

Sprawozd. Wydz. III T.N.W.

8

1915

T.N.W.

Wydział nauk matematycznych i przyrodniczych.

Posiedzenie

z dnia 14 Stycznia 1915 r.

Rok VIII. № 1.

Obecni:

Przewodniczący Wydziału p. J. Lewiński.
Sekretarz p. J. Tur.

Członkowie Towarzystwa pp.: J. Brudziński, B. Danielewicz, H. Dziedzicki, E. Flatau, Wł. Gorczyński, L. Kryński, E. Majewski, R. Merecki, K. Rzętkowski, A. Sokołowski, J. Sosnowski, K. Stołyhwo.

Przemówienie inauguracyjne doroczne:

Wł. Gorczyński:

Stan obecny badań nad obrotem ciepła w warstwach gruntowych oraz w wodach i atmosferze.

Gdy do niedawna ograniczono badania nad stanem ciepłym w gruncie, w wodach i w atmosferze do poznania zachodzących tu stosunków termometrycznych, obecnie coraz bardziej utrwala się przekonanie o koniecznej potrzebie rozszerzenia tych badań przez studyowanie t. zw. ilości ciepła. Znajomość tych ostatnich wymaga, prócz danych termometrycznych, wyznaczeń



równoczesnych współczynników pojemności cieplnej, badania warstw gruntowych lub atmosferycznych pod względem t. zw. wilgotności, wyznaczeń gęstości i t. p.

Pomimo wszystkich komplikacyj ilości ciepła okazały się w badaniach meteorologicznych pojęciem niezwykle płodnym i daleko głębiej oświetlającym wiele kwestyj, niż analiza samych tylko danych termometrycznych. W niniejszym referacie przedstawić pragniemy stan obecny badań w tym zakresie i zdobyte dotąd rezultaty.

I.

Wzory na zawartość i obrót ciepła w gruncie, w wodach i w atmosferze.

Pod zawartością Q ciepła w gruncie lub, krócej, pod ciepłem gruntowym rozumiemy tę ilość ciepła, którą należy dać warstwom gruntowym, aby doprowadzić je od pewnej oznaczonej temperatury początkowej t_0 do dowolnej temperatury t . Aby otrzymać wzór dla Q rozpatrzmy pionowy słup o przekroju poziomym równym jednostce powierzchni i o głębokości H tak dobranej, że zmiany temperatury są w niej już zupełnie nieznaczne. Oznaczmy nadto przez C współczynnik objętościowy pojemności cieplnej, który, jak wiadomo, mierzy się ilością ciepła potrzebną na ogrzanie jednostki objętości rozpatrywanego ciała o jeden stopień. Wtedy kawałek słupa gruntowego o wysokości dh wymaga $C(t - t_0) dh$ jednostek ciepła dla podwyższenia temperatury od t_0 do t . Dla całego słupa będziemy mieli następujące wyrażenie dla zawartości cieplnej w gruncie:

$$Q_{\text{grunt}} = \int_0^H C (t - t_0) dh \dots \dots \dots (1)$$

Wybierając temperaturę początkową t_0 w ten sposób, że w przebiegu dziennym będzie ona odpowiadała średniej dziennej lub w przebiegu rocznym średniej rocznej, otrzymamy, że wartość ciepła gruntowego Q jest w tym wypadku niezależną od głębokości H , o ile tylko głębokość ta spełnia warunek, że rozpatrywane zmiany dzienne lub roczne już w niej zanikają.

Różnica między maximum i minimum ciepła gruntowego

w ciągu doby daje nam wartość wymiany dziennej lub obrotu ciepła.

Dla warstw wodnych wzór (1) upraszcza się, o ile przyjąć można, że współczynnik C ma wartość stałą dla wszystkich głębokości.

$$\text{Wtedy} \quad \underset{\text{woda}}{Q} = C \int (t_2 - t_1) dh \quad (2)$$

Można tu odrazu zauważyć, że zmiany temperatur sięgają daleko głębiej w wodzie, niż w warstwach gruntowych; pochodzi to głównie z prądów konwekcyjnych.

Pod zawartością ciepła w atmosferze rozumiemy, wraz z Bezold'em, tę ilość ciepła, która potrzebna jest dla doprowadzenia słupa powietrznego (pod stałym ciśnieniem) od temperatury początkowej t_0 do innej temperatury t ; nadto zakładamy podstawę słupa równą jednostce powierzchni.

