

# OKRES DZIENNY CIŚNIENIA POWIETRZA W WARSZAWIE

opisał

**Romuald Merecki.**

---

Liczne prace z ostatnich lat zdają się zapowiadać ostateczne wyjaśnienie tajemniczego zjawiska przyływu i odpływu oceanu powietrznego w jego okresie dziennym i rocznym, zjawiska spostrzeganego za pośrednictwem notowań cogodzinnego stanu barometru za dość długi przeciąg czasu, aby wyrugować przeważający w naszych szerokościach i przy krótkotrwałych spostrzeżeniach wpływ wahań nieokresowych.

Nazwa przyływu i odpływu, podana przez **H u m b o l d t a**, jest w zupełności usprawiedliwiona przez zjawisko dwóch fal wysokiego ciśnienia, oddzielonych stanami niskiego w stałych, równych, sześciogodzinnych odstępach.

Typowy, regularny w krajach podzwrotnikowych przebieg dzienny o którym **H u m b o l d t** powiada, iż służyć może do notowania czasu, w szerokościach naszych i wyższych, dalej w krajach górskich, jak również w zależności od niektórych stanów pogody, licznym ulega zmianom, dając z jednej strony, podobnie jak okres dzienny temperatury, pojedyncze maxima lub z drugiej—potrójne, z trzeciem t. zw. maximum **R y k a c z e w a**. W jednej i tej samej okolicy znaleźć można wszystkie typy, jak to np. wykazemy w Warszawie, co utrudniało wyjaśnienia, przypuszczalnie, bardzo złożonego zjawiska.

Przeszło przed półtora wiekiem, nieznanym z nazwiska obserwator z **Guyany** niderlandzkiej zwrócił był na to zjawisko uwagę uczonych: „*Ou désire que les philosophes d'Europe fassent leur conjecture là dessus*“; lecz cały ten długi okres czasu przyniósł tylko znaczną liczbę teoryj, nieraz bardzo pomysłowych lecz w rezultacie daremnych. Dość przypomnieć jako przykład nieokreśloności wyjaśnień, do niedawna, jako ostatnie słowo nauki podawane tłumaczenie przebiegu ciśnienia przez **M o h n a** z jego klasycznego podręcznika meteorologii.

Streszczenie najważniejszych teoryj, włącznie z najnowszą **H a n n a**, mamy w naszej literaturze naukowej w pracy p. **Wł. S a t-**

kego o przebiegu dziennym ciśnienia w Tarnopolu (Sprawozdania Komisji fizyograficznej Akademii Umiejętności w Krakowie, tom 30); niezmiernie ważną jest praca Dr. B. Buszczyńskiego (tamże tom 26) o ciśnieniu w Krakowie, jako oparte na trzydziestoletnich zapisach barografu; tutaj zaś chcę zestawić wyniki tam otrzymane z temi, jakie dają pięcioletnie zapisy aneroidu Richarda z Obserwatorium astronomicznego w Warszawie <sup>1)</sup>, dodając kilka uwag, uzupełniających prace poprzednio wymienione.

Za chwilę zwrotu w rozwoju pytania o okresie dziennym ciśnienia uważać należy wystąpienie lorda Kelvina (W. Thomsona) w pracy „On the thermodynamic acceleration of the earth's rotation. Proc. R. S. of Edinburg Vol. XI“, gdzie myśl rzucona przez genialnego fizyka wskazała nowy kierunek badań, uwieńczonych powodzeniem.

Atmosferę, twierdzi on, należy rozpatrywać jako całość i stosować do poznania jej wahań, te same wzory, jakie dał był Laplace w mechanice nieba dla wód oceanu, z tą wszakże różnicą, iż zamiast siły ciężenia należy wprowadzić siłę termiczną słońca, rozłożoną na składowe w postaci rytmicznych oscylacyj całodziennych i półdziennych, i wtedy odpowiednio wzbudzone wahania w atmosferze ziemskiej powinny być dać ten typowy przebieg, jaki wskazuje obserwacya.

Wskazuje tutaj Thomson na rozkład okresu dziennego temperatury powietrza i ciśnienia przy pomocy t. zw. wzoru Bessela najczęściej używanego pod postacią:

$$a_1 \sin(A_1 + x) + a_2 \sin(A_2 + 2x) + a_3 \sin(A_3 + 3x) + \dots$$

gdzie kąty pomocnicze  $A_1, A_2, A_3 \dots$  dają chwile wystąpienia punktów zwrotu oscylacyj pojedynczej, podwójnej, potrójnej i t. d., stałe zaś  $a_1, a_2, a_3 \dots$  oznaczają pola odmian tychże oscylacyj.

Według Fouriера, każde zjawisko okresowe może być i w jeden jedyny sposób, przy pomocy wzoru powyższego przedstawione; gdy jednak ściśle okresowych zjawisk fizycznych nie znamy—zawsze bowiem stoją na przeszkodzie nieokresowe lub wahania innego pochodzenia—przeto wzór jest tylko empiryczny i jako taki wymaga każdorazowo

<sup>1)</sup> „Izwiestja“ Uniw. Warsz. za lata 1893—1898.

sprawdzenia, czy przebieg obrachowany i spostrzegany jest dość zbliżony, czy odchylenia nie są zbyt znaczne i nie mają charakteru systematycznego.

Po za tem każde przypuszczenie, iż w badanym przebiegu zachodzi okresowość, upoważnia do stosowania wzoru. Gdy np. badamy dokładność podziałek na kole narzędzia astronomicznego, z góry przypuszczamy, iż sposób, jakim się był posługiwał mechanik przy dzieleniu, spowodował błędy, stale przejawiające się zależnie na odległości od kreski początkowej. Mierzymy przeto bezpośrednio podziałki w pewnych równych odstępach, poczem znalezione wartości liczebne współczynników, wskazujące poprawkę właściwą każdej przedziałce, sprawdzamy ponownym bezpośrednim mierzeniem w innych odstępach.

