego zwyzce, i przy pogodzie na ogół jasnej bez znaczniejszych opadów. Oziębienie wskutek nocnego wypromieniowania może sprowadzać mgły poranne, po których następuje znów piękna pogoda. Zdarzają się też chwilowe burze, powodowane przez wysokie temperatury i spokojny stan atmosfery. Wskutek warunków przenoszenia się zwyzek można scharakteryzować ogólny rodzaj pogody, towarzyszący zwyzkom barometrycznym, zwłaszcza w środkowych częściach ich obszaru, jako więcej stały, niż przy niżkach, które odznaczają się pogodą więcej zmienną.

Oprócz typów izobar, omówionych powyżej, za-
Drugorzęd- notować trzeba typy inne, między którymi można wy-
ne postacie mienić następujące: depresje drugorzędne, które po-
izobar. wstają nieraz w obrębie obszaru depresji większych, i odpowiadają jakby zagłębieniom na większym terenie zakłęśniętym; dalej izobary w postaci „wąwozu“, zwane również „siodłem“, które przedstawiają obszar wysokiego ciśnienia, znajdujący się między dwoma antycyklonami a dwiema niżkami barometrycznymi i powodują nieraz burze t. zw. „cieplne“ (p. wyżej); izobary w postaci „przesmyka“, tworzące obszar między dwiema depresjami; izobary w postaci „przyłądka“, jako część antycyklonu między dwiema depresjami; izobary w postaci klina lub litery „V“, powodujące zazwyczaj krótkotrwałe, lecz silne nawałnice; wreszcie izobary prostolinijne. Wszystkie te postacie izobar zwykły sprowadzać właściwe sobie zmiany pogody mniej lub więcej intensywne, przyczem niżki i zwyzki barometryczne, zwane także zasadniczymi postaciami izobar, są najważniejsze ze względu na ich rozległość.

2. Przewidywanie pogody.

a) Zasady przewidywania pogody.

Z rozważań poprzednich wynika, że, znając rozkłady ciśnień powietrza i kształty oraz układ izobar na dostatecznie wielkich obszarach dla pewnego momentu, możemy przewidywać, jakie i w jakim czasie na najbliższą przyszłość od owego momentu spowodowane zostaną zmiany w stanie pogody, związane z tym układem izobar. Do tego jednak niezbędnym jest otrzymywanie wiadomości o równoczesnym stanie atmo-

sfery, czyli o wynikach spostrzeżeń meteorologicznych z dostatecznie wielkich obszarów a przytem dostatecznie szybko. Inaczej nie możnaby wykreślić w należytem terminie wszystkich, potrzebnych tutaj map synoptycznych (p. str. 96), które są podstawą do wypracowywania przewidywań pogody, czyli t. zw. prognoz meteorologicznych.

To też wypracowywaniem podobnych przewidywań pogody zajmują się najskuteczniej centralne zakłady meteorologiczne zwykle państwowe, które rozporządzają całym niezbędnym do tego, rozległym aparatem naukowym i technicznym; zwykle wydawane są te przewidywania pogody na okres najbliższych 24-ch godzin. W Polsce wydaje takie prognozy Państwowy Instytut Meteorologiczny w Warszawie.

Przewidywanie pogody na okres najbliższy.

Rozwój sprawy przewidywania pogody łączy się z rozwojem dróg żelaznych i telegrafu około połowy 19-go stulecia, kiedy udoskonalanie tych środków komunikacyjnych zaczęło wpływać na szybkość korespondencji.

Nie jest tutaj możliwem omawianie metod, służących do wypracowywania przewidywań pogody; podajemy tylko parę szczegółów, dotyczących technicznej organizacji sprawy.

Organizacja służby pogody.

Z ogólnej liczby stacyj Sieci Meteorologicznej najważniejsze, tak ze względu na swoje położenie, jak i zakres działania, przesyłają do centralnego zakładu meteorologicznego wyniki swych spostrzeżeń codziennie 3 razy. Wiadomości te są ujęte za pomocą odpowiedniego klucza międzynarodowego w szyfrowane depesze, które są przesyłane dla pośpiechu drogą telefoniczną (telegraf zwykły nie wystarcza). Centralny zakład meteorologiczny układa następnie telegram zbiorowy, podający spostrzeżenia stacyj krajowych i wysyła je codziennie trzy razy, ale już drogą radiotelegraficzną*). W ten sposób zakłady te udzielają sobie wzajemnie wiadomości o stanie atmosfery na odpowiednio wielkiej przestrzeni. Na podstawie uchwał międzynarodowych kongresów meteorologicznych każda centrala meteorologiczna w różnych krajach posiada stałe godziny wysyłania swych radiotelegramów, odpowiednio dobrane, aby uniknąć wzajemnego przeszkadzania i aby każda centrala mogła odebrać wszystkie radiotelegramy meteorologiczne. Państwowy Instytut Meteorologiczny w Warszawie wysyła swe radiotelegramy w godzinach: 10 m. 40 rano, 17 m. 30 (t. j. 5 m. 30 popołudniu) i 24 (t. j. 12 w nocy).

*) P. „Instrukcja dla Stacyj Meteorologicznych Sieci Polskiej” — Warszawa 1920 — str. 89—95.

Na podstawie otrzymanych tą drogą wiadomości są wykreślane mapy synoptyczne, na których opiera się wypracowywanie przewidywań pogody; prawdopodobieństwo sprawdzania się tych prognoz wynosi w obecnym stanie przeciętnie około 85%. Ze względu na to, że prognoza jest przeznaczona dla okresu 24-ch godzin najbliższych, bardzo ważnym jest pośpiech, zarówno co do nadsyłania komunikatów do centralnego zakładu meteorologicznego, oraz co do wypracowania przewidywań pogody w zakładzie meteorologicznym, jak i pod względem szybkości doręczania komunikatu, zawierającego prognozę i rozsyłanego przez zakład meteorologiczny centralny. Te ostatnie ulepszenia są już sprawą administracyjną, do której uregulowania należytego przyczynić się muszą swymi staraniami także sfery zainteresowane (rolnicze i i.).

Przewidywanie pogody na okres dłuższy. Jeżeli utrudnionem jest wypracowywanie należyte życie prawdopodobnych prognoz stanu pogody już na 2 lub 3 doby naprzód, to tem mniej możliwem jest to dla okresów dłuższych. Usiłowania, w tym kierunku podejmowane, opierają się na poszukiwaniu okresów meteorologicznych, łączących się czy to ze zmienną działalnością słońca (np. plamy słoneczne), czy ze zmianami położeń księżyca itd. Wspomnimy tutaj, że wpływ księżyca na przebieg warunków pogody nie jest należyte stwierdzony, a dość rozpowszechnione mniemanie co do istnienia takiego związku oparte jest w gruncie rzeczy na tem, że z jednej strony okresy złego stanu pogody trwają często po kilka dni z rzędu, a z drugiej strony tydzień księżycowy, czyli ćwierć miesiąca synodycznego *) wynosi średnio około $7\frac{3}{8}$ doby słonecznej. Przytem w pamięci ogółu nie utrwała się wcale ta okoliczność, że okresy złej pogody w wielu wypadkach nie rozpoczynają się równocześnie z fazami księżyca, lecz albo cokolwiek wcześniej lub też później, tak, że o ścisłym synchronizmie przyczynowym nie ma mowy. Przytoczyć trzeba też okresy meteorologiczne, wprowadzone przez E. Bruecknera, który na podstawie badań doszedł do wniosku, że klimat Europy środkowej wykazuje pewne niewielkie wahania o kilkudziesięcioletnich, zresztą nieregularnych okresach; wahania są tego rodzaju, że po serii lat stosunkowo ciepłych i suchych następuje okres lat chłodnych i wilgotnych. Okresy Bruecknera obejmują średnio 35 lat, jednak są one na ogół bardzo mierówne i długość ich waha się od 20 do 50 lat; zdarzają się też okresy przerywane, t. j. takie, w których występują lata o typie odmiennym, np. pojedyncze lata ciepłe w okresie lat chłodnych itd.

*) Miesiąc synodyczny jest to średni odstęp czasu między dwiema kolejnymi jednakowymi fazami księżyca i wynosi $29^d 12^h 44^m 2.9^s$.

b) Przewidywanie pogody na podstawie spostrzeżeń miejscowych.

Nie mając do dyspozycji ani telegramów meteorologicznych ani map synoptycznych, rolnicy mogą czasami orjentować się do pewnego stopnia co do przyszłego stanu pogody na podstawie niektórych spostrzeżeń lokalnych, a przede wszystkim *na podstawie barometru*. W tym względzie trzeba zaznaczyć, że przede wszystkim jest tu miarodajny ruch barometru, t. j. szybkość i rodzaj zmian (wzrost lub spadek), nie zaś chwilowa wartość ciśnienia, która, sama przez się mogłaby upoważniać do pewnych wniosków w razie jeśli np. ciśnienie jest dostatecznie wyższe lub dostatecznie niższe od ciśnienia średniego dla danej miejscowości. To ciśnienie średnie możnaby wyznaczyć dla jakiegokolwiek miejscowości albo na podstawie lokalnych pomiarów barometrycznych, dostatecznie długo prowadzonych, albo też z wystarczającą nieraz dokładnością na podstawie znanej skądinąd wysokości położenia danego miejsca nad poziomem morza. Tutaj niech będzie też wspomniane, że barometry metalowe, używane często dla celów praktycznych, posiadają mierzą obok skali liczbowej, podającej wartość ciśnienia powietrza w mm., także napisy, jak: „pogoda, odmiana, deszcz“ itd. Otóż napisy te zasadniczo nie posiadają żadnego znaczenia i dlatego także, że jedno i to samo ciśnienie np. 760 mm w jednym miejscu, przypuśćmy na poziomie morza, będzie ciśnieniem średnim, w Warszawie (110 m) ciśnieniem wysokim, a w Zakopanem (830 m) tak dalece wysokim, że nigdy się tam nie zdarzy. Dlatego też owe napisy, gdyby nawet ktoś chciał nimi się posługiwać, musiałyby być przesunięte odpowiednio do wyniesienia miejsca obserwacji, t. j. do wartości średniego ciśnienia powietrza w tamtej miejscowości.