Jeżeli różnica ciśnienia powietrza dwóch powierzchni poziomych wynosi 1 mm, to wtedy zawarta między nimi warstwa o podstawie 1 cm² zawiera 1,36 grama powietrza. Ponieważ wartość ciepła właściwego powietrza pod stałym ciśnieniem wynosi $C_p = 0,238$, mamy więc, że dla ogrzania o 1° warstwy powietrznej o 1 cm² powierzchni i zawartej między dwiema powierzchniami poziomymi o różnicy ciśnienia 1 mm należy dostarczyć $0,238 \times 1,36 = 0,324$ jednostek ciepła. Dla ogrzania od t_0 do t potrzeba więc $0,324 (t - t_0)$ cal/cm². Czynniki 0,324 oznaczamy innymi słowami pojemność cieplną dla różnicy ciśnień 1 mm. Dla różnicy ciśnień db mm trzeba będzie $0,324 (t - t_0) db$ jednostek ciepła, a wogóle dla całej warstwy powietrznej od 0 do 760 mm będzie

$$\underset{\text{atm.}}{Q} = 0,324 \int_0^{760} (t - t_0) db \quad (3)$$

Prócz formuł powyższych dla sum cieplnych, przytoczymy parę wzorów z teorii przewodnictwa.

Gdy temperatury gruntowe mierzone są do pewnych tylko głębokości i potrzeba jest dla przejścia od płytszych do głębszych warstw znać prawo zmiany amplitud wraz z głębokością, stosuje się następujący wynik teorii przewodnictwa ciepła (ważny dla ośrodka jednorodnego): amplitudy A wahań okresowych temperatury zmniejszają się w postępie geometrycznym, gdy głębokość

bokości h rosna w postepie arytmetycznym. Analitycznie wyrazic to mozna rownaniem

$$A = A_0 e^{-nh} \quad \text{gdzie } n = \frac{1}{a} \sqrt{\frac{\pi}{T}} \quad \dots \quad (4)$$

a oznacza tu spolczynn timer przewodnictwa termometrycznego, a T okres wahania calkowitego.

Rownanie (4) daje sie bez trudnosci wyprowadzic z zasadniczego związku w teorii przewodnictwa ciepla

$$\frac{\partial t}{\partial \theta} = a^2 \left(\frac{\partial^2 t}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} \right) \quad \dots \quad (5)$$

ktore w naszym wypadku napisac mozna w prostej postaci

$$\frac{\partial t}{\partial \theta} = a^2 \frac{\partial^2 t}{\partial h^2} \quad \dots \quad (5^{bis})$$

gdzie t oznacza temperature, θ czas i h glębokosć. Zaklada sie nadto w tym celu, ze rozpatrywany przebieg temperatur ma charakter funkcyj peryodycznej i daje sie wyrazic wzorem (dla $h=0$)

$$\rho_0 + \rho_1 \sin\left(\frac{2\pi}{T}\theta + \lambda_1\right) + \rho_2 \sin\left(\frac{4\pi}{T}\theta + \lambda_2\right) + \dots \quad (6)$$

Dla temperatury t na glębokosci h otrzymuje sie

$$t = \rho_0 + \rho_1 e^{-\frac{h}{a}\sqrt{\frac{\pi}{T}}} \sin\left(\frac{2\pi}{T}\theta + \lambda_1 - \frac{h}{a}\sqrt{\frac{\pi}{T}}\right) + \rho_2 e^{-\frac{h}{a}\sqrt{\frac{2\pi}{T}}} \sin\left(\frac{4\pi}{T}\theta + \lambda_2 - \frac{h}{a}\sqrt{\frac{2\pi}{T}}\right) + \dots \quad (7)$$

gdzie ρ i λ sa pewne stale, a T oznacza czas calkowitego wahania.

Ograniczajac sie tylko do pierwszego wyrazu, otrzymamy dla podwojnej amplitudy A t. j. dla rozniczy miedzy maximum i minimum

$$A = 2\rho_1 e^{-\frac{h}{a}\sqrt{\frac{\pi}{T}}} \quad \dots \quad (8)$$

skad i wynika wzor (4).