Więcej widoczną jest okresowość elementów meteorologicznych, i tutaj wzór Bessela zawsze był stosowany do tak zwanego wyrównywania przebiegów rocznego i dziennego. W nowszych jednak czasach, kiedy należy zestawiać olbrzymi materiał obserwacyjny; kiedy wiemy, że nietylko długoletniość, ile ściśle współczesne spostrzeżenia w wielkiej liczbie miejscowości są podstawą meteorologii i klimatologii, wspomniany wzór ustąpić musiał miejsca prostym sposobom graficznym lub wzorom, jak ogólnie przyjęty Kuczyńskiego  $\frac{1}{4}(a_{n-1} + 2a_n + a_{n+1})$ , dającym z dostateczną dokładnością punkty zwrotu i stan średni badanego elementu. Z przykrością przegląda się obecnie wyniki mozolnych rachunków, prześcigania się w dokładności tychże przez dodawanie coraz większej liczby wyrazów wzoru, bez otrzymywania w zamian czegoś, coby przyczynić się mogło do wyświecenia charakteru zjawiska. Najczęściej przedstawiany przy pomocy funkcji okresowej przebieg roczny temperatury—pomijając czynnik stały—streszcza się całkowicie w pierwszym wyrazie okresowym, który można nazwać całorocznym; dalsze zaś wyrazy z okresami sześć-cztero-trzy i t. d., miesięcznymi mają amplitudę znikomą, czasy występowania punktów zwrotu zmienne, i w miejscowościach dość blisko położonych, przy istniejącej niewątpliwie wzajemnej łączności spostrzeganych temperatur, tak dalece różne, iż zmuszeni jesteśmy przypuszczać na nie wpływ czynników postronnych, ubocznie z przebiegiem temperatury związanych, jak: wahania nieokresowe, błędy przypadkowe lub niedokładna współczesność spostrzeżeń

i t. p. To samo znajdujemy rozważając okres roczny ciśnienia, zmienności temperatury i innych elementów.

Gdy podobny wynik rachunków dla jakiegokolwiek czynnika meteorologicznego zostanie stwierdzony, dalsze w tymże wypadku stosowanie wzoru Bessela może być uważane jako bezużyteczna strata czasu. Niekiedy jednak otrzymujemy wyniki, związane najściślej z naturą zjawiska, czasami nawet niemożliwe do otrzymania na innej drodze.

Laplace, podając znaną teorię przypiywu morza, wskazał trzy rodzaje oscylacyj, zależnych od siły przyciągającej księżycy i słońca: wahania pierwszego rodzaju, zależne li tylko od ruchu własnego kuli ziemskiej w przestrzeni, i dalej, wahania drugiego i trzeciego rodzaju z okresem całodziennym i półdziennym w związku z obrotem ziemi około jej osi. Jeżeli wahania pierwszego rodzaju z przyczyny ich powolności przyjąć za czynnik stały, to pozostałe dwie oscylacje dadzą się wyrazić za pomocą wzoru Bessela. Wykonał to W. Thomson, podając wzory empiryczne dogodnie do łatwego obliczania czasów przypiywu, t. zw. czasu portowego, upraszczając mozolne rachunki około 20 wyrazów w również empirycznych wzorach Laplace'a. Funkcja okresowa w zgodzie z teorią wskazuje przeważający wpływ oscylacji półdiennej, dając jej pole odmian przeszło dwa razy większe niż oscylacji całodzienniej.

Okres dzienny temperatury powietrza, podobnie rozważany, ma jako część zasadniczą, falę całodzienną, z wielkiem polem odmian z maximum około czasu kulminacji słońca, z minimum około czasu wschodu; natomiast pole odmian oscylacji półdiennej jest 4 do 8 razy mniejsze od poprzedniej.

Najcharakterystyczniej przedstawia się okres dzienny ciśnienia: podobnie jak w przypadku przypiywu morza, mamy wielką oscylację półdzienną, znacznie większą (na równiku i w niskich szerokościach) od całodzienniej tak, iż na całej kuli ziemskiej przebieg zjawisk uwarunkowany jest dwiema falami wzmożonego ciśnienia, biegnącymi w odległości 180° jedna za drugą od wschodu na zachód, oddzielonemi falami niskiego ciśnienia w takich samych odległościach. W okresie rocznym pole odmian oscylacji półdiennej zależy jedynie od stanowiska słońca: maxima mają miejsce w czasie porównań dnia z nocą, minima w czasie stanowisk letniego i zimowego; fala w punkcie przysłonecznym jest

większą niż w przeciwnym. Natomiast stosunki ziemskie na falę półdzienną wpływu nie mają: zjawia się ona nad danym południkiem o jednej i tej samej godzinie, względnie do czasu miejscowego; nie ma nań wpływu stan pogody, nie zmienia się bowiem wielkość fali w dni jasne i pochmurne; jest niezależną od pola odmian temperatur dziennych, gdyż fala półdzienna, mając stałą wielkość pod danym stopniem szerokości, niezależnie od klimatu lądowego lub morskiego, dosięga maximum w okolicach podzwrotnikowych nad morzami, gdzie temperatura powietrza jest prawie stałą; nie zależy wreszcie od pór roku ziemskich, po obydwóch bowiem stronach równika maxima i minima wielkości fali w ciągu roku przypadają w jednakich miesiącach, zatem w przeciwnych porach roku.

Fala całodzienna jest w zupełnym przeciwieństwie do poprzedniej, zwłaszcza w szerokościach wyższych: wielkość tej fali zmienia się wraz z zmianami czynników meteorologicznych, otrzymała przeto miano fali ziemskiej miejscowej, gdy poprzednia jest zjawiskiem ogólnie ziemskim, o charakterze kosmicznym. Ten pogląd pierwszy wyraził był Lamont (Pogg. An. CXIV) w r. 1862 wskazując, iż siedliskiem siły jest słońce za pośrednictwem przejawów elektrycznych.

Niewątpliwie, silnie rozrzedzona atmosfera słoneczna w jej najwyższych warstwach może być siedliskiem sił nie pozostających w związku z masą słońca, raczej z jego objętością. Wyniki najnowszych badań z tej dziedziny może przyczynią się do wyjaśnienia licznych i tajemniczych przejawów, zauważonych na powierzchni ziemi lub w jej atmosferze, że wspomnę tylko zjawiska magnetyzmu ziemskiego (teorya B. Stewarta i A. Schustera), ciekawy wpływ słońca na oscylacje prądów morskich, stwierdzone na drodze spostrzeżeń nad temperaturą wody morskiej, podobnie jak wahania pasa ciszy międzyzwrotnikowej, zbaczającego wraz ze zboczeniem słońca. Pośrednictwo przypuszczalnych sił elektrycznych lub magnetycznych słońca na przebieg ciśnienia D-r H a n n wyłącza, dla braku związku tego przebiegu z okresem plam słonecznych i przyjmuje w zupełności punkt wyjścia Thomsona, który powiada, jak ogólnie zaznaczyliśmy poprzednio, iż rytmiczne, codziennie ponawiające się ogrzania atmosfery przez słońce, powodują codzienne zmiany ciśnienia i mianowicie: całodzienna fala termiczna tworzy całodzienną falę ciśnienia; półdzienna fala termiczna daje półdzienną falę ciśnienia, nadmieniając jeszcze, iż właściwością na-

szej atmosfery jest możność wzbudzenia wielkiej zmiany ciśnienia w okresie półdziennym, za pośrednictwem małej zmiany temperatury w tymże okresie.