Z ruchu barometru, t. j. z szybkości spadku lub wzrostu ciśnienia powietrza oraz ze sposobu, w jaki te zmiany się odbywają, można przy pewnym doświadczeniu (niezbędnym zresztą przy każdym przewidywaniu pogody) łatwiej się orjentować w pewnych wypadkach, niż z samej wartości tego ciśnienia. Wtedy zwłaszcza będzie to więcej możliwem, jeżeli ruch barometru jest tego rodzaju i o tyle zdecydowany pod względem jakościowym lub ilościowym, że pozwala wnioskować i bez map synoptycznych o układzie izobar. Np. jeżeli spadek ciśnienia jest znaczny i nagły, to można oczekiwać, że z wielką szybkością zbliży się depresja i to pogłębiająca się; wtedy można spodziewać się silnych wiatrów i zmiany pogody na gorszą (słota dłuższa w odpowiedniej porze roku itd.); co do położenia środka zbliżającej się zniżki względem miejsca obserwacji mo-

zna przytem sądzić z kierunku i wielkości kąta obrotu wiatrów (p. str. 102). Jeżeli utrzymuje się trwała zwyżka ciśnienia, to wskazuje ona powrót pogody ładnej lub jej utrzymywanie się. Zwyżka ciśnienia choćby i szybka, ale nie trwała, podczas pogody złej i przy niskiem ciśnieniu, nie zapowiada istotnej poprawy stanu pogody lub conajwyżej tylko poprawę chwilową a to z tego względu, że można wówczas przypuszczać, iż nadejdzie nowa depresja itd. itd. Skoro mowa o obserwacji zmian ciśnienia powietrza, należy zaznaczyć, że zmiany ciśnienia mniejsze, niż 1 mm na dobę lub do tej wartości dochodzące, nie mogą być tu brane pod uwagę, ponieważ taką wartość posiada w naszych szerokościach geograficznych średnie dzienne wahanie ciśnienia powietrza (p. wyżej).

Do przewidywania pogody w życiu praktycznem służą często także prognostyki, oparte czy to np. na *sposprzeżeniach wiatru lub obloków*, albo na *stanie atmosfery* (przejrzystość powietrza, jego wilgotność, barwa nieba itd.), czy wreszcie na zachowaniu się niektórych zwierząt lub roślin itd.

Postać i ruch chmur. Dobrą zapowiedzią zbliżającej się niżki barometrycznej, a więc i nadchodzącej zmiany pogody na gorszą, bywają chmury pierzasto-warstwowe, „cirrostratus“ lub i pierzasto-kłębiaste, „cirro-cumulus“ (t. zw. baranki), które pojawiają się czasami zanim jeszcze barometr zaczął spadać. Gdy chmury pierzasto-warstwowe odpowiednio się zagęszczają, mogą powodować koła i pierścienie nackoła słońca i księżycy (zjawisko „halo“), które też bywają zapowiedzią pogorszenia się pogody. Kierunek wiatru również może czasami służyć jako prognostyk w tym względzie, a mianowicie wiatry zachodnie lub południowo-zachodnie, które w Europie częściej sprowadzają opady, niż kierunki inne, m. p. wschodnie. W naszym kraju mogłoby to być zapowiedzią o tyle może pewniejszą, że najbardziej uczęszczane drogi niżek (p. wyżej) przebiegają na północ od naszych okolic; mianowicie, wskutek tego najczęściej u nas wypada prawa część obszaru niżki, w której właśnie opady schodzą się z wiatrami o składowej zachodniej. W lewej części obszaru niżki zdarzać się może, że deszcz spada już wtedy, kiedy jeszcze wieją wiatry o składowej wschodniej.

Stan atmosfery. Zapowiedzią deszczu może być np. znaczna przejrzystość atmosfery, t. zn. zwiększona łatwość dostrzegania odległych przedmiotów, zwłaszcza, gdy się to objawia w większym stopniu w pewnych określonych kierunkach. Podobnie również wnioskujemy o możliwości deszczu wtedy, gdy powietrze lepiej przewodzi głos, tj. gdy lepiej,

niż zwykle słyszymy dźwięki i odgłosy; pozostaje to w związku z ilością pary wodnej w powietrzu.

Wogóle liczne lokalne prognozyki pogody opierają się na stosunkach wilgotnościowych lub ciepłych powietrza. Np. wznoszenie się dymów, w przeciwieństwie do ich ścielenia się, które może zapowiadać pogorszenie się pogody, świadcząc o tem, że w niższych warstwach powietrze jest więcej lekkim, jako więcej ciepłe i wilgotne, niż innym razem. Jeżeli w czasie zachodu słońca niebo jest na zachodniej stronie czerwone, to ma to być zapowiedzią wiatru. Ściśle biorąc zachodzi tu tylko pośredni związek, gdyż czerwoność ta wskazuje tylko obecność wielkiej ilości pary wodnej w tych warstwach powietrza, a z drugiej strony, gdy nadchodzi cyklon (zwykle z zachodu), który sprowadza silniejsze wiatry, wtedy wilgotność powietrza też wzrasta. Wynika stąd, że tego rodzaju prognozyk, jak i wiele innych podobnych, może być dobrym, ale wcale nie jest niezawodnym. Wzrost wilgotności powietrza, może tłómaczyć zachowanie się niektórych zwierząt lub roślin przed nadchodzącą zmianą pogody, co też bywa dlatego uważane jako odpowiedni prognozyk.

W niektórych okolicach miejscowe warunki pozwalają na więcej pewne przewidywania pogody lokalnej, jak np. w górach. Np. zdarza się, że pomimo pochmurnego nieba deszcz spada w górach dopiero wtedy, gdy chmury zejść do wysokości pewnego określonego szczytu. Pionowe ukształtowanie terenu dostarcza możności do takich obserwacji wysokości, które stanowią dla ludności miejscowej prognozyk często bardzo trafny.

Natomiast prognozyki ludowe, obliczone na dłuższe okresy czasu należy przyjmować bardzo krytycznie; jak np.: „Święta Barbara po lodzie, Boże Narodzenie po wodzie“, lub „gdy na 40 Męczenników pada deszcz, to będzie on padał przez 40 dni“ itd. Są to raczej tylko „wierzenia“ pozbawione ścisłych podstaw tak, że do oceny ich sprawdzania się nie można stosować dokładnych kryterjów co do terminów. Np. gdy na św. Barbarę wypadł mróz, to drogą zdarzającej się pewnej kompensacji może się zdarzyć pewne podwyższenie temperatury a więc i odwilż, lecz czy właśnie na samo Boże Narodzenie, a nie wcześniej lub później, lub czy wogóle ono nastąpi w tym właśnie okresie, tego przewidzieć nie możemy.

W każdym razie przy stosowaniu różnych prognozyków trzeba zwracać uwagę, ażeby od dobrego ziarna istotnego doświadczenia i obserwacji, oddzielić plewę przesądu. Ocena istot-

Prognozyki ludowe na okres dłuższy.

nej wartości takich prognostyków musi się opierać na stwierdzeniu, jak często procentowo one się sprawdzają. Otóż warto zauważyć, że sprawdzanie się reguły w 90% wypadków czyni ją bardzo przydatną, przy 60% staje się ona już niepewną, przy 50% nie posiada żadnej wartości, a poniżej tego, np. przy 40% jest wprost fałszywą.

Przepowiednie przymrozków wiosennych na tem miejscu pomijamy, gdyż omówiliśmy je wyżej.

ROZDZIAŁ VI.

K l i m a t.

1. Wiadomości ogólne.

Klimatem danej miejscowości nazywamy *łącznieść tych wszystkich zjawisk meteorologicznych*, które określają przebieg pogody oraz jej stan przecięciowy, właściwy tejże miejscowości; każdorazowy stan pogody jest więc oddzielnym przejawem elementów meteorologicznych (temperatura powietrza, jego ciśnienie, wilgotność, opady, wiatry itd.). Jednak, ponieważ dane klimatyczne mają przedstawić nam, o ile możności, zupełny obraz zjawisk meteorologicznych, jakie w danej miejscowości mogą zachodzić, przeto przy zestawieniach klimatologicznych należy jeszcze wskazać, jakie mogą zdarzać się odstępstwa od przeciętnych stosunków, czyli określić granice możliwych wahań, albo inaczej, — t. zw. pole odmian elementów meteorologicznych. Przytem owe granice powinny obejmować nie tylko te wahania najbardziej krańcowe, które zdarzyły się w ciągu jakiegoś okresu: jednorazowo, ale przede wszystkim wahania przecięciowe, dla danej miejscowości właściwe. Jeśli chodzi o zaznaczenie np. wpływu, jaki wywiera dany klimat na życie organizmów, to powyższe uzupełnienie danych klimatycznych nabiera wielkiego znaczenia.