Wraz z Be z o l d'e m nazywamy obrotem (rocznym lub dzien- nym) ciepla gruntowego U roznicę miedzy Q_{max} i Q_{min} w ciagu roku lub doby.

Dla warstwy od powierzchni do glębokosci $h = H$ bedzie

$$Q = \int_0^H C (t - t_0) dh = \int_0^H C t dh - \int_0^H C t_0 dh \quad . \quad . \quad (9)$$

Wybierając temperaturę początkową tak, że odpowiada ona tej najniższej i nieziennej w ciągu całego okresu temperaturze, od której wogóle zaczynają się zmiany, otrzymamy, że t_0 jest dla danej warstwy wartością stałą, a przeto

$$Q = \int_0^H C t dh + \text{Constans} \quad . \quad . \quad . \quad (10)$$

Jeżeli w czasie $\theta - \theta_0$ ciepło $Q - Q_0$, przenikające przez powierzchnię do gruntu, służyło częściowo tylko na ogrzanie warstwy od 0 do głębokości h , a częściowo poszło dalej w głąb, to dla tej drugiej części teoria daje nam wzór

$$- K \int_{\theta_0}^{\theta} \frac{dt}{dh} d\theta \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (11)$$

gdzie $K = a^2 C$ oznacza zdolność przewodnictwa cieplnego w gruncie.

Dla Q otrzymamy w tym przypadku

$$Q = \int_0^H C t dh - K \int_{\theta_0}^{\theta} \frac{dt}{dh} d\theta + \text{Constans} \quad . \quad . \quad . \quad (12)$$

przyczem obrót ciepła $U = Q_{\max} - Q_{\min}$.

Wreszcie z teorii przewodnictwa ciepła wyprowadził Sch ubert nader ciekawy wniosek, że zawartości ciepła gruntowego są w swych fazach przesunięte o $\frac{\pi}{4}$ t. j. o $1/8$ całego okresu; znaczy to, że w okresie rocznym opóźniają się one o $1\frac{1}{2}$ miesiąca w porównaniu z temperaturą na powierzchni gruntu.

Wypływa to ze wzoru (7), przyjmując stałą wartość dla pojemności cieplnej C . Wybierając odpowiednio punkt początkowy, będzie

$$Q = C \int_0^{\infty} t dh = Q_0 + C \rho_1 a \sqrt{\frac{T}{2\pi}} \text{Sin} \left(\frac{2\pi}{T} \theta + \lambda_1 - \frac{\pi}{4} \right) + \\ + C \rho_2 a \sqrt{\frac{T}{2\pi}} \text{Sin} \left(\frac{4\pi}{T} \theta + \lambda_2 - \frac{\pi}{4} \right) + \quad . \quad . \quad . \quad (13)$$

Całkowanie wzoru (7) polepsza przytem zbieżność otrzymanego stąd szeregu (13).

Porównanie wzoru (13) z wzorem (6) potwierdza słuszność powyższego wniosku Schu bert'a o przesunięciu faz. Dodamy, że obserwacja wykazuje zupełną zgodność tych rozumowań (por. Rozd. IX str. 33 i nast.) z wynikami teorii przewodnictwa.

II.

O przebiegu dziennym temperatur gruntowych.

Biorąc za podstawę piękną seryę temperatur gruntowych w Obserwatorium Białogrodzkim, ogłoszoną *) przez P. Vujevič'a, podajemy w Tab. I skrócony wyciąg dla przebiegu dziennego w miesiącach styczniu i lipcu. Z tabelki tej widać odrazu, że wahania dzienne nie przenikają zbyt głęboko; bliższa analiza uczy, że już dla głębokości 70 cm. zanikają one prawie zupełnie. Zgodnie z teorią, maxima i minima opóźniają się w miarę posuwania się w głąb, przyczem maximum spóźnia się więcej niż minimum.

Dla szeregu głębokości:	1	8	20	30	40	50	60 cm.
minimum wypada o godz.	5 ^{40a}	7 ^{20a}	9 ^{35a}	2 ^{15p}	6 p	9 p	2 a
maximum wypada o godz.	2 ^{15p}	4 ^{20p}	6 ^{45p}	12 ^{50a}	5 ^{50a}	10 ^{20a}	2 ^{30p}
od min. do max. godzin:	8 ³⁵	9	9 ¹⁵	10 ³⁵	11 ⁴⁰	13 ²⁰	12 ³⁰

W miesiącach zimowych zmiany dzienne są bardziej powierzchowne, niż w ciągu lata, kiedy wahania temperatur przenikają o wiele głębiej.