W myśl T h o m s o n a, pierwsze rozwiązanie zagadnienia podał lord R a y l e i g h (On vibrations of an atmosphere. Phil. Mag. 1890 vol. XXIX), rozważając kulę ziemską w spoczynku, pokrytą płytką warstwą powietrza, i okazał, iż zmiany temperatury z okresem całodziennym i półdziennym wzbudzają wahania z okresem bliskim odpowiednio do poprzednich. Stosunek atoli otrzymanej fali ciśnienia półdiennej do całodziennej jest niezgodny z obserwowanym; mianowicie fala ciśnienia półdzienna jest podobnie mniejszą od całodziennej, jak przy rozkładzie temperatury powietrza przy pomocy funkcji okresowej. Nieco później zjawily się trzy prace D-r M. M a r g u l e s a (Ueber Schwingungen periodisch erwärmter Luft und Luftbewegungen in einer rotirenden Sphäroidschale. Sitz. der Wiener Ak. 1890—1893) i w pierwszej z nich, po zastosowaniu do zagadnienia wzorów L a p l a c e a, przy uwzględnieniu tarcia, otrzymał ten badacz wynik liczebny decydujący i stwierdzający w zupełności przypuszczenie T h o m s o n a, iż do wywołania wielkiej półdiennej fali ciśnienia wystarczająca jest bardzo mała zmiana temperatury, czyli inaczej, oscylacja termiczna półdzienna o małym polu odmian może wywołać wielką oscylację półdzienną ciśnienia, w zgodzie z spostrzeżeniami. W dwóch następnych pracach D-r M a r g u l e s stara się wniknąć w szczegóły swej teorii matematycznej przebiegu ciśnienia, stosując ją do rezultatów spostrzeżeń w warunkach bardzo złożonych, jak w okolicach górskich. D-r H a n n, początkowo niechętny wzmiankowanym pracom, w ostatnim swoim przyczynku do teorii okresu dziennego ciśnienia (Weitere Beiträge zu den Grundlagen für eine Theorie der täglichen Oscillation des Barometers. Meteor. Zeit. zeszyt 10 z r. 1898) wyniki znalezione przez D-r M a r g u l e s a nazywa podstawowemi.

Przyczynę ogólnie ziemskiego charakteru oscylacji podwójnej widzi twórca teorii empirycznej, D-r H a n n, w działaniu słońca na górne warstwy atmosfery, niedostępne dla bezpośredniej obserwacji. Wprowadza zatem do wyjaśnienia nową niewiadomą. Sądzi jednak ten badacz, iż niema racji przypuszczać w tych najwyższych warstwach odmiennego przebiegu w okresie dziennym temperatury, niż w warstwach dolnych; te same bowiem czynniki wpływ wywierają: w dzień usłonecznienie,

w nocy — wypromieniowanie. Badania teoretyczne D-r Tr a b e r t a (Ueber die Grösse der Temperaturwelle, welche in den oberen atmosphärischen Schichten die Erde umkreist, Meteor. Zeit. za 1894), jak również wyniki najnowszych spostrzeżeń na szczytach gór i z balonów próbnych, nie są w sprzeczności z przypuszczeniem H a n n a. Zmiany temperatury w dolnych warstwach atmosfery wywołują również odpowiednie całodziennie, półdziennie i t. d. fale ciśnienia. Jako przy zjawisku miejscowem, musimy stosować wyniki znalezione przez lorda R a y l e i g h a, t. j. iż wielka fala termiczna całodzienna tworzy względnie wielką falę ciśnienia; mała fala półdzienna ciepła wywołuje małe ciśnienie tegoż okresu. Przez interferencyę tych fal miejscowych z ogólnie ziemskimi otrzymujemy tak złożony charakter okresu dziennego ciśnienia, tem zmienniejszy o ile warunki miejscowe, jak w górach, nad obszarami lądów i w ogóle w wyższych szerokościach, mogą wywoływać wielkie pola odmian temperatur dziennych, tak iż częściowo wybitny charakter oscylacji półdziennej może być zatracony. Z drugiej strony w miejscowościach, gdzie okres dzienny temperatury nie jest wydatny, jak nad morzami w krajach podzwrotnikowych, przyplływ i odpływ oceanu powietrznego powinien być najregularniejszy, co jak wiemy, jest stwierdzone spostrzeżeniami.

W pracy niniejszej posiłkowałem się wzorem B e s s e l a li tylko, aby wskazać ogólny charakter przebiegu ciśnienia, jego zgodność z wynikami, powszechnie spostrzeganymi na kuli ziemskiej, nie rozwijając wzoru w celu otrzymania przebiegu wyrównanego. Rachunkowa ta czynność jest raczej szkodliwa niż pożyteczna, otrzymane bowiem liczby niedość dokładnie odtwarzają spostrzeganą krzywą. W podanym przez D-r B u s z c z y ń s k i e g o dla Krakowa, wyrównanym przebiegu ciśnienia, nie znajdujemy maximum R y k a c z e w a, i o tem ciekawem zjawisku, występującem we wszystkich wyższych szerokościach w zimie, moglibyśmy powziąć zupełnie mylne wyobrażenie. Na korzyść wyrównywania nie przemawiają nawet względy praktyczne, zważywszy, iż ciśnienie powietrza w ogóle, a osobliwie jego okres dzienny, mają tylko podrzędne znaczenie, jako czynnik klimatyczny miejscowy.

Podana tutaj tablica I zawiera okres dzienny ciśnienia za pięcioletnie (od 1893 do 1897 r.) dla pojedynczych miesięcy i roku, a także dla dni pogodnych i pochmurnych w lecie i jasnych w zimie. Zaliczałem do pogodnych w lecie (od drugiej połowy maja do pierwszej połowy

września) i w zimie (od drugiej połowy listopada do pierwszej połowy marca) dzień, w którym dwie w zwykłych godzinach terminowych obserwacje wskazywały niebo bez chmur (stopień zachmurzenia 0); w trzecim terminie obserwacyjnym, popołudniowym w lecie, porannym lub wieczornym w zimie, niebo mogło być półpogodne (zachmurzenie do 6 stopni). Dni jasnych w zimie znalazłem 50 w lecie 64. Gdy stopień zachmurzenia wynosił 10, w ciągu wszystkich trzech terminowych godzin, dzień letni przyjmowałem za pochmurny i tych znalazłem 68. Podobnie znaczny stopień zachmurzenia w lecie jest właściwością dni z silnymi zaburzeniami atmosfery, i otrzymany przebieg ciśnienia wskazywał krzywą bardzo nieregularną; została przeto wyrównana przy pomocy wzoru  $\frac{1}{4}(a_{n-1} + 2a_n + a_{n+1})$ . Pomiedzy godziną 12 a 1-ą różnice, zależne od wahań nieokresowych, okazały się znaczne (przeszło 0,5 mm.) w ciągu dni jasnych w lecie i zimie, i były wyrugowane zwykłym sposobem przez wprowadzenie poprawki proporcjonalnej do czasu; pozostałe liczby otrzymałem przez proste zestawienie zapisów termografu i podaję w postaci odchyłeń od odpowiedniej średniej w mm. ciśnienia słupa rtęci, po opuszczeniu na początku liczby 7. W wzmiankowanych publikacjach nie znalazłem wskazówek co do poprawek, jakie bywają wprowadzane przy odczytywaniu krzywej samopisu i w tej mierze szczegółowa instrukcja głównego Obserwatorium fizycznego w Petersburgu nie jest mi bliżej znana. Atoli D-r H a n n, który niejednokrotnie posługiwał się aneroidami R i c h a r d a, stwierdza dokładność podań tych samopisów, odczytywanych bezpośrednio, byle tylko bieg zegara był dokładny i narzędzie nie podlegało raptownym zmianom temperatury. Zazwyczaj jednak dodawaną jest poprawka, odnośnie do zmian temperatury, t. zw. współczynnik termiczny narzędzia dość niewielki, aby bez uszczerbku mógł być opuszczony; dalej wysokość ciśnienia w godzinach pośrednich bywa redukowana według wskazań dwóch obserwacji (porannej i wieczornej) na barometrze normalnym, przez co znów do całego przebiegu dziennego wprowadza się osobisty błąd obserwatora, popełniony przy nastawianiu ostrza lub słupa rtęci, dość znaczny przy oświetleniu sztucznem.