Przecięciowe wartości elementów meteorologicznych, o ile je wprowadzamy do zestawień klimatologicznych, powinny czynić zadość temu warunkowi, aby się odnosiły do dostatecznie długiego okresu. Im dłużej były prowadzone spostrzeżenia meteorologiczne w pewnej miejscowości, tem dokładniej przedstawia nam wspomniane średnie wartości obraz przeciętnych stosunków, właściwych temu miejscu, nie zaś warunkowanych przez wpływy chwilowe, wypadkowe, jakie w ciągu krótkiego czasu mogły przeważać. T. zw. *normalne wartości* elementów

meteorologicznych, na których dane klimatyczne przedewszystkiem się opierają, są to średnie, obliczone na podstawie należyte długiego okresu spostrzeżeń, aby można było przypuścić, że wszelkie te wpływy chwilowe dostatecznie się równoważą; tak otrzymana wartość przedstawia dla rozpatrywanej miejscowości dany element meteorologiczny już w zależności tylko od wpływów, stale w danym miejscu działających (np. położenie geograficzne, lub wyniesienie nad poziom morza, lub położenie względem mórz itd.).

Jako wartości normalne, uważamy takie, które różnią się od prawdziwych dostatecznie mało, czyli posiadają t. zw. *błąd prawdopodobny* dostatecznie mały. Istnieją metody rachunkowe, pozwalające na obliczanie tego błędu prawdopodobnego, a także na obliczanie, jak długim musiałby być okres spostrzeżeń, aby średnia wartość, na jego podstawie otrzymana, była obciążona błędem prawdopodobnym o wielkości, z góry założonej. Oczywiście, im mniejszym ma być błąd prawdopodobny, tem dłuższego szeregu lat spostrzeżeń potrzeba na otrzymanie odpowiedniej średniej wartości.

Nadto, średnie wartości elementów meteorologicznych przy dłuższym okresie spostrzeżeń zyskują na tem, że lepiej mogą być porównywane wzajemnie; nawet dla jednej i tej samej miejscowości obliczone średnie dla różnych okresów czasu mogą tem więcej różnić się wzajemnie, im okresy były krótsze. Potwierdzenie znajdujemy np. w następującem zestawieniu wahań średnich temperatur rocznych i miesięcznych, wyprowadzonych dla Warszawy z okresu 1826—1880 przy obliczaniu z okresów niejednakowo długich: *)

Przy obliczaniu z okresów	Wahania średnich temperatur wynoszą	
	dla roku	dla stycznia
1 roku	3°. 71	14°. 81
5-letnich	0°. 60	5°. 48
10- "	0°. 20	3°. 04
15- "	0°. 18	2°. 14
25- "	0°. 17	1°. 63

Dłuższy okres spostrzeżeń potrzebny jest do uzyskania wartości normalnych dla takich elementów meteorologicznych, które podlegają większym wahanom (np. średnia roczna tem-

*) A. Pietkiewicz — Zmienność temperatury roczna w Warszawie. — Pamiętnik Fizjograficzny t. II i III.

peratura, w porównaniu ze średnią dla oddzielnych miesięcy a tembardziej oddzielnych dni, itd.).

Tak np. według obliczeń Pietkiewicza *) liczby lat spostrzeżeń, potrzebnych do otrzymania średnich temperatur miesięcznych a także rocznych, z błędem prawdopodobnym nie większym, niż 0°, 1, są dla Warszawy następujące:

	Liczba lat	Wahania średnich temperatur za czas 1826—1880
dla stycznia	525	14°, 81
„ lutego	552	15°, 03
„ marca	273	14°, 06
„ kwietnia	182	7°, 87
„ maja	201	9°, 92
„ czerwca	95	7°, 07
„ lipca	125	7°, 71
„ sierpnia	99	7°, 42
„ września	81	6°, 32
„ października	133	7°, 32
„ listopada	185	8°, 95
„ grudnia	521	14°, 41
„ roku	32	3°, 71

Również wpływa tutaj w wysokim stopniu zmienność klimatu rozpatrywanej miejscowości, gdyż tam, -gdzie przebieg warunków atmosferycznych jest z biegiem czasu więcej jednostajny, (jak np. w okolicach podrównikowych), możemy daleko prędzej dojść do normalnych średnich, niż dla miejscowości o bardziej zmiennych warunkach klimatycznych. Tak np. dla otrzymania normalnej rocznej temperatury potrzebaby:

w środkowej Europie około 40 lat spostrzeżeń,
w północ.-wschod. Europie około 60 „ „
w Batawii około 3 „ „

Tak samo np. dla Wiednia potrzebaby (według Hann'a) dla otrzymania normalnych temperatur:

dla miesięcy zimowych około 400 lat spostrzeżeń,
dla miesięcy letnich około 100 „ „

zaś w Zachodniej Syberji:

dla miesięcy zimowych około 800 lat spostrzeżeń,
dla miesięcy letnich około 100 „ „

natomiast w Batawii wystarczy dla tego samego celu 5 lat spostrzeżeń.

Dla przykładu przytaczamy poniżej (według R. Mereckiego) dla Warszawy i okresu 1826—1910 wartości przeciętnych

*) l. c.

temperatur (t_n), wyprowadzonych z całego tego okresu, wahania wartości z lat oddzielnych (a) oraz błędy prawdopodobne (e), jakimi te średnie wieloletnie są obarczone — wszystko dla oddzielnych miesięcy i całego roku: *)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
t_n	-4°.2	-2°.8	+0°.8	7°.0	12°.9	16°.9	18°.4	17°.5	13°.4	7°.9	+1°.6	-2°.3	7°.3
a	15°.1	15°.0	14°.4	7°.9	9°.7	7°.0	7°.7	8°.0	6°.3	9°.1	9°.1	14°.6	4°.0
e	2°.27	2°.32	1°.73	1°.40	1°.48	1°.11	1°.11	1°.01	0°.98	1°.30	1°.46	2°.26	1°.54

Przyczyny, wpływające na układ warunków klimatycznych na ziemi, nie są wszystkie jednakowo ogólne w tym znaczeniu, że nie każda z nich rozciąga swoje działanie na jednokowe obszary. Tak np. położenie ziemi względem słońca wytwarza różnice między sferami klimatycznymi na całej powierzchni kuli ziemskiej (p. str. 17); natomiast np. położenie względem mórz, jako czynnik klimatyczny, ma daleko mniejszy obszar działania.

Odpowiednio do tego rozróżniamy dwa główne typy klimatu: klimat t. zw. *astronomiczny* i klimat t. zw. *fizyczny*. Klimatem astronomicznym nazywamy układ warunków klimatycznych, powstały w zależności tylko od położenia ziemi względem słońca bez uwzględnienia takich wpływów, których źródło znajduje się na ziemi; pod działaniem tych ostatnich klimat astronomiczny przechodzi w klimat fizyczny, który według powyższego jest modyfikacją klimatu astronomicznego, spowodowaną przez miejscowe, ziemskie warunki, jak np. położenie względem mórz, lub wyniesienie nad poziomem morza itd. Rozpatrując układ warunków klimatu astronomicznego, przyjmujemy zatem, że cała powierzchnia ziemi jest zupełnie jednolitą, to zn. np. bez podziału na wody i lądy, bez pionowych różnic położenia itd.

Warunki klimatu astronomicznego wynikają z położenia ziemi względem słońca i jej ruchów: naokoło osi i naokoło słońca (p. rozdz. „Ziemia i słońce“). Wskutek obrotu ziemi naokoło słońca wszystkie punkty tego samego równoleżnika znajdują się w jednakowych warunkach względem słońca; dlatego też wzdłuż tego samego równoleżnika występują jednakowe warunki klimatu astronomicznego, które zmieniają się tylko wzdłuż południków t. j., razem z szerokością geograficzną.

Położenie ziemi względem słońca powoduje podział powierzchni ziemi na omówione powyżej strefy klimatyczne oraz

*) R. Merecki — Klimatologia Ziem Polskich — Warszawa 1915 — str. 30 i 37.

zjawisko pór roku; mianowicie, jak widzieliśmy, odgrywa tu wielką rolę nachylenie osi ziemskiej do płaszczyzny ekliptyki*). Powierzchnie, zajęte przez te trojaki strefy t. j. gorącą, 2 umiarkowane (północną i południową) oraz 2 zimne (północną i południową) znajdują się w stosunku $5:6\frac{1}{2}:1$.² Do tego, co było powiedziane powyżej o charakterystyce stref klimatycznych, dodamy tu jeszcze parę szczegółów następujących:

W miarę posuwania się od równika do biegunów napotykamy coraz większe wahania długości dnia i nocy: na równiku przez cały rok, dzień i noc trwają po 12 godzin, zaś na biegunach dzień trwa okrągło pół roku i noc też pół roku. Przeciwnie, kąty padania promieni słonecznych na horyzont podczas południa zmniejszają się w miarę oddalania się od równika ku biegunom. Zarówno większa długość dnia, jak i większy kąt padania promieni słonecznych wywierają wpływ w kierunku powiększania ogrzewania przez promienie słoneczne, a zatem w kierunku od równika do biegunów obydwie te przyczyny wpływają na ogrzewanie nie jednakowo. Wspólne ich działanie układu się tak, że roczna ilość ciepła, dostarczana różnym miejscowościom na ziemi przez promieniowanie słoneczne, zmniejsza się od równika w stronę biegunów. Np. przyjmując za jednostkę tę ilość ciepła, którą otrzymuje jakiegokolwiek miejsce na równiku (w poziomie morza) podczas jednego dnia przecięciowo z całego roku, otrzymamy te roczne ilości według Meech'a, jak następuje:

dla szerokości geograficz.	0°	365.2
„ „ „	10°	360.2
„ „ „	20°	345.2
„ „ „	30°	321.0
„ „ „	40°	288.5
„ „ „	50°	249.7
„ „ „	60°	207.8
„ „ „	70°	173.0
„ „ „	80°	156.6
„ „ „	90°	151.6