Jak wskazują dołączone geotermy (Fig. 1 i Fig. 2), warstwy głębsze są w styczniu cieplejsze, w lipcu chłodniejsze od warstw powierzchniowych. Zamiast wykresów graficznych w postaci geoterm pouczającymi są bardzo t. zw. tautochrony. Gdy geotermy wskazują nam miejsca jednakowych temperatur dla rozmaitych głębokości w ciągu poszczególnych godzin okresu dziennego, tautochrony poglądowo przedstawiają nam, jakie

*) por. wykaz literatury w końcu niniejszego artykułu.

Tab. I. Przebieg dzienny temperatury gruntu w Białogrodzie (Serbja).

STYCZEŃ (Średnie pięcioletnie: 1902 — 1906).										
Głębokość cm.	Temperatury średnie gruntowe dla godzin:								Średnie z 24 g.	Amplituda z 24 g.
	3 ^h _a	6 ^h _a	9 ^h _a	Poł.	3 ^h _p	6 ^h _p	9 ^h _p	Północ		
1	-0.22	-0.34	-0.28	0.57	0.98	0.47	0.14	-0.09	0.15	1.4
5	↑ 0.20	↑ 0.10	↑ 0.09	0.55	0.98	↑ 0.77	↑ 0.50	↑ 0.30	0.44	0.9
15	↑ 0.81	↑ 0.75	↑ 0.71	0.75	0.92	↑ 0.99	↑ 0.92	↑ 0.82	0.84	0.3
30	↑ 1.60	↑ 1.60	↑ 1.58	1.58	↑ 1.57	↑ 1.56	↑ 1.56	↑ 1.55	1.58	0.1
50	↑ 2.91	↑ 2.90	↑ 2.88	2.89	↑ 2.89	↑ 2.88	↑ 2.88	↑ 2.87	2.89	0.0
60	↑ 3.53	↑ 3.51	↑ 3.51	3.51	↑ 3.51	↑ 3.50	↑ 3.48	↑ 3.46	3.51	0.0
LIPIEC (Średnie pięcioletnie: 1902 — 1906).										
1	20.37	19.78	24.09	29.93	31.71	28.34	23.98	21.80	24.99	12.1
5	↑ 21.77	↑ 20.88	22.43	26.30	28.91	27.86	25.14	23.20	24.56	8.0
15	↑ 23.33	↑ 22.51	22.26	23.27	25.06	25.94	25.38	24.33	24.01	3.7
30	23.76	23.59	23.32	23.07	23.05	23.30	23.64	23.85	23.44	0.8
50	22.09	22.11	22.18	22.18	22.13	22.09	22.07	22.12	22.12	0.1
60	21.71	21.73	21.78	21.80	21.82	21.80	21.78	21.78	21.77	0.1

NB. Strzałki wskazują kierunek prądów ciepła, przyczem szczególnie silne spadki temperatur oznaczone są podwójnymi strzałkami.

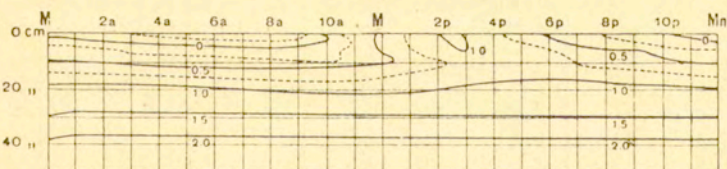


Fig. 1. Geotermij przebiegu dziennego temperatur gruntowych w styczniu (Białogrod).

Géothermes de la marche diurne de la température du sol en janvier à Belgrade (Serbie).

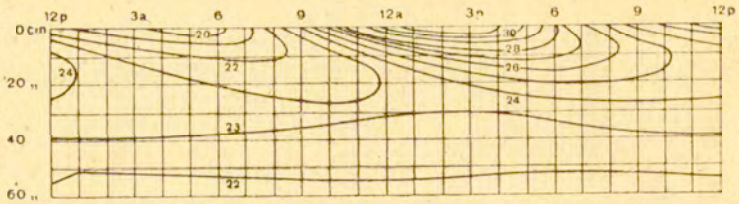


Fig. 2. Geotermny przebiegu dziennego temperatur gruntowych w lipcu (Białogród).
Géothermes de la marche diurne de la température du sol en juillet à Belgrade (Serbie).