O ile miałem sposobność osobistego przekonania się, zupełnie dobre rezultaty, osobliwie dla celów jak niniejszy lub badań synoptycznych, osiągnąć można, odczytując zapis aneroidu bezpośrednio, gdy



Tablica I.

Miesiące	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	Lato dni jasne	Lato dni pochmurn.	Zima dni jasne
1 a.	-06	+14	+13	+08	+11	+14	+22	+09	-01	+45	+23	+17	+11	-13	+20	-20
2	-07	+03	+04	+00	+07	+10	+17	+03	-05	+01	+9	+16	+06	-03	+07	-19
3	-08	-09	-10	-07	+01	-07*	+12*	-02	-10	-06	+11	+10	-01	-00	-03	-19
4	-17	-17	-18	-12*	+00*	+09	+13	-05*	-16	-07	+00	-03	-06	+07	-07*	-22*
5	-26*	-17	-20*	-10	+08	+14	+19	-02	-16*	-08*	+06	-13	-06*	+21	-05	-20
6	-26*	-18*	-18	+00	+15	+18	+23	+06	-10	-06	-11*	-17*	-03	+33	-02	-06
7	-17	+08	-06	+11	+25	+24	+30	+13	+02	+03	-08	-14	+05	+45	-00	+06
8	-04	+03	-00	+15	+26	-27	+33	+16	+12	+17	+00	-07	+12	+55	+01	+20
9	+13	+11	+06	+20	+29	+25	+30	+19	+20	-25	+07	+03	+18	+58	+02	+35
10	+20	+16	+08	+22	+27	-23	+28	+20	+24	+26	+14	+12	+20	+54	+03	+45
11	+22	+17	+10	+19	+22	-21	+21	+16	+24	+26	+12	+11	+19	+45	+02	+43
12	+09	+09	+08	+15	+13	+12	+09	+08	+18	+15	+05	-04	+09	+35	+02	+27
1 p.	-09	-03	-02	+02	+02	-01	-02	+00	+07	-01	-16	-18	-03	+18	-03	+11
2	-14*	-16	-12	-11	-14	-16	-17	-12	-10	-12	-26*	-24*	-13	-02	-17	-03
3	-11	-22*	-19	-24	-30	-27	-30	-23	-23	-22	-25	-20	-23	-17	-25	-08*
4	-06	-19	-21*	-33	-38	-41	-43	-31	-30*	-27*	-20	-14	-27	-32	-29*	-07
5	+01	-14	-20	-38*	-46*	-50*	-51	-37*	-30	-24	-12	-06	-27*	-49	-28	-04
6	+06	-01	-07	-32	-46	-50	-53*	-37*	-25	-12	-06	-00	-22	-63*	-19	-02
7	+12	+07	+09	-16	-35	-43	-46	-23	-10	-07	+00	+05	-12	-62	-16	-01
8	+12	+10	+19	+04	-14	-29	-33	-05	+05	-03	+06	+08	-02	-47	+11	-05
9	+16	+15	+23	+13	+05	+09	-11	+07	+13	+03	+12	+14	+09	-31	+27	-07
10	+15	+17	+22	+16	+09	+09	-00	+15	+20	+03	+13	+18	+13	-23	+35	-11
11	+15	+16	+21	+18	+14	+17	+09	+21	+23	+04*	+11	+19	+16	-16	+37	-14
12	+08	+14	+18	+21	+17	+18	+14	+21	+24	+04	+08*	+16*	+15	-16	+32	-22*
średnia	51.81	50.72	47.77	50.95	49.77	49.75	49.01	49.98	50.94	51.05	54.45	52.25	50.70	52.19	47.34	57.63
pole odmiann	.48	.39*	.44	.60	.75	.77	.86	.58	.54	.53	.49	.43*	.47	1.21	.66	.67

przyrząd został dokładnie uregulowany i porównany, zawsze z zastrzeżeniem pilnowania biegu zegara i utrzymywania możliwie jednostajnej temperatury, co jest łatwym do osiągnięcia w pewnych granicach. W ogóle należałoby zalecać największe rozpowszechnienie doskonałych narzędzi braci Richard, te bowiem przez właściwą im dokładność, prostotę i taniść stanowią wybitny moment w rozwoju meteorologii najnowszej, przyczem nie należy odstręczać obserwatorów wymaganiami przesadnej ścisłości, tak zresztą niezgodnymi z charakterem samej nauki.

Przebieg ciśnienia tutaj podany, w ciągu pojedynczych miesięcy w drobnych nawet szczegółach odpowiada przebiegowi, znalezionemu w Krakowie i Tarnopolu, rozważanemu wyczerpująco przez pp. B u s z c z y ń s k i e g o i S a t k e g o. Aby nie powtarzać ich słów, ograniczę się do niewielu szczegółów, a przedewszystkiem zwrócę uwagę na jedną wybitną różnicę, zachodzącą przy porównywaniu Warszawy i Tarnopolu z Krakowem.

Jako prawo ogólne w okresie dziennym ciśnienia, mamy większą oscylację dzienną, niż nocną, t. j. większe pole odmian, gdy słońce znajduje się nad poziomem <sup>1)</sup>.

Uchylają się od ogólnego prawa, według D-r H a n n a miejscowości nadmorskie, w których przeważa fala nocna; ten znany badacz tłumaczy to zjawisko wpływem wiatrów morskiego i lądowego, powstającym za sprawą miejscowych depresyj, wywołanych niejednakiem ogrzewaniem się lądu i wody.

Zobaczymy tedy, jakie zachodzą stosunki u nas, zestawiając różnice pomiędzy maximum i minimum przed i popołudniowem, wobec różnic maximum i minimum nocnych w trzech naszych miejscowościach.