Eliptyczny kształt drogi ziemi naokoło słońca powoduje, że odległości pomiędzy niemi są zmienne w ciągu roku. Mianowicie ziemia znajduje się najbliżej słońca podczas lata półkuli południowej, czyli zimy północnej, a najdalej — podczas zimy półkuli południowej a lata półkuli północnej; stąd powstają różnice w ogrzewaniu, dochodzące do 7%. Następstwem tego

*) Wyraz klimat pochodzi od greckiego „κλίμα“ co znaczy „nachylać“.

jest taki stan rzeczy, iż różnice temperatur między latem i zimą są, *ceteris paribus*, cokolwiek większe dla półkuli południowej, niż dla północnej, która już z tych powodów astronomicznych posiada warunki klimatyczne nieco więcej umiarkowane pod względem obszerności wahań temperatury. Np. znajdujemy następujące dzienne ilości ciepła, otrzymywane drogą insolacji w różnych szerokościach geograficznych, w obu półkulach w dniach 21 czerwca (lato półkuli północ., a zima półkuli połudn.) i 21 grudnia (zima półkuli północ., a lato półkuli południowej), przyczem dzienna ilość ciepła, dostarczana miejscowości na równiku w dniu 20 marca przyjęta jest za 1000:

Szerokość geograf.	21/VI	21/XII	Różn.
90° N	1202	0	1202
80°	1184	0	1184
70°	1130	0	1130
60°	1093	56	1037
50°	1105	197	908
40°	1107	355	752
30°	1088	520	568
20°	1045	677	368
15°	1012	749	263
Równik	881	942	61
15° S	701	1081	380
20°	633	1116	483
30°	487	1163	676
40°	332	1183	851
50°	184	1180	996
60°	52	1168	1116
70°	0	1207	1207
90°	0	1265	1265
80°	0	1284	1284

Zauważyć trzeba, że przytaczane powyżej ilości ciepła, otrzymywane w różnych szerokościach geograficznych drogą insolacji, są obliczone bez uwzględnienia pochłaniającego lub rozpraszającego działania atmosfery (p. wyżej), t. zn. przyjmując doskonałą przezroczystość atmosfery (współczynnik=1). Jeżeli jednak weźmiemy te przyczyny pod uwagę, to okaże się, że wpływ atmosfery pogłębia jeszcze bardziej różnice między różnymi szerokościami pod tym względem. Np. okazuje się, że przy współczynniku przezroczystości 0.7 punkt na biegunie otrzymuje rocznie mniej, niż $\frac{1}{4}$ tej ilości ciepła, którą dostaje punkt na równiku również w ciągu roku; dla współczynnika przezroczystości 0.6 stosunek ten obniża się do $\frac{1}{6}$ itd. Wynika stąd, że w warunkach klimatu astronomicznego ilość otrzymwanego ciepła obniża się od równika ku biegunom tem szybciej, im mniej przezroczystą jest atmosfera.

Nie wchodząc dla braku miejsca w dalsze szczegóły, jak również pomijając rozpatrywanie różnych rodzajów klimatu fizycznego, ograniczamy się na krótkim omówieniu charakterystycznych cech klimatu Polski *).

2. Stosunki klimatyczne w Polsce.

Terytorjum geograficzne Polski, ograniczone od zachodu Odrą i Niszą Łużycką a następnie Sudetami i Karpatami, zaś od wschodu od zatoki Ryskiej Dziną i Dnieprem, wykazuje, pod względem temperatury powietrza, przejście od więcej oceanicznego klimatu Europy Zachodniej do kontynentalnego Europy Wschodniej. Przy jednolitości klimatu na całym obszarze ziem Polski to przejście jest łagodne od strony zachodniej zamiast wyraźnej granicy z tej strony. Natomiast wschodnia granica nasze-

Tempe-
ratura
powietrza.

Nazwa stacji	A b s o l u t n e		
	Minimum	Maximum	Wahanie
Warszawa	- 33 ^o .1	36 ^o .5	69 ^o .6
Kraków	- 32 ^o .5	38 ^o .4	70 ^o .9
Wrocław	- 30 ^o .8	37 ^o .8	68 ^o .6
Wilno	- 33 ^o .8	33 ^o .0	66 ^o .8
Ryga	- 32 ^o .5	38 ^o .6	71 ^o .1
Klusy	- 33 ^o .8	34 ^o .6	68 ^o .4
Górki	- 35 ^o .6	33 ^o .1	68 ^o .7
Kijów	- 31 ^o .7	36 ^o .7	68 ^o .4
Odessa	- 28 ^o .2	35 ^o .8	64 ^o .0
Piotrogród	- 39 ^o .0	36 ^o .1	75 ^o .1
Moskwa	- 42 ^o .5	37 ^o .5	80 ^o .0
Kursk	- 41 ^o .2	36 ^o .4	77 ^o .6
Ługański	- 40 ^o .8	39 ^o .0	79 ^o .8
Berlin	- 25 ^o .0	37 ^o .0	62 ^o .0
Magdeburg	- 24 ^o .8	36 ^o .0	60 ^o .8
Drezno	- 27 ^o .6	34 ^o .7	62 ^o .3
Budziszyn	- 27 ^o .0	34 ^o .8	61 ^o .8

*) E. Romer — Klimat Ziem Polskich — Encyklopedia Polska t. I. — Kraków 1912 — Ak. Um.

R. Merecki — Klimatologia Ziem Polskich — Warszawa 1915.

Wład. Górczyński — Nowe izotermy Polski, Europy i kuli ziemskiej — Warszawa 1918.

go obszaru klimatycznego występuje, jako zupełnie wyraźna i niewątpliwa.

Tak np., jak stwierdza E. Romer, absolutne minimum temperatury bezpośrednio poza zachodnią granicą terytorjum polskiego nie dosięga nigdzie — 30° i na ogół pozostaje w granicach około — 25° ; natomiast spada poniżej — 40° , za temperaturę krzepnięcia rtęci, zaraz za wschodnią granicą naszą. Wahania absolutne temperatury wynoszą w Europie Zachodniej okrągło 60° , w Polsce okrągło 70° , natomiast w Rosji okrągło i powyżej 80° ; przejścia są tu względnie nagłe. Przykłady tych stosunków podaje zestawienie (na str. 119) absolutnych granic temperatury z długoletnich okresów.

Na wschód od naszego obszaru klimatycznego silnie przeważają dwie pory roku: ostra zima i krańcowe lato, oddzielone krótko trwającymi, nie zawsze jednakowo wyraźnymi porami pośrednimi. Natomiast w przebiegu temperatury w naszym klimacie, oprócz zwykłych czterech pór roku trzeba wyodrębnić jeszcze dwie wyraźne, a mianowicie — wczesną porę wiosenną, przerywaną powrotami okresów o charakterze zimy, czyli *przedwiosnę*, oraz *późną jesień*, obejmującą stłoty i szarugi jesienne poza jesienią właściwą. Również trzeba podnieść, że miewamy w zimie okresy łagodne, o charakterze oceanicznym (zima angielska), a także okresy surowe kontynentalne (zima rosyjska); w lecie również miewamy z jednej strony okresy długotrwałych deszczy, a z drugiej — susze.

W rocznym przebiegu temperatury powietrza w klimacie Polski*) widzimy, że początek ostrej zimy schodzi się z początkiem trzeciej dekady grudnia (około 20-go), a najniższe temperatury wypadają w połowie stycznia; nadto w drugiej dekadzie lutego zaznacza się dość wyraźnie znów obniżenie temperatury, jednak nie tak intensywnie przecięciowo, jak minimum styczniowe. Najwyższe roczne temperatury przypadają na ogół na drugą połowę lipca oraz pierwszą pięciodniówkę sierpnia.

Na uwagę zasługuje przebieg temperatury w pierwszej połowie maja ze względu na uwydatniający się w tej porze powrót zimna (p. wyżej). Mianowicie w zestawieniu temperatur *średnich* z całego okresu występuje nagły wzrost temperatury (dla Pińska o $1^{\circ}.3$, dla Lwowa o $1^{\circ}.4$, dla Tarnopola o $1^{\circ}.5$, dla Krzywórowni o $1^{\circ}.0$, dla Krynicy o $0^{\circ}.7$). od dnia 14 maja do 15 maja, przyczem nie schodzi ona już z tej wysokości; przez kilka dni poprzednich temperatura nie podnosi się tak,

*) Na podstawie 100-letnich spostrzeżeń dla Wrocławia, Warszawy i Wilna oraz 20-letnich dla Pińska, Lwowa, Tarnopola, Krzywórowni i Krynicy — według R. Mereckiego l. c.

jakby to wynikało z pory roku, a przez połowę maja wogóle przyrost temperatury jest cokolwiek powstrzymany w stosunku do pory roku. Potwierdzałyby się w ten sposób dobrze znana powszechnie reguła chłódów maowych, (przywiązywana do dni 12, 13 i 14 maja, t. zw. dni „zimnych świętych“). W średnich dziennych wartościach 20-letnich te obniżenia temperatury są tego rodzaju, jak wyżej podano, a w oddzielnych latach i oddzielnych obserwacjach może opadać temperatura nawet poniżej 0°, sprowadzając szkodliwe w tej porze przymrozki. Dla zilustrowania tego zjawiska przytaczamy poniżej dla Pińska i Tarnopola (dla 3-ch pierwszych tygodni maja w okresie 20-letnim 1878 —1897) zestawienie częstotliwości zdarzania się oddzielnych temperatur według grup jednostopniowych; licz-