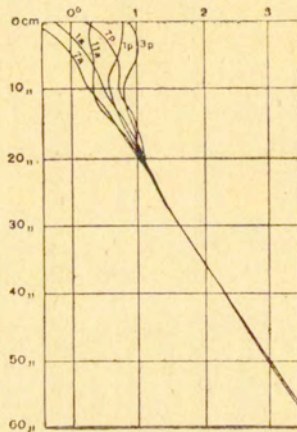


Fig. 3. Tautochrone przebiegu dziennego temperatur gruntowych w styczniu (Białogród).
Tautochrones de la marche diurne de la température du sol en janvier à Belgrade (Serbie).

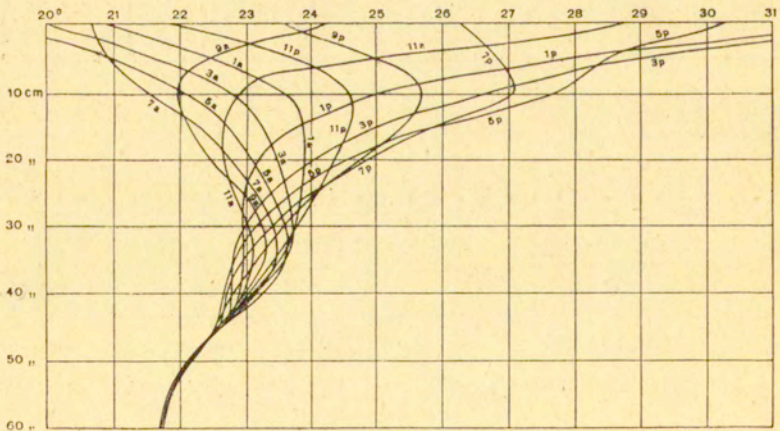


Fig. 4. Tautochrone przebiegu dziennego temperatury gruntu w lipcu (Białogród).
Tautochrones de la marche diurne de la température du sol en juillet à Belgrade (Serbie).

temperatury panują jednocześnie na rozmaitych głębokościach dla poszczególnych godzin. Powierzchnię odgraniczoną przez skrajne linje tautochroniczne, nazywa K ü h l „całką temperatur“ V. Wartość tej całki dla stycznia jest $V_I = 13 \text{ C}^0 \text{ cm.}$, dla lipca $V_{VII} = 145$; stosunek V_I do V_{VII} równa się $145 : 13 = 11,1$.

Miejsce obserwacji w Białogrodzie leży na wysokości 60 m. ponad Dunajem i Sawą. Grunt do głębokości 3,5 m. ma charakter próchnicowy, przyczem poziom wód gruntowych leży na głębokości 11 m.

Obserwacje dokonane przez H o m é n'a w Finlandyi południowej, wskazują, że zmiany dzienne temperatury gruntu są różne zależnie od rodzaju gruntu.

W skale wahania cieplne z powierzchni przenikają szybko i głęboko do gruntu.

W piasku mniej głęboko i powolniej; w torfie zaś bardzo powoli, a wahania zachodzą tylko w warstwie powierzchniowej.

Tab. II. Temperatury średnie (max. i min.) na różnych głębokościach w Finlandyi (według H o m é n'a).

	Skala granitowa			Piasek (wrzosowisko)			Łąka torfiasta			
	śred. max.	śred. min.	śred. ampl.	śred. max.	śred. min.	śred. ampl.	śred. max.	śred. min.	śred. ampl.	
Powietrze	22.7	9.6	13.1	22.7	9.6	13.1	22.7	9.6	13.1	
Pow.grun.	32.5	12.6	19.9	37.7	6.4	31.3	32.8	2.2	30.6	
	34.8	14.5	20.2	42.3	7.8	34.6	27.7	6.3	21.4	
Głębokości w cm.	1	33.1	15.2	17.9	35.9	9.7	26.2	23.9	8.9	15.0
	2	31.9	15.8	16.1	30.6	11.3	19.3	20.6	11.1	9.6
	5	30.4	16.6	13.8	24.7	12.8	11.8	16.7	13.9	2.8
	10	28.9	17.2	11.7	22.2	14.4	7.8	16.2	14.8	1.4
	20	26.1	18.2	7.9	19.4	15.5	3.9	15.3	14.9	0.4
	30	24.3	19.1	5.2	17.7	15.9	1.8	14.3	14.2	0.1
	40	22.9	19.5	3.4	16.2	15.5	0.7	13.5	13.4	0.1
	50	21.7	19.6	2.1	15.0	14.7	0.3	12.4	12.4	0.0
	60	20.9	19.6	1.4	14.2	14.1	0.1	11.6	11.6	0.0
70	20.4	19.5	0.9	