---

<sup>1)</sup> Z prawa tego wysnuł lord Kelvin w poprzednio cytowanej pracy „On the Thermodynamic acceleration it. d. d.”, ciekawe wyniki odnośnie do wpływu zawsze ponawiającej się niesymetrycznej fali ciśnienia w danym południku na przyspieszenie obrotu ziemi.

## T a b l i c a II

pola odmian:

a) Warszawa

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	Dni jasne w zimie	Dni jasne w lecie	Dni pochmur. w lecie
w dzień	.36	.39	.31	.60	.75	.77	.86	.57	.54	.63	.40	.36	.47	.53	1.21	.32
w nocy	.42	.45	.43	.33	.21	.11	.09	.26	.40	.13	.24	.36	.22	.23	—	.44

b) Tarnopol

w dzień	.47	.29	.40	.59	.71	.61	.43	.45	.63	.60	.53	.40	.47	.66	1.04	.26
w nocy	.31	.47	.49	.27	.38	.13	.31	.24	.25	.40	.24	.60	.25	.42	—	.46

c) Kraków

w dzień	.44	.42	.48	.52	.62	.65	.61	.57	.57	.52	.42	.38	.47	—	—	—
w nocy	.19	.29	.26	.16	.14	.07	.06	.08	.09	.28	.18	.44	.15	—	—	—

Tylko Kraków daje przebieg typowy (z wyjątkiem grudnia); w Warszawie zaś i Tarnopolu podczas miesięcy zimowych, mamy oscylację charakterystyczną dla t. zw. klimatu morskiego. Z jakiej przyczyny zachodzi podobna różnica, trudno powiedzieć; nawet jest wątpliwem, czy nazwać ją można właściwością danej okolicy. Wiemy, jak dalece ciśnienie jest stałym względnie czynnikiem i na przestrzeni, jak Warszawa, Kraków i Tarnopol, niema dostatecznej racji przypuszczać osobliwych wpływów miejscowych, trudnych do usprawiedliwienia temi różnicami topograficznymi, jakie mają miejsce; prawdopodobnie omawiane różnice mają źródło w krótkotrwałości spostrzeżeń w Warszawie (lat 5) i Tarnopolu (lat 4) w porównaniu z miarodajnym Krakowem (lat 30). Przenawia za tem jeszcze sam okres roczny amplitud, prawidłowy i równy w Krakowie; podlegający wahaniom wyraźnym w Warszawie i Tarnopolu. Po za tem, jak nadmienilem, przebiegi są dokładniej zgodne. Z pomiędzy poszczególnych krzywych wyróżnia się okres dzienny w dni pogodne w lecie; mamy bowiem jedno tylko maximum przedpołudniowe i minimum po południu. Ten sam wynik otrzymał p. S a t k e w Tarnopolu. Pomieniony przebieg, charakterystyczny według H a n n a, dla zamkniętych dolin górskich, jest pospolity i na równinach w wyższych szerokościach geograficznych w lecie, osobliwie w dni pogodne, w przeciwieństwie do przebiegu w tychże szerokościach, lecz w klimacie morskim lub w ciągu dni pochmurnych ponad lądami, gdy krzywa daje jedno maximum lecz przemienione na godziny popołudniowe z minimum rano, t. j. zgodnie z krzywą termiczną. W Warszawie atoli, w dni letnie pochmurne, znajdujemy prawidłowo rozmieszczone punkty zwrotu, lecz znacznie powiększone maximum nocne, słabo zarysowane maximum przedpołudniowe i obydwa minima.

W ciągu mroźnych jasnych dni zimowych, widzimy charakterystyczne trzecie maximum po północy, widoczne również od października do grudnia w dni normalne. Zresztą wszędzie przebija się bądź prawdziwy bądź pozorny związek pomiędzy ciśnieniem i temperaturą powietrza: minimum poranne, jak gdyby poprzedzało minimum ciepłoty; minimum popołudniowe, jak gdyby było wynikiem maximum temperatury; względnie najstalej występują obydwa maxima. Na pola odmian ciśnienia w ciągu nocy i dnia, obok ciepłoty widać przeważający wpływ usłonecznienia.

\*Zważywszy powyższe, zrozumieć łatwo przyczyny tak wielkiej liczby teoryj okresu dziennego ciśnienia, zwłaszcza gdy próbowano na zasadzie spostrzeżeń w jednej miejscowości tworzyć prawo na całą kulę ziemską.

Dopiero rozkład zjawiska przy pomocy funkcji okresowej zdołał rzucić nowe światło, jakkolwiek i tu w nielicznych tylko przypadkach D-r H a n n mógł wyjaśnić szczegóły złożonego przebiegu, gdy miał dostateczne dane do zbadania ciepłoty i ciśnienia warstwy powietrza dostatecznej wysokości, posługując się stacyami górskimi, rozmieszczonymi jedna ponad drugą.

W następującej tablicy III są zebrane obliczone współczynniki i kąty pomocnicze wzoru B e s s e l a dla trzech wyrazów okresowych, czwarty bowiem z oscylacją 6-godzinną, znajduje się już po za granicami możliwych błędów spostrzeżeń.

T a b l i c a III.

Współczynniki i kąty pomocnicze z wzoru B e s s e l a dla okresu dziennego ciśnienia powietrza w Warszawie

Mie- siąc	$a_1$	$a_2$	$a_3$	$A_1$	$A_2$	$A_3$
I	0.074	0.155	0.079	168°.3	149°.0	352°.8
II	0.050	0.175	0.059	94°.6	141°.5	349°.0
III	0.053	0.190	0.026	107°.6	139°.3	310°.3
IV	0.126	0.222	0.026	12°.5	137°.8	354°.2
V	0.225	0.201	0.041	2°.3	135°.0	353°.0
VI	0.145	0.184	0.074	9°.6	123°.7	136°.3
VII	0.351	0.162	0.047	2°.2	120°.8	151°.8
VIII	0.163	0.193	0.054	14°.6	133°.3	138°.0
IX	0.067	0.241	0.013	4°.3	136°.5	231°.3
X	0.111	0.166	0.051	344°.3	143°.3	338°.0
XI	0.124	0.110	0.085	63°.7	140°.3	346°.3
XII	0.122	0.117	0.086	91°.2	133°.3	352°.7
Rok	0.144	0.175	0.014	18°.9	136°.5	338°.9

Czas liczony od północy.

Uważając półdzienną oscylację jako zasadniczą część w przebiegu okresu dziennego ciśnienia, zestawimy najpierw, uprzednio wy-

równany, celem uwydatnienia okresu rocznego, niedość wyraźnego wobec małej liczby lat spostrzeżeń, okres roczny pola odmian oscylacji półdiennej w Warszawie z takieżm polem odmian w Krakowie:

O k r e s r o c z n y s p ó ł c z y n n i k ó w  $a_2$ .