Grupy °C	P I Ń S K			T A R N O P O L		
	1.V—7.V	8.V—4.V	15.V— 21.V	1.V—7.V	8.V—14.V	15.V— 21.V
1.0 — 1.9	1			1		
2.0 — 2.9	1			1		
3.0 — 3.9	3			3		
4.0 — 4.9	2	1	2	2	2	1
5.0 — 5.9		4	2		5	2
6.0 — 6.9	5	4	1	5	6	1
7.0 — 7.9	5	13	3	9	8	5
8.0 — 8.9	7	7	5	8	5	5
9.0 — 9.9	10	14	8	9	4	4
10.0 — 10.9	14	11	6	12	16	7
11.0 — 11.9	19	11	6	15	14	9
12.0 — 12.9	11	13	11	13	11	12
13.0 — 13.9	16	18	10	5	14	10
14.0 — 14.9	13	13	16	14	14	6
15.0 — 15.9	13	9	14	7	8	8
16.0 — 16.9	10	10	17	12	8	11
17.0 — 17.9	3	6	12	9	11	16
18.0 — 18.9	5	2	7	9	6	14
19.0 — 19.9	1		9	5	5	10
20.0 — 20.9	1	3	7		1	6
21.0 — 21.9		1	3	1	2	6
22.0 — 22.9			1			4
23.0 — 23.9						2
24.0 — 24.9						1
Razem	140	140	140	140	140	140
Średnia temperat. z tygodnia	12°.1	12°.0	14°.6	12°.5	12°.7	15°.2

by podane (na str. 121) oznaczają więc, jak często padała średnia dzienna temperatura wewnątrz odnośnej grupy z pośród wszystkich 140 wartości, odpowiadających danemu tygodniowi maja w całym dwudziestolecu*).

W Pińsku w pierwszym tygodniu maja najczęściej zdarzały się temperatury $11^{\circ}.0$ do $11^{\circ}.9$, a następnie $13^{\circ}.0$ do $13^{\circ}.9$; w drugim tygodniu $13^{\circ}.0$ do $13^{\circ}.9$ oraz $9^{\circ}.0$ do $9^{\circ}.9$ i $7^{\circ}.0$ do $7^{\circ}.9$, a w trzecim już $16^{\circ}.0$ do $16^{\circ}.9$ i $14^{\circ}.0$ do $14^{\circ}.9$. Analogiczne stosunki widzimy i dla Tarnopola.

Na uwagę zasługuje jednak to, że przebieg temperatury, wyprowadzony ze 100-letnich spostrzeżeń, wcale *nie wykazuje* podobnego zjawiska. Dowodziłoby to, że takie obniżenie temperatury w tej porze zdarza się tylko od czasu do czasu — choćby może i okresowo — że jednak zostało utrwalone w pamięci i uogólnione co do częstości pojawiania się dla tego, iż w tej porze jest ono wyjątkowo ważne dla rolnictwa, a zwłaszcza ogrodnictwa.

Co do pory początku i czasu trwania pór roku tak czterech głównych, jak i wspomnianych powyżej 2-ech dodatkowych — przedwiosny i jesieni późnej można powiedzieć, że pewien wpływ wywiera w tym względzie zarówno położenie miejscowości w kierunku wschodnio-zachodnim lub północno-południowym, jak i wyniesienie ponad poziom morza. Bliższe szczegóły wyjaśnia dostatecznie podana w końcu tablica I.

Dodane tablice II — IV podają dane, dotyczące rocznego okresu temperatury, ilości opadu, liczby dni z opadem dla szeregu miejscowości na Ziemiach Polskich oraz niektórych sąsiednich, ugrupowanych według 9 dziedzin klimatycznych, wydzielonych przez M. Mereckiego na podstawie przebiegu temperatury*). Do tego dołączamy w krótkości uwagi następujące:

Wybrzeże Bałtyku odznacza się klimatem morskim — ostrym na wybrzeżu wschodnim, a znacznie łagodniejszym na północnym (np. cieplejszy styczeń i luty), gdzie wpływ Bałtyku silniej się uwydatnia. Wpływ ten maleje zresztą dość nagle w miarę oddalania się od wybrzeża. Już na niżu zachodnim znajdujemy wahania (amplitudy) średnich miesięcznych temperatur większe, niż 20° , a na wyżynie Małopolskiej dochodzą one do 22° . Średnie roczne temperatury malejąc ku wschodowi, w dziedzinie środkowego biegu Wisły pozostają w obrębie jednego stopnia (między $6^{\circ}.7$ i $7^{\circ}.9$) — za wyjątkiem gór Świętokrzyskich, posiadających niższą temperaturę; na pojezierzach następuje szybki spadek temperatury, a w dziedzinie płyty litewskiej temperatury roczne obniżają

*) R. Merecki. I. c

się na wschodnich krańcach do 5°. Oczywiście jest wpływ wymiesienia nad poziom morza, uwydatniający się w dziedzinie górskiej w największym stopniu.

Ilość opadów pozostaje niewielką od wybrzeży prawie do 51° szerokości geograficznej, a dalej rośnie ku południowi i dochodzi do największych wartości w okolicy górskiej. W rozkładzie rocznym minimum ilości opadu wypada naogół w styczniu lub i w lutym, a maximum przeważnie w lipcu. Maximum to opóźnia się na wybrzeżu Bałtyku do września, a w górach występuje już w czerwcu. Zaznaczyć należy drugorzędne minimum opadów w kwietniu oraz drugorzędne maximum w grudniu, co zasługuje na uwagę że względu na to, że te pory nie odpowiadają miesiącom najwyższych i najniższych temperatur. Ogólna liczba dni z opadem jest większa w górach, niż na nizinach; większa jest też na wybrzeżu, skąd maleje ku wnętrzu kraju.

Opady.

Co do rozkładu dni z opadem w roku, widzimy dla północnego wybrzeża Bałtyku maximum liczby dni z opadem w grudniu oraz minimum na wiosnę lub w początku lata. Inaczej rzecz się ma w okolicach górskich, gdzie największą liczbę dni z opadem posiada czerwiec, a najmniejszą — luty. Środkowy i dolny bieg Wisły posiada główne maximum liczby dni z opadem w lipcu (drugorzędne w grudniu), a główne minimum w lutym (drugorzędne we wrześniu). Liczba dni ze śniegiem w całym roku dochodzi w krańcowych wartościach przeszło do 60, z czego przypada najwięcej na grudzień i styczeń; luty miewa zwykle mniej dni ze śniegiem, niż marzec. Najwcześniej bywa śnieg w październiku (druga połowa), zaś w górach zdarza się już we wrześniu.

ZAKOŃCZENIE.

Widzieliśmy w naszych rozważaniach, że wpływy czynników klimatycznych, wywierane na produkcję rolniczą, są wielorakie i bardzo rozległe. Wpływy te mogą być dla rolnictwa pomocnymi zwłaszcza, gdy ono, nie lekceważąc ich, do nich się przystosowuje, ale mogą też nieraz wyrządzać i szkody, często bardzo znaczne. Od tych ostatnich stara się praktyka chronić za pomocą rozmaitych sposobów, niezawsze jednak z równie dobrym skutkiem.

Ochrona przed szkodliwymi wpływami czynników pogody. Np. dla ochrony przed ujemnym wpływem zbyt- niskiego obniżenia temperatury stosujemy dość skutecznie różnego rodzaju osłony, w pierwszym rzędzie szklane, gdy na to pozwala wielkość powierzchni oraz ilość roślin, które chcemy chronić (szklarnie, okna inspektowe i t. d.). Szkło, jak wiadomo, posiada — podobnie, jak i powietrze — tę własność, że znacznie lepiej przepuszcza promieniowanie jasne — np. dzienne słoneczne, niż ciemne, jak ciepło wypromieniowywane, które przepuszcza bardzo słabo. Skutek jest taki, że w przestrzeni, osłoniętej za pomocą szkła, temperatura nie spadnie podczas nocy tak nisko, jakby to było możliwym bez takiej osłony, ponieważ tracenie ciepła drogą wypromieniowywania będzie utrudnione dla tak osłoniętego wnętrza; podobnie też zrozumiałą jest to wysoka temperatura, którą utrzymuje się w szklarniach, w dzień podczas insolacji. W tych wypadkach, gdy chcemy wzmocnić ochronę przed oziębianiem, osłaniamy inspekta lub ściany szklarni jeszcze np. matami słomianymi i t. p. •

Gdy chodzi o podobną ochronę większych przestrzeni, np. całego pola, wtedy poprzedni sposób jest oczywiście nie do przeprowadzenia. Wówczas, rozpalając w odpowiednich miejscach ogniska, dające dużo dymu, sprawiamy, że dym ten, ściągając się nad powierzchnią, która ma być chronioną, wytwarza sztucznie, jakby niskie chmury, które zatrzymują wypromieniowywanie.

Tak np. postępujemy, gdy się obawiamy szkodliwych skutków przymrozków nocnych. O sposobach przewidywania tych przymrozków była już mowa powyżej.

Rolnictwo nie może oczywiście myśleć o tem, by można było sztucznymi sposobami podnosić temperaturę powietrza nie w zamkniętych, wielkich przestrzeniach. Można tylko radzić sobie za pomocą stosownej ekspozycji, np. dobierając do uprawy odpowiednie stoki południowe; także, jak np. w ogrodnictwie dopomaga umieszczenie rośliny przy odpowiednim murze, wystawionym na silne działanie promieniowania słonecznego i t. d.

Dla ochrony przed szkodliwym działaniem wiatrów, stosujemy nieraz — przedewszystkiem w ogrodnictwie i w sadownictwie — odpowiednie płoty. W miejscach, wystawionych na szkodliwe działanie stałych wiatrów, pomagać może szereg odpowiednich drzew, w należytem miejscu ad hoc zasadzonych.