Temperatury w Tab. II przedstawiają wartości średnie w czasie od 10 do 12 sierpnia; niebo było w tym czasie zupełnie pogodne. Zmniejszenie amplitudy z głębokością jest niejednokowe w różnych miejscowościach.

Na powierzchni amplitudy są największe w piasku. Na głębokości 60 cm. w skale amplituda wynosi 1^o.4, w piasku 0^o.1, w torfie 0^o.01.

III.

O przebiegu rocznym temperatur gruntowych.

W Tab. III przedstawiony jest liczbowo przebieg roczny temperatur gruntowych według spostrzeżeń Serbskiego Obserwatorium Meteorologicznego w Białogrodzie. Zauważymy, że dla temperatur poniżej głębokości 14 m. zanikały wahania roczne, gdy według wzorów teorii przewodnictwa dla ośrodków jednorodnych wahanie temperatury wynosi 0^o.1 dla głębokości 13,8 m., a na głębokości 19,5 m. wynosi jeszcze 0^o.01.

Poniższe zestawienie daje przebieg temperatur skrajnych oraz czasów ich wystąpień dla głębokości do 14 metrów.

Głębokości w metrach:											
0.01	0.3	0.9	2	3	4	6	8	10	12	14	
Temp. min. °C.	0 ^o .2	1 ^o .6	4 ^o .3	7 ^o .7	9 ^o .5	10 ^o .4	11 ^o .9	12 ^o .4	12 ^o .7	12 ^o .8	12 ^o .9
Temp. max. °C.	25 ^o .0	23 ^o .8	21 ^o .9	18 ^o .1	16 ^o .4	15 ^o .1	13 ^o .5	13 ^o .0	12 ^o .9	12 ^o .9	12 ^o .9
Amplituda °C.	24.8	22.2	17.6	10.4	6.9	4.7	1.6	0.6	0.2	0.1	0.0
Czas min.	15.I	25.I	16.II	10.III	25.III	10.IV	27.V	15.VI	5.X	1.XI	
Czas max.	27.VII	5.VIII	20.VIII	5.IX	27.IX	12.X	24.XI	21.I	15.III	15.V	

Na głębokości 8 m. bieg faz ulega odwróceniu; na głębokości 12 m. mamy znowuż przebieg o charakterze takim, jak na powierzchni.

Na uwagę zasługują zmiany średniej temperatury rocznej wraz z głębokością. Mamy tu do czynienia z trzema warstwami: 1) z górną warstwą insulacyjną, w której temperatura szybko ubywa wraz z głębokością; 2) z warstwą zmienną o nieokresowych i okresowych wpływach słonecznych; 3) z warstwą t. zw. działai geotermicznych, charakteryzującą się stopniowem podnoszeniem się temperatury o 0^o.036 na 1 metr co czyni blisko 30 metrów na 1^o. Ta ostatnia warstwa rozpoczyna się już od 5 m.,

Tab. III. Przebieg roczny temperatur gruntowych w Białogrodzie (średnie za lat 5: 1902—1906) oraz w Piotrogradzie (średnie z lat 15).

A) BIAŁOGRÓD.