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok ampli- tuda
w Warsz.	0.151	0.174	0.199	<b>0.209</b>	0.202	0.183	0.175*	0.197	<b>0.210</b>	0.171	0.126	0.125*	0.09
w Krakowie	0.122*	0.147	0.188	<b>0.189</b>	0.172	0.155	0.142*	0.157	0.179	<b>0.192</b>	0.138	0.154	0.07

W obydwóch miejscowościach mamy przebieg typowy i jednaki: pole odmian małym podlega wahaniom i zależnie li tylko od położenia słońca; największości — gdy słońce znajduje się na równiku, najmniejszości o  $90^\circ$  oddalone; w Warszawie pole odmian w grudniu i styczniu jest mniejsze niż w lipcu, wbrew zatem stosunkom spostrzeganym pod równikiem w zgodzie z teorią statyczną przyływów. Pole odmian tej oscylacji zmniejsza się wraz z wzrastającą szerokością według empirycznego wzoru D-r A. S c h m i d t a

$$a_2 = (0.988 - 0.573 \sin^2 \varphi) \cos^2 \varphi,$$

lecz wzór ten, zdaniem D-r H a n n a, wymaga poprawek wielkości stałych na zasadzie większej liczby spostrzeżeń; w zastosowaniu do  $a_2$  w naszych miejscowościach daje liczby zbyt wielkie, nawet gdy uwzględnimy poprawkę na wzniesienie nad poziom, zmniejszającą również pole odmian.

Ponieważ czasy wystąpienia maximów i minimów w oscylacji półdiennej są stałe, powinna wielkość kątów  $A_2$  w ciągu roku być również stałą. Mamy zatem w Warszawie (po wyrównaniu) i w Krakowie:

O k r e s r o c z n y k ą t ó w p o m o c n i c z y c h  $A_2$ .

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
w Warsz.	<b>143° 2</b>	142° 8	139° 5	137° 5	132° 9	125° 8	124° 7*	131° 0	137° 5	<b>141° 1</b>	139° 4	139° 0
w Krakowie	139° 0	134 8	132° 9	142 8	<b>143 6</b>	136° 6*	139° 2	140 8	137° 4	<b>144 4</b>	144 4	<b>145 0</b>

W samej rzeczy wielkość kąta  $A_2$  drobnym tylko (wszędzie spostrzeganym) podlega wahaniom, okres roczny których jest zbliżony okresu rocznego  $a_2$ .

Kąty  $A_2$ , zawarte w II ćwiartce, wahają się w Warszawie pomiędzy  $121^\circ$  (lipiec) i  $149^\circ$  (styczeń) przy średniej rocznej  $136^\circ$ ; w Krakowie granice jeszcze stałsze, mamy bowiem  $133^\circ$  (marzec) i  $145^\circ$  (grudzień), średnio  $140^\circ$ ; w Tarnopolu średnia roczna  $139^\circ$ . Czasy występowania maximów i minimów w średniej rocznej, według wzoru na oscylację półdzienną, t. j. maximum  $A_2 + 30 h = 90^\circ$  i minimum  $A_2 + 30 h = 270^\circ$ , dają:

w Warszawie	maximum	$10^h.5$	a. i p.	minimum	$4^h.5$	a. i p.
w Krakowie	"	$10^h.3$	"	"	$4^h.3$	"
w Tarnopolu	"	$10^h.4$	"	"	$4^h.4$	"

Na równiku i między zwrotnikami chwile wystąpienia największości, przeważnie, przypadają na godzinę 10 a. i p.; najmniejszości zaś na godzinę 4 a. i p.; w Warszawie zatem opóźnienie wynosi  $\frac{1}{2}$  godziny (licząc  $30^\circ$  na 1 godzinę) i jest nieco zawielkie dla tej szerokości, wobec normalnego w Krakowie. Notowanie ciśnienia przy pomocy aneroidów R i c h a r d a, zdaniem H a n n a, może powodować pewne opóźnienie w wystąpieniu punktów zwrotu, z drugiej strony po za  $50^\circ$  szerokości w kierunku ku biegunowi, opóźnienie bardzo szybko wzrasta, jak sądzić można z nielicznego materiału; w Pawłowsku np. w lecie znajdujemy kąt  $A_2 = 113^\circ.2$ .

W okresie rocznym lato opóźnia chwile zwrotu, zima -- przyspiesza.

Okres roczny pola odmian oscylacji całodziennej w Warszawie (po wyrównaniu) i Krakowie przedstawia się jak poniżej:

#### Okres roczny współczynników $a_1$ .

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok ampli- tuda
w Warsz.	0.080	0.064*	0.086	0.140	0.180	0.217	<b>0.252</b>	0.186	0.102*	0.103	<b>0.120</b>	0.110	0.188
w Krakowie	0.123*	0.136	0.144	0.197	0.196	<b>0.255</b>	0.240	0.191	0.207	0.105	0.092*	<b>0.135</b>	0.163

Zgodnie z mianem tej oscylacji, jako miejscowej, widzimy dość wyraźny wpływ okresu rocznego temperatury powietrza. Z drugiej strony wydaje się, jak gdyby poza wpływem okresu rocznego temperatury, istniał okres roczny zależny od położenia słońca. Zależność ta dalaby się wyrazić przypuszczeniem, iż minima mają miejsce około czasu wiosennych i jesiennych porównań, maxima około czasu stanowisk słońca, t. j. byłyby bieg wprost przeciwny okresowi pola odmian oscylacji półdiennej. Wpływ temperatury powietrza obniża maximum zimowe, podwyższa letnie; przesuwa minima wiosenne i jesiennie; maskując przebieg właściwy, nie jest w stanie jednak znieść całkowicie wpływu ogólnie ziemskiej natury. Istnienie pomienionego wpływu wydaje się bardzo prawdopodobnem, ponieważ wątpliwości nie ulega istnienie ogólnie ziemskiej całodzienniej fali ciśnienia, jako koniecznego wyniku teorii *Thomsona*. Wydzielić tej fali dotąd nie jesteśmy w stanie, jeżeli jej amplituda jest dość małą i pokrywa się górującym wpływem miejscowej całodzienniej fali ciśnienia. Ogólnie ziemski charakter fali całodzienniej najwybitniej mógłby się przejawiać w miejscowościach pozbawionych wybitnego pola odmian temperatur dziennych. W rzeczy samej *D-r Hann* w ostatnim wspomnianym już przyczynku do teorii dziennego przebiegu ciśnienia, notuje ciekawy fakt, oczekujący jeszcze potwierdzenia z innych obserwacji, mianowicie, iż na oceanicznej koralowej wysepce *Ialuit* ( $5^{\circ}9'$  szer. półn.) okres roczny amplitud fali całodzienniej, zarówno jak okres roczny wielkości kątów pomocniczych, idzie zgodnie z biegiem tych czynników fali półdiennej, wskazując charakter ogólnie ziemski.

Rzeczony wpływ na naszą oscylację całodzienną, jak widzieliśmy, przejawia się pod postacią wprost przeciwną; zobaczymy jednak dalej, iż taki przebieg nie jest zjawiskiem odosobnionem.