Pod względem opadów musimy nieraz chronić nasze płony zarówno przed nadmiarem wody, jak też i przed jej brakiem. W pierwszym wypadku stosuje praktyka osuszanie za pomocą odpowiednich meljoracji, jak np. drenowanie, lub osuszanie rowami i t. d.

W walce z suszą, gdy deszcze są rzadkie tylko w pewnych okresach, praktyka radzi sobie za pomocą nawadniania; natomiast, gdy opady są w pewnej miejscowości stale rzadkie i zbyt mało obfite, musimy chronić glebę od zbyt intensywnego parowania o ile to możliwe, np. stosując odpowiednie środki mechanicznej uprawy i t. p.

W walce z *gradem* stosowane były w ostatnich czasach i dotychczas jeszcze bywają w użyciu ochronne środki wybuchowe. Ten sposób ochronny polega na tem, że, przy pojawianiu się chmur, i warunków, zapowiadających możliwość gradu, strzela się w kierunku pionowym ze specjalnych, odpowiednio gęsto rozmieszczonych moździerzy, zaopatrzonych w wysokie nasady kminowe. Ma to na celu doprowadzenie do wstrząśnięcia powietrza, co ma być skutecznym środkiem przeciw gradowi ze względu na obecność i rolę wody przechłodzonej przy tworzeniu gradu. Niestety, nie można tym środkiem przypisywać na ogół skutecznego działania, między innymi, i z tego też względu, że trzeba mieć wątpliwości, czy strzały owe sięgają swem działaniem zawsze odpowiednio wysoko (np. przy chmurach nie nadto niskich, lub w miejscowościach nie górzystych i t. p.). Pomijamy zresztą zupełnie kwestję opłacalności tego sposobu w różnych wypadkach. Również nie można, jak dotąd, nadawać stanowczego znaczenia próbom stosowanie t. zw. gra-

dochronów elektrycznych. Są to piorunochrony, wzniesione bardzo wysoko i połączone metalicznie z ziemią, które mają oddziaływać i w kierunku zmniejszania napięć elektrycznych, ale i tu także wchodzi w grę niepewność pod względem wysokości.

Poza wyżej wymienionymi, znany jest jeszcze cały szereg środków walki, mniej lub więcej skutecznych, ze szkodliwym wpływem czynników pogody, których na tym miejscu już szerzej omówić nie możemy, gdyż wchodzi one w zakres nauki o uprawie roślin.

TABLICA I.
Pory roku.

	Z i m a		Przedwiosna		Wiosna właściwa	
	średnia temperatura niżej 0°		średnia temperatura od 0° do 4°9		Średnia temperatura od 5° do 14°9	
	początek	liczba dni	początek	liczba dni	początek	liczba dni
Wilno	20.XI	125	25.III	18	12.IV	52
Warszawa	24.XI	113	17.III	21	7.IV	52
Wrocław	9.XII	77	24.II	36	1.IV	58
Lwów	1.XII	100	16.III	27	6.IV	45
Tarnopol	25.XI	114	19.III	22	10.IV	44
Kijów	18.XI	123	21.III	20	10.IV	41
Poronin	12.XI	133	25.III	21	15.IV	71
Krynica	25.XI	112	17.III	25	11.IV	74
Krzyworównia	21.XI	110	11.III	31	9.IV	46
	L a t o		Jesień właściwa		Późna jesień	
	średnia temperatura wyżej 15°		średnia temperatura od 15° do 5°		średnia temperatura od 4°9 do 0°	
	początek	liczba dni	początek	liczba dni	początek	liczba dni
Wilno	3.VI	91	2.IX	56	28.X	23
Warszawa	29.V	101	7.IX	51	28.X	27
Wrocław	29.V	105	11.IX	55	5.XI	34
Lwów	21.V	113	11.IX	52	2.XI	28
Tarnopol	24.V	107	9.IX	52	31.X	26
Kijów	21.V	113	11.IX	47	28.X	21
Poronin	25.VI	58	22.VIII	60	21.X	22
Krynica	24.VI	72	4.IX	55	29.X	27
Krzyworównia	25.V	106	8.IX	47	6.X	25

TABLICA II.

Średnie temperatury powietrza, jednolicie sprowadzone do pięćdziesięciolecia 1851—1900.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
1. Wschodnie wybrzeże Bałtyku.													
Kłajpeda . . .	-2.9	-2.8	-0.5	4.9	10.4	15.1	17.4	17.0	13.7	8.1	2.5	-1.6	6.8
Królewiec . .	-3.2	-2.8	-0.1	5.7	11.1	15.6	17.6	17.0	13.2	7.3	1.9	-1.8	6.8
2. Północne wybrzeże Bałtyku.													
Hel	-1.1	-0.9	0.5	4.8	9.4	14.5	17.2	17.3	14.6	9.0	3.9	0.3	7.5
Gdańsk . . .	-1.6	-1.0	1.0	5.9	10.6	15.6	17.4	16.8	13.6	8.2	3.0	-0.8	7.4
Lębork	-1.9	-1.4	0.8	5.9	10.4	15.0	17.1	16.3	12.8	8.2	2.7	-0.6	7.1
3. Zachodni niż Polski.													
Chojnice . . .	-3.1	-2.5	0.3	5.9	11.8	15.4	17.1	16.3	13.5	7.3	1.7	-1.9	6.7
Bydgoszcz . .	-2.4	-1.6	1.3	7.1	12.3	16.8	18.6	17.5	13.4	7.9	2.4	-1.2	7.7
Poznań	-2.0	-1.0	2.0	7.6	12.7	17.1	18.6	17.6	13.8	8.4	2.7	-1.0	8.0
Kalisz	-2.5	-1.3	1.7	7.7	13.3	17.6	19.0	18.0	14.0	8.6	2.6	-1.4	8.1
Ostrowo . . .	-2.6	-1.6	1.8	7.4	12.6	16.6	18.2	17.4	13.7	8.4	2.3	-1.4	7.7
Wrocław . . .	-1.5	-0.8	2.5	8.0	13.1	17.2	18.8	18.1	14.4	9.2	3.0	-0.7	8.4
Opole	-2.3	-1.1	2.4	7.9	12.9	16.8	18.5	17.9	14.3	9.1	2.8	-1.2	8.2
4. Wyżyna Małopolska.													
Bytom	-3.4	-2.3	1.4	7.1	12.5	15.9	17.6	16.7	13.2	8.2	2.0	-2.2	7.2
Bogumin . . .	-3.2	-2.1	1.8	7.6	13.0	16.6	18.5	17.1	13.6	8.5	2.5	-1.8	7.7
Ząbkowice . .	-3.9	-2.8	0.9	6.9	12.3	16.0	17.5	16.5	12.8	8.0	1.5	-2.6	6.9
Kraków	-3.4	-2.0	2.0	7.9	13.3	17.1	18.6	17.7	13.9	8.7	2.3	-2.2	7.8
Tarnów	-2.8	-1.2	2.8	8.5	14.0	17.8	19.2	18.5	14.7	9.7	2.0	-1.4	8.6
5. Dziędzina góraska.													
Cieszyn . . .	-2.9	-1.7	2.2	7.7	12.9	16.5	18.4	17.6	14.0	9.3	2.8	-1.7	7.9
Bielsko	-2.9	-1.8	1.7	7.0	11.9	15.5	17.4	16.6	13.3	8.7	2.0	-2.1	7.3
Istebna	-5.0	-4.0	-0.3	5.4	10.6	13.8	15.5	14.9	11.5	7.1	0.5	-3.7	5.5
Wisła	-3.9	-3.1	0.5	5.8	11.1	14.6	16.2	15.5	12.1	7.8	1.4	-2.6	6.3
Żywiec	-3.3	-2.3	1.8	7.4	12.6	16.0	17.9	17.0	13.3	8.7	2.3	-2.1	7.4
Zakopane . .	-5.6	-4.8	-1.4	4.3	8.9	13.3	15.3	14.5	10.4	5.9	-0.8	-4.2	4.6
Krynica . . .	-6.0	-4.3	-0.5	5.2	10.5	14.3	15.8	14.9	11.6	6.9	0.3	-4.0	5.4
Smolnik . . .	-6.0	-5.1	-0.6	5.5	11.2	14.5	16.3	15.6	11.9	7.3	0.8	-3.8	5.6
Krzyworów- nia	-5.9	-4.2	0.4	5.9	11.8	15.6	17.1	15.9	12.0	7.4	0.6	-3.8	6.1

TABLICA II (ciąg dalszy).