Głębokość w metr.	M I E S I A C E											Rok	Amplit.	
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI			XII
0.9	5.0	4.3*	6.4	9.8	14.3	17.8	20.6	21.9	20.3	16.0	11.3	7.1	12.9	17.6
1.5	7.2	6.1*	6.9	9.1	12.3	15.4	17.9	19.5	19.1	16.2	12.8	9.5	12.7	13.4
2.0	9.0	7.7	7.7*	9.1	11.4	14.0	16.2	17.9	18.1	16.4	13.8	11.3	12.7	10.4
3.0	11.3	10.0	9.5*	9.7	10.7	12.2	13.8	15.2	16.4	16.1	14.5	12.8	12.7	6.9
4.0	12.5	11.4	10.6	10.4*	10.8	11.6	12.9	14.0	14.8	15.1	14.6	13.6	12.7	4.7
5.0	12.9	12.1	11.4	11.0*	11.1	11.6	12.3	13.1	13.8	14.3	14.2	13.7	12.6	3.3
6.0	13.3	12.8	12.4	12.1	11.9*	11.9	12.2	12.4	12.8	13.3	13.5	13.5	12.7	1.6
8.0	13.0	12.9	12.8	12.7	12.5	12.4*	12.5	12.5	12.5	12.7	12.8	12.9	12.7	0.6
10.0	12.9	12.9	12.9	12.9	12.9	12.8	12.7	12.7	12.7	12.7*	12.7	12.7	12.8	0.3
12.0	12.9	12.9	12.9	12.9	12.9	12.9	12.9	12.9	12.9	12.8*	12.8	12.8	12.9	0.1
14.0	12.9	12.9	12.9	12.9	12.9	12.9	12.9	12.9	12.9	12.9	12.9	12.9	12.9	0.0
18.0	13.0	13.0	13.0	13.0	13.0	13.0	13.0	13.0	13.0	13.0	13.0	13.0	13.0	0.0
20.0	13.1	13.1	13.1	13.1	13.1	13.1	13.1	13.1	13.1	13.1	13.1	13.1	13.1	0.0
24.0	13.3	13.3	13.3	13.3	13.3	13.3	13.3	13.3	13.3	13.3	13.3	13.3	13.3	0.0

B) PIOTROGRÓD. Grunt piaszczysty pokryty trawą lub śniegiem.

0.0	-1.5	-1.7	-1.2	1.8	11.8	16.2	17.1	14.1	8.9	4.6	0.1	-1.8	5.7	18.8
0.1	-0.4	-1.0	-0.9	0.9	9.8	14.4	16.3	14.1	9.3	5.3	1.3	-0.2	5.7	17.3
0.2	0.0	-0.6	-0.6	0.8	8.9	13.2	15.4	13.9	9.5	5.7	1.9	0.4	5.7	16.0
0.4	0.8	0.3	0.1	0.9	7.8	11.9	14.3	13.5	9.8	6.4	2.9	1.3	5.8	14.4
0.8	2.1	1.6	1.2	1.4	6.2	9.9	12.4	12.6	10.1	7.3	4.5	2.9	6.0	13.8
1.6	3.4	3.0	2.6	2.3	4.6	7.8	10.0	11.0	10.0	8.2	6.0	4.4	6.1	13.3

ale właściwie dopiero od 14 m. zachodzą czyste działania geotermiczne bez interferencji z perturbującymi wpływami słonecznymi.

W warstwach głębszych gruntu, w których normalnie zanika już przebieg roczny, zachodzą mogą zmiany natury nieokresowej zależne od specjalnie silnych i długotrwałych wpływów atmosferycznych. Według dostrzeżeń w Białogrodzie zmiany te wynosiły w ciągu pięciolecia 1902—1906 koło 0^o.5 na głębokości 1 m. i nie dochodziły do 0^o.1 na głębokości 10 metrów.

Prócz temperatur gruntowych dla warstw głębszych w Białogrodzie, znajdujemy w Tab. III także i dane dla warstw płytszych (do 1,6 m. głębokości) według dostrzeżeń długoletnich w Instytucie Leśnym w Piotrogradzie. Obserwacje gruntowe prowadzone były w Piotrogradzie w t. zw. warunkach natural-