Co się tyczy czasów występowania punktów zwrotu oscylacji pojedynczej, to jak poniższe zestawienia kątów  $A_1$  w Warszawie i Krakowie wskazuje, mamy maxima stale podczas ciepłej pory roku (od kwietnia do października) rano pomiędzy 5 i 7, przeważnie około 6 godziny (ponieważ kąt  $A_1$  blizki  $0^{\circ}$  lub  $360^{\circ}$ ); zimowe miesiące w obydwóch miejscowościach dają czasy różne; w Krakowie kąt  $A_1$  przeważnie zawarty w I ćwiartce, dając maximum rano; w Warszawie zaś zjawia się ono późnym wieczorem lub w nocy. W odstępnie 12 godzin naturalnie są minima.



Okres roczny kątów pomocniczych  $A_1$ 

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
w Warsz.	168°.3	94°.6	107°.6	12°.5	2°.3	9°.6	2°.2	14°.6	4°.3	344°.3	63°.7	91°.2
w Krakowie	44°.9	51°.0	40°.7	13°.8	352°.3	359°.5	0°.9	4°.2	357°.3	37°.4	37°.2	102°.0

Pojawienie się maximum pojedynczej oscylacji wczesnym rankiem w lecie, jest przyczyną zmniejszającą minimum poranne w tej porze; spółczesność dwóch minimum popołudniowych, z obydwóch oscylacji, powoduje pogłębienie minimum popołudniowego. Wydatne zimowe maxima nocne w tablicy I również pochodzą z interferencji z maximum fali pojedynczej.

Rozkład okresu dziennego temperatury powietrza przy pomocy wzoru Bessela wskazuje istnienie potrójnej fali z przebiegiem 8 godzinnym, z polem odmian mniejszem od pola fali półdziennej.

Zgodnie z teorią Thomsona przypuszczać należy, iż wynikiem pomniejszonej fali powinna być tegoż okresu fala ciśnienia, zarówno miejscowa jak ogólnie ziemską. Jaki stosunek wzajemny łączy te dwie fale, termiczną i ciśnienia, trudno a priori przesądzać i jedyne wskazówki czerpiemy ze spostrzeżeń.

W granicach przyjętego przybliżenia przy określaniu ciśnienia (setne części mm.) szereg Bessela wskazuje na istnienie fali 8-godzinnej, dla której obliczono współczynniki przed i po wyrównaniu, w Warszawie zestawiamy z danymi dla Krakowa.

Okres roczny współczynników  $a_3$ 

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok ampli- tuda
w Warsz.	0.979	0.059	0.026*	0.026	0.031	<b>0.074</b>	0.047	0.054	0.013*	0.051	0.085	<b>0.086</b>	0.073
po wyrówn.	0.076	0.036	0.034	0.029*	0.045	0.058	0.055	0.042	0.033*	0.050	0.077	<b>0.084</b>	0.055
w Krakowie	0.073	0.046	0.030	0.007*	0.016	0.017	0.17	0.010*	0.027	0.036	0.063	0.057	0.066
po wyrówn.	<b>0.062</b>	0.049	0.023	0.015	0.014*	<b>0.017</b>	0.015	0.016	0.025	0.040	0.055	<b>0.062</b>	0.048

Podobnie kąty pomocnicze  $A_2$  dają okres następujący:

O k r e s r o c z n y k ą t ó w  $A_3$

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
w Warsz.	325° 8	349° 0	310° 3	354° 2	353° 0	136° 3	151° 8	138° 0	231° 3	338° 0	346° 3	352° 7	338° 9
w Krakowie	329° 6	330° 2	318° 7	6° 5	154° 9	127° 7	121° 1	116° 9	337° 5	328° 7	345° 6	332° 0	340° 8

Godna zastanowienia ta oscylacja z punktu widzenia teoretycznego, prawie że nie była przedmiotem poszukiwań, i D-r H a n n o m i j a ją milczeniem we wszystkich swoich pracach, za wyjątkiem kilku słów z ostatniej, gdzie stwierdza ogólnie spostrzegane niewielkie pole odmian (od 0.02 do 0.05 mm) i przebieg w okresie rocznym zgodny z tutaj znalezionym, jaki widać w poprzednim zestawieniu, a mianowicie maxima około czasu stanowisk słońca, minima około czasu porównań wiosennych i jesiennych. Na całej kuli ziemskiej najogólniejszy wzór na oscylację osmiogodzinną podaje H a n n o pod postacią:

$$0.04 \sin(355^\circ + 3x),$$

przyczem pole odmian nieco się zmienia wraz z szerokością.

Dalej będę miał sposobność stwierdzenia, że rzeczona oscylacja jest niezależna od stanów pogody, co wraz z poprzednim wskazuje na ogólnie ziemski jej charakter, pomimo dość zmiennych czasów wystąpienia punktów zwrotu, kąty bowiem  $A_3$  wskazują u nas dwa różne typy: zimowy i letni.

Poprzednio zanotowaliśmy podobny do niniejszego przebieg roczny amplitud  $a_1$  w naszych szerokościach, sprzeczny z okresem rocznym tychże z wysepki Iolnit.

Z powyższego zdaje się wynikać, iż wszystkie trzy wyrazy okresowe, nie wyłączając pierwszego, wyrażające przebieg ciśnienia, pozostają pod wpływem stanowisk słońca, jak to wskazał D-r H a n n o odnośnie do oscylacji półdiennej.

Należy jeszcze dodać kilka słów o rozkładzie przebiegu ciśnienia przy pomocy funkcji okresowej w dni wyjątkowe, jak jasne

w zimie i lecie i pochmurne w lecie. Obrachowane wzory poniżej podaję:

Okres dzienny ciśnienia w dni jasne i pochmurne:

Zima: dni jasne  $0.219 \sin(100^{\circ}.3+x) + 0.154 \sin[(161^{\circ}.0) + 2x] + 0.078 \sin(348^{\circ}.7 + 3x)$

Lato: dni jasne  $0.483 \sin(328^{\circ}.8+x) + 0.153 \sin(131^{\circ}.0 + 2x) + 0.047 \sin(155^{\circ}.0 + 3x)$

Lato: dni pochm.  $0.162 \sin(74^{\circ}.2+x) + 0.189 \sin(138^{\circ}.0 + 2x) + 0.040 \sin(180^{\circ}.9 + 3x)$

Celem porównania, dodaję jeszcze z tychże dni letnich przebieg temperatury, pomijając zawsze czynnik stały, jak we wszystkich poprzednich przypadkach.