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
6. Ś r o d k o w y b i e g W i s ł y.													
Włocławek . . .	-3.1	-2.0	1.4	7.2	12.7	17.4	18.9	17.8	13.7	8.2	2.1	-1.7	7.7
Łowicz	-3.0	-2.2	1.3	7.3	13.2	17.6	19.1	18.3	13.9	8.2	2.2	-1.8	7.9
Warszawa . . .	-3.6	-2.5	1.1	7.6	13.4	17.7	18.9	17.9	13.7	8.0	1.8	-2.3	7.8
Piotrków . . .	-3.3	-2.4	1.3	7.2	13.0	17.0	18.3	17.3	13.4	8.1	1.9	-2.2	7.5
Silniczka . . .	-3.4	-2.4	1.2	7.0	12.8	16.6	18.2	17.2	13.3	8.1	1.8	-2.4	7.3
Radom	-3.4	-2.3	1.3	7.7	13.6	17.5	18.9	18.0	14.0	8.4	2.6	-2.1	7.8
Dęblin	-3.7	-2.7	1.1	7.6	13.6	17.5	18.9	18.0	14.0	8.3	1.9	-2.3	7.7
Puławy	-3.8	-2.7	1.1	7.5	13.4	17.3	18.6	17.7	13.7	8.2	1.9	-2.3	7.5
Lublin	-4.2	-3.0	0.7	7.2	13.2	17.3	18.7	17.6	13.4	7.8	1.5	-2.8	7.3
Brześć Litew.	-4.8	-3.7	0.5	7.1	13.6	17.5	18.9	17.7	13.5	7.5	1.3	-3.0	7.2
Wądołki Bo- rowe	-4.6	-3.9	-0.1	6.4	12.8	17.1	18.4	17.3	13.0	7.0	0.7	-3.4	6.7
Białystok . .	-4.6	-4.0	-0.2	6.5	12.8	17.2	18.6	17.4	13.0	7.2	1.0	-3.2	6.8
7. P o j e z i e r z e.													
Kowno	-5.0	-4.4	-0.9	5.8	11.9	16.3	18.1	16.5	12.0	6.7	1.0	-3.5	6.2
Suwałki	-5.5	-5.0	-1.3	5.4	12.0	16.2	18.2	16.7	12.3	6.6	0.4	-3.9	6.0
Klasy	-4.8	-4.4	-1.0	5.7	11.8	16.2	17.9	16.9	12.8	7.0	0.8	-3.5	6.3
Ostród	-3.7	-2.8	-0.1	6.0	11.6	15.9	17.6	16.7	12.8	7.4	1.5	-2.8	6.7
8. P ł y t a L i t e w s k a.													
Wilno	-5.3	-4.8	-1.0	5.8	12.5	17.1	18.8	17.2	12.6	6.9	0.8	-3.6	6.4
Mołodeczno .	-6.5	-6.0	-2.1	5.1	12.0	16.2	17.9	16.4	11.7	6.0	-0.2	-4.9	5.5
Drusieniki . .	-5.2	-4.6	-0.9	6.1	12.4	17.0	18.6	17.2	12.5	6.7	0.7	-3.7	6.4
Nadmiemań . .	-6.5	-5.8	-1.7	5.8	12.5	16.4	18.1	16.5	12.2	6.2	0.1	-4.8	5.8
Pińsk	-5.4	-4.5	-0.4	6.9	13.8	17.6	19.0	17.7	13.1	7.0	0.9	-3.8	6.8
9. W o ł y Ń, P o d o l e, U k r a i n a.													
Lwów	-4.0	-2.8	1.3	7.5	13.4	17.0	18.7	17.9	13.8	8.7	2.3	-2.3	7.6
Dubiany	-4.4	-3.1	1.1	7.4	13.3	16.9	18.5	17.8	13.7	8.4	2.0	-2.7	7.4
Ożydów	-3.6	-2.4	1.5	7.7	13.4	16.8	18.3	18.0	14.0	9.1	2.6	-1.8	7.8
Zdołbunów . .	-5.1	-4.1	0.3	7.0	13.6	17.6	19.2	18.1	13.6	8.1	1.8	-3.1	7.3
Tarnopol . . .	-5.9	-4.7	-0.3	6.4	13.1	16.8	18.4	17.5	13.0	7.6	1.0	-3.6	6.6
Żytomierz . .	-5.6	-4.8	0.0	6.9	13.8	17.4	19.1	17.8	13.1	7.3	1.3	-3.8	6.9
Kijów	-6.2	-5.5	-1.0	6.9	14.4	17.8	19.7	18.6	13.7	7.7	1.0	-4.3	6.9

TABLICA III.

Roczny okres opadów

mm.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
1.													
Kłajpeda . . .	40	36	32	29	38	49	72	78	80	78	67	49	648
Królewiec . .	36	30	31	31	49	59	74	82	80	61	54	42	629
2.													
Hel	25	17	22	28	48	55	93	65	58	61	37	33	542
Gdańsk	36	41	32	39	33	44	63	59	48	49	31	53	528
3.													
Chojnice . . .	32	28	36	33	48	63	75	70	45	42	37	37	546
Koszalin . . .	39	34	39	38	47	64	83	84	67	62	53	44	654
Toruń	25	24	31	38	43	67	67	74	40	37	37	32	515
Bydgoszcz . .	26	24	29	34	44	60	64	65	42	37	36	30	491
4.													
Kraków	26	27	35	42	65	89	91	84	58	49	37	37	640
Dobrzeczeń .	31	33	39	47	58	101	96	76	58	43	34	39	655
Bochnia	43	50	42	47	70	100	90	82	65	50	45	48	732
Pilzno	21	20	29	35	57	91	77	96	60	50	27	29	592
5.													
Wisła	64	48	84	52	91	156	155	150	93	82	78	73	1126
Bielsko	35	31	46	53	83	111	118	112	75	54	47	47	812
Zywiec	31	30	50	46	77	125	139	108	79	51	46	47	829
Jodłownik . .	31	37	54	58	83	107	125	91	82	55	43	53	819
Poronin	42	35	46	67	109	116	172	101	90	61	44	38	921
Białka	27	25	26	34	78	80	103	83	54	43	37	32	622
Krynica	65	63	62	42	79	107	104	81	60	55	52	69	839
6.													
Radom	30	32	42	47	61	88	84	71	56	60	46	50	667
Puławy	40	41	51	35	62	67	92	75	53	48	47	47	658
Warszawa . . .	33	32	38	38	52	72	77	74	49	45	37	38	585
7.													
Klusy	28	25	29	31	52	63	84	71	50	44	35	31	543
Tylża	43	38	36	58	49	70	86	89	73	63	58	44	687
8.													
Telechany . .	32	30	33	38	56	55	101	74	50	59	45	39	612
Pińsk	22	21	29	35	55	72	110	80	47	59	40	30	600
9.													
Jarosław	27	25	37	40	63	98	91	75	56	44	33	38	627
Lwów	38	40	52	50	69	93	93	79	57	47	47	42	707
Kijów	29	23	36	42	42	58	77	62	45	41	34	39	528
Horodyszcze .	22	20	31	45	56	60	78	53	38	41	35	41	520

TABLICA IV.

Przeciętna liczba dni z opadem, większym
niż 0,2 mm.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
1.													
Kłajpeda . . .	13.7	10.3	11.4	10.6	11.0	8.8	12.1	13.1	13.6	16.8	15.1	15.0	151
Królewiec . .	14.8	12.5	12.6	11.0	12.4	11.4	13.3	13.5	14.1	14.9	15.5	14.3	161
2.													
Hel	10.1	8.4	10.7	9.2	10.5	11.2	13.7	11.1	11.5	14.5	12.8	14.3	138
Gdańsk	13.0	13.0	14.1	13.1	11.8	12.7	14.5	14.0	12.6	14.1	15.1	15.7	163
3.													
Chojnice . . .	13.2	11.1	12.5	11.3	11.8	12.1	13.2	13.7	11.0	12.4	12.3	11.2	146
Toruń	10.1	8.8	11.2	10.1	11.6	11.6	11.9	12.1	10.0	10.3	11.8	12.5	132
Koszalin . . .	11.4	9.8	11.1	9.8	10.7	12.1	13.2	13.0	13.0	11.9	14.2	12.4	143
Bydgoszcz . .	9.9	9.0	10.2	10.4	10.9	11.4	12.1	11.6	10.3	11.0	11.5	11.8	130
4.													
Kraków	11.5	10.8	12.5	12.6	13.6	14.9	14.0	13.5	11.7	14.0	13.4	12.4	155
Dobrzechów .	8.8	9.1	10.8	10.1	13.4	13.9	12.2	11.9	10.4	11.4	9.8	11.1	133
5.													
Wisła	12.8	11.3	14.6	13.1	16.3	15.9	17.3	15.6	14.1	15.4	13.0	12.9	172
Bielsko	9.8	8.7	12.3	11.2	13.8	13.3	12.5	12.1	11.1	13.1	11.0	10.2	139
Żywiec	7.9	7.8	11.7	11.2	13.8	14.2	13.7	12.9	10.6	11.4	9.3	8.6	133
Jodłownik . .	9.2	9.8	11.3	12.3	14.0	15.1	14.3	13.7	11.6	12.3	10.8	11.7	146
Poronin	11.1	9.2	12.3	12.9	15.3	17.7	14.8	14.0	11.7	12.0	11.1	12.5	154
Krynica	13.2	9.9	12.2	10.0	12.5	14.0	12.6	12.1	10.4	11.8	10.2	12.3	141
6.													
Puławy	14.2	11.7	14.4	11.3	13.3	13.6	14.2	13.3	12.3	12.8	14.1	15.3	160
Warszawa . . .	11.3	11.0	10.9	10.5	11.2	11.6	12.5	11.5	9.7	10.3	11.0	12.1	134
7.													
Klasy	12.5	10.9	12.8	11.1	12.8	13.2	14.7	14.1	11.8	12.7	13.1	13.2	153
Tylża	11.2	9.7	10.6	9.2	11.3	11.4	12.5	12.5	12.2	12.4	12.5	12.1	138
8.													
Pińsk	13.8	10.9	13.8	9.9	14.0	12.9	14.5	13.2	11.5	14.4	15.1	16.7	161
Telechany . .	10.7	9.9	11.1	9.7	11.8	10.3	11.1	11.3	10.4	10.4	11.1	12.0	129
9.													
Jarosław	8.1	7.4	10.6	10.4	12.9	13.9	12.5	10.0	9.7	10.9	9.2	10.7	126
Lwów	11.5	11.2	13.0	10.9	13.8	13.6	13.1	12.3	10.0	12.1	12.9	13.8	148
Kijów	12.0	10.6	11.6	10.7	11.5	11.4	13.3	8.8	9.6	8.7	9.7	12.3	131
Horodyszcze .	7.4	7.6	9.3	8.5	11.0	9.0	10.0	6.9	6.6	7.3	8.2	9.6	100

TABLICA V.
Czas trwania usłonecznienia.