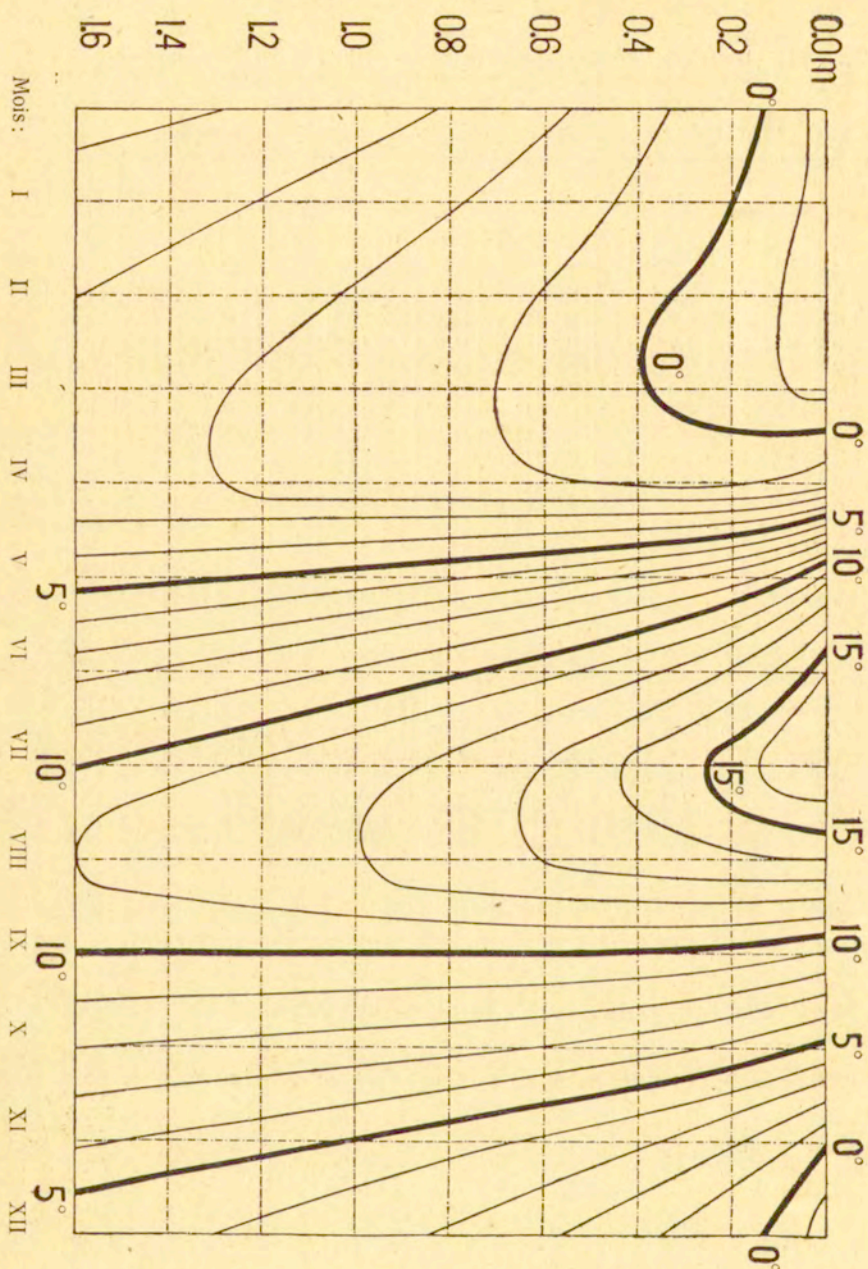


Fig. 5. Izoplety przebiegu rocznego temperatur gruntowych (według dostrzeżeń Instytutu Leśnego w Piotrogradzie.

Isoplètes de la marche annuelle de la température du sol d'après les observations de l'Institut Forestier à Pétrougrad (Moyennes de 15 ans; sol sablonneux dans les conditions naturelles).

nych t. j. z pozostawieniem szaty roślinnej (trawy), a także pokrywy śnieżnej w chłodniejszej porze roku. Zauważymy, że obnażanie gruntu (przez usuwanie śniegu w zimie oraz przez огола-
canie z roślinności) wpływa bardzo na zwiększenie amplitudy temperatur gruntowych. Różnice temperatur średnich dla gruntu obnażonego i pokrytego dochodziły w Piotrogradzie (przeciętnie za lat 15) do -7° w lutym i styczniu oraz do $+4\frac{1}{2}^{\circ}$ w lecie.

Przebieg roczny temperatur gruntowych w Piotrogradzie przedstawiony jest na Fig. 5 metodą izoplei.

IV.

O przebiegu dziennym ciepła gruntowego.

Przytoczymy tu przedewszystkiem przykład obliczania sum ciepła gruntowego w danym momencie