Okres dzienny temperatury powietrza w dni jasne i pochmurne:

Lato: dni jasne  $6.38 \sin(229^{\circ}.5+x) + 0.82 \sin(45^{\circ}.0 + 2x) + 0.71 \sin(32^{\circ}.3 + 3x)$

Lato: dni pochmurne  $2.61 \sin(225^{\circ}.3+x) + 0.40 \sin(57^{\circ}.8 + 2x) + 0.24 \sin(17^{\circ}.7 + 3x)$

Poprzednie zestawienie stwierdza znane prawa, wspomniane już na właściwym miejscu: stan pogody na oscylację półdzienną ciśnienia wpływu niema, ponieważ jak np. w lecie w dni pochmurne i jasne, czasy występowania punktów zwrotu jednakie (dni jasne  $A_2 = 131^{\circ}.2$ ; dni pochmurne  $A_2 = 138^{\circ}.0$ ) i pole odmian nieznaczące wskazują różnice ( $a_2 = 0.153$  w dni jasne i  $a_2 = 0.189$  w dni pochmurne). Widoczny natomiast jest wpływ zachmurzenia na oscylację pojedynczą, jej bowiem pole odmian w podobne dni jest przeszło 2 razy mniejsze niż w dni jasne.

Jeżeli weźmiemy przebieg ciśnienia normalny w styczniu lub grudniu, to przybliżenie będziemy mieli ciśnienie z dni pochmurnych. Mamy z tablicy III-ej: w styczniu  $A_2 = 149^{\circ}.0$ ;  $a_2 = 0.155$ , w grudniu  $A_2 = 133^{\circ}.3$ ;  $a_2 = 0.117$ ; różnice zatem dosyć znaczne, zależne od okresu rocznego wartości  $a_2$  i  $A_2$ , bardzo wydatnego w Warszawie, podobnie jak w Krakowie. Przebieg ciśnienia w dni jasne zimowe jest więcej zbliżony do przebiegu w styczniu i zdaje się być zawarty w granicach błędów spostrzeżeń; pole bowiem odmian  $a_2$  jest normalne, tylko kąt  $A_2$  zbyt wielki, jak dla szerokości Warszawy.

W dni pogodne letnie maximum pojedynczej oscylacji przypada pomiędzy minimum porannem i maximum przedpołudniowym; minimum pojedynczej oscylacji w 12 godzin później, mieści się pomiędzy minimum popołudniowym i maximum wieczornem. Zważywszy wielkie pole odmian  $a_1 = 0.483$  mm., oczekiwać należy znacznych zmian w odpowiedniej krzywej ciśnienia; i rzeczywiście, za sprawą interferencji obydwóch fal, mamy podwyższone maximum przedpołudniowe, pogłębione minimum popołudniowe, zniesione natomiast minimum poranne i maximum wieczorne. W dni letnie pochmurne, pole odmian oscylacji pojedynczej jest małe, przeto zmiany są niewielkie i oscylacja podwójna jest widoczną. Zmniejszenie minimum porannego i zwiększenie maximum wieczornego w części przypisać można wpływowi pojedynczej oscylacji z maximum w nocy.

Oscylacja potrójna ośmiogodzinna podobnie zachowuje się jak oscylacja podwójna; w lecie kąt  $A_3$  w dni jasne i pochmurne, jak również w dni normalne, wybitnych różnic nie wykazuje; jeszcze więcej jest stałe pole odmian. W dni jasne zimowe, zarówno kąt  $A_3$ , jak pole odmian  $a_3$ , mają wielkość właściwą dniom normalnym, t. j. przeważnie pochmurnym. D-r H a n n zwracał był już uwagę na to, iż kąt  $A_3$  w ogóle na całej kuli ziemskiej mieści się w 4-ej ćwiartce i jest stały. Dość sprzeczny w porównaniu z powyższym wynik znajdujemy w Warszawie i Krakowie, mamy bowiem do odróżnienia przebieg zimowy i letni (Tablica III). Z drugiej strony przeczy wpływowi temperatury obojętność tej oscylacji na tak decydujący czynnik w lecie, jakim jest zachmurzenie. Trzeba zatem przypuścić istnienie ubocznego wpływu, który łatwo może zwichnąć przebieg idealny fali ośmiogodzinnej wobec jej drobnej amplitudy, wychodzącej prawie z granic możliwych błędów spostrzeżeń. Okres roczny tej oscylacji nie jest dość wyraźny; zależności od położenia słońca na ekliptyce ze spostrzeżeń w jednej okolicy trudno dopatrzeć i dopiero szereg obserwacji w różnych miejscowościach wskazuje przebieg właściwy i jego prawo, jak je sformułował D-r H a n n. Zawichrzającym czynnikiem może być np. temperatura powietrza, przejawiająca się za pośrednictwem narzędzia, którym się posługiwano.

P. Wl. S a t k e obliczył dzienny przebieg ciśnienia w Tarnopolu w zależności od różnych czynników meteorologicznych, jak od większego lub mniejszego ciśnienia w ogóle, od wyższej lub niższej ciepłoty, za-



wzoru B e s s e l a, gdy tymczasem p. S a t k e miał wybranych dni od 50 do 90. Źródła błędu gdzieindziej szukać należy. Niejakie światło rzuca wygląd zewnętrzny, że się tak wyrażę, zakwestyonowanych wzorów. Wspólną ich cechą charakterystyczną jest niepomierne wielkie pole odmian fali pojedynczej; niepomierne małe pole odmian fali półdziennej, t. j. cechy wzoru na przebieg dzienny temperatury powietrza. Przypuścić zatem można wpływ temperatury wyrażony za pośrednictwem barografu, który stał się poniekąd termografem. Skądinąd wiemy, jak dalece bezceremonialnie obchodzili się niektórzy obserwatorowie z narzędziem (dolewanie rtęci bezpotrzebne, gubienie pasków); możliwa zatem, iż barograf był narażony na znaczne zmiany temperatury, i wpływy te w dni wyjątkowe o jakich mowa, redukujące się do dni o wyższej i niższej temperaturze powietrza, uwydatniały się najjaskrawiej. W rezultacie podany przebieg ciśnienia w dni normalne w Tarnopolu powinien być uważany za wątpliwy.



## OBSERWATORYUM ASTRONOMICZNE IMIENIA JANA JĘDRZEJEWICZA W WARSZAWIE.

Sprawozdanie za rok 1899.

Niniejsze pierwsze sprawozdanie z działalności Obserwatorium wyłącznie jest oparte na danych dziennika, prowadzonego przez obserwatora, poczynając od dnia 9 maja roku sprawozdawczego. Dziennik zawiera wszystkie obserwacje, wykonane przez ten czas narzędziami dostatecznie uregulowanemi; pominięto zaś wszystkie prace podstawowe około ustawienia narzędzi, usunięcia błędów tychże i wykrycia poprawek, wykonane bądź osobiście przez kierującego, bądź też z współudziałem obserwatora. Studya o poszczególnych narzędziach i ich częściach ogłosimy później i wtedy ostatnio wymienione prace uwzględnimy.

Obserwacje obejmują 3 działy: 1) obserwacje południkowe; 2) pozapółdnikowe i 3) spektroskopowe.