	Liczby godzin słonecznych						% czasu usłonecznienia możliwego				
	przecięciowo dziennie					Suma roczna	XII	IV	VII	IX	Rok
	Zima	Wio- sna	Lato	Jesień	Rok		%	%	%	%	%
Tczewo	1.8	4.9	8.3	3.5	4.6	1680	21	39	57	48	43.4
Margrabowa	1.6	5.1	8.0	3.2	4.5	1650	19	38	54	46	42.3
Mińsk	1.7	5.6	8.6	3.4	4.8	1750	18	46	57	47	44.0
Szamotuły	1.8	5.0	8.2	3.4	4.6	1680	21	39	54	43	43.3
Wrocław	1.9	4.8	7.7	3.5	4.5	1650	21	38	52	45	42.1
Oryszew	1.6	4.6	7.7	3.3	4.3	1570	19	34	51	49	40.7
Dęblin	1.7	4.7	7.8	3.3	4.4	1610	20	34	52	50	41.6
Kraków	2.0	4.7	7.2	3.6	4.4	1610	24	37	52	49	42.4
Krynica Biała	1.7	4.9	8.0	3.6	4.6	1680	19	40	62	52	44.2
Czerwonne	1.5	4.8	8.2	3.7	4.6	1680	16	40	62	56	44.1
Olszana	1.7	5.5	9.0	4.2	5.1	1860	17	43	63	57	46.5
Jałtuszków	1.7	5.3	8.7	4.0	4.9	1790	16	41	68	53	45.4

TABLICA VI.
Położenie miejscowości, przytoczonych
w tablicach poprzednich.

Miejscowość	Terytorjum	Szerokość geogra- ficzna φ	Długość geograf. λ wzgl. Greenwich	Wysokość m.
Biała Krynica	Wołyń	50°8'	25°44'	229
Białka	Małopolska	49°23'	20°6'	694
Białystok	Grodzieńskie	53°8'	23°10'	135
Bielsk	Śląsk	49°49'	19°3'	343
Bochnia	Małopolska	49°58'	20°26'	226
Bogumin	Śląsk	49°55'	18°20'	199

TABLICA VI (dalszy ciąg).

Miejscowość	Terytorjum	Szerokość geogra- ficzna φ	Długość geograf. λ wzgl. Greenwich	Wysokość m.
Brześć Litewski . . .	Grodzieńskie . . .	52°5'	23°40'	136
Bydgoszcz	Poznańskie	53°8'	18°0'	46
Bytom	Śląsk	50°21'	18°55'	284
Chojnice	Prusy zachodnie	53°42'	17°34'	170
Cieszyn	Śląsk	49°45'	18°38'	309
Czerwonne	Wołyń	50°1'	28°50'	225?
Dęblin (stacja)	Lubelskie	51°33'	21°47'	117
Dobrzeczków	Małopolska	49°52'	21°45'	243
Druskieniki	Grodzieńskie	54°1'	23°58'	103?
Dublany	Małopolska	49°54'	24°5'	255
Gdańsk (Nowy Port)	Pomorze	54°24'	18°40'	11
Hel	Prusy zachodnie	54°36'	18°48'	5
Horodyszczce	Kijowskie	49°17'	31°27'	130
Istebna	Śląsk	49°34'	18°54'	597
Jajtusków	Podole	48°59'	27°20'	312?
Jarosław	Małopolska	50°1'	22°41'	204
Jońtownik	Małopolska	49°46'	20°14'	326
Kalisz	Kaliskie	51°46'	18°6'	109
Kijów (Uniwersytet)	Kijowskie	50°27'	30°30'	183
Klusy	Prusy wschodnie	53°48'	22°7'	135
Kłajpeda	Prusy wschodnie	55°43'	21°8'	8
Koszalin	Pomorze	54°12'	16°11'	41
Kowno	Kowieńskie	54°54'	23°53'	36
Kraków	Małopolska	50°4'	19°57'	220.3
Królewiec	Prusy wschodnie	54°43'	23°30'	3
Krynica	Małopolska	49°25'	20°57'	586
Krzyworównia	Małopolska	48°10'	24°54'	545
Lębork	Pomorze	54°33'	17°45'	21
Lublin	Lubelskie	51°15'	22°35'	197
Lwów	Małopolska	49°50'	24°1'	308
Łowicz	Warszawskie	52°5'	19°58'	90
Margradowa	Prusy wschodnie	54°2'	22°30'	159
Mińsk	Mińskie	53°54'	27°33'	225
Mołodeczno	Wileńskie	54°19'	26°54'	176?

TABLICA VI (dalszy ciąg).

Miejscowość	Terytorjum	Szerokość geograficzna φ	Długość geograf. λ wzgl. Greenwich	Wysokość m
Nadwiślański	Mińskie	53°20'	27°7'	168?
Olszana	Kijowskie	49°14'	31°13'	158
Opole	Śląsk	50°40'	17°55'	163
Oryszew	Warszawskie	52°07'	20°21'	115
Ostrowo	Poznańskie	51°39'	17°49'	136
Ostród	Prusy wschodnie	53°42'	19°58'	111
Ożydów	Małopolska	49°58'	14°49'	239
Pilzno	Małopolska	49°59'	21°18'	234
Pińsk	Mińskie	52°07'	26°06'	142
Piotrków	Piotrkowskie	51°25'	19°41'	207
Poronin	Małopolska	49°20'	20°0'	778
Poznań	Poznańskie	52°25'	16°56'	58
Puławy	Lubelskie	51°25'	21°57'	148
Radom	Radomskie	51°24'	21°09'	161
Silniczka	Piotrkowskie	50°56'	19°42'	211
Smolnik	Małopolska	49°16'	22°07'	527
Suwałki	Suwałskie	54°06'	22°56'	177
Szamotuły	Poznańskie	52°37'	16°35'	82
Tarnopol	Małopolska	49°33'	25°36'	318
Tarnów	Małopolska	50°1'	21°0'	225
Tczewo	Pomorze	54°06'	18°48'	—
Toruń	Pomorze	53°01'	18°36'	56
Tylża	Prusy wschodnie	55°05'	21°54'	11
Warszawa (Obs.)	Warszawskie	52°13'	21°02'	121
Wądołki Borowe	Łomżyńskie	52°57'	22°12'	130?
Wilno	Wileńskie	54°41'	25°18'	106
Wisła	Małopolska	49°39'	18°52'	433
Włocławek	Warszawskie	52°40'	19°4'	65
Wrocław	Śląsk	51°07'	17°02'	118
Zakopane	Małopolska	49°17'	19°58'	899
Ząbkowice	Piotrkowskie	50°21'	19°14'	301
Zdołbunów	Wołyń	50°30'	26°15'	196
Żytomierz	Wołyń	50°15'	28°40'	223
Żywiec	Małopolska	49°41'	19°12'	354

LITERATURA.

- Dr M. P. Rudzki. Zasady Meteorologii. Warszawa, 1917.
- T. Klein, (przełożył R. Merecki). Meteorologia ogólna. Warszawa, 1915.
- E. Romer. Klimat Ziemi Polskich. Encyklopedia Polska tom I, Kraków 1912, Akad. Umiejętności.
- R. Merecki. Klimatologia Ziemi Polskich. Warszawa, 1915.
- Wład. Gorczyński. Nowe izotermy Polski, Europy, kuli ziemskiej. Warszawa, 1918.
- Instrukcja dla Stacji Meteorologicznych Sieci Polskiej. Warszawa, 1920 (nowe wydanie w druku).
- Program Sekcji rolniczej Komisji Fizjograficznej Akademii Umiejętności w Krakowie. Spraw Kom. Fizjogr. Ak. Um. t. 31.
- Inż. S. Turczynowicz. Krótki zarys Meteorologii na usługach rolnictwa. Warszawa. 1913.
-

- Alfred Angot. Instructions météorologiques. Paris, 1918.
- Anleitung zur Ausführung n. Verwertung meteorologischer Beobachtungen, bearb. v. dr A. Schlein. Wien 1915.
- Dr J. Hann. Lehrbuch der Meteorologie, III Aufl, Leipzig, 1915.



SYNDYKAT ROLNICZY

≡ WARSZAWSKI ≡

WARSZAWA, KOPERNIKA 30. Adr. telegr: „ROLNICZE“

==== D Z I A Ł Y: =====

Zbożowy, Nasion. Nawozów sztucznych, Artykułów technicznych i budowl., Maszyn rolniczych, Motokultury.

Dział Motokultury tel. Nr 147-69

W ostatniej chwili Dział motokultury sprowadził do kraju i uruchomił 450 traktorów amerykańskich, łącznie z innymi maszynami rolniczymi, przystosowanymi do trakcji motorowej.

W roku bieżącym Syndykat w dalszym ciągu:

Zaopatrjuje rolnictwo w traktory na warunkach wymiany na zboże lub drzewo ew. za gotówkę.

Wykonywa nadzór techniczny nad dostarczonymi maszynami.

Przewodzi specjalną szkołę orki motorowej dla oraczy z internatem dla przyjezdnych.

Posiada własne warsztaty montażowe i reperacyjne, zaopatrzone we wszelkie udoskonalenia techniczne.

Dostarcza wszelkie części zapasowe do sprowadzonych traktorów po cenach znacznie niższych od cen fabrycznych.

Poleca maszynistów na posady stałe i na sezon.

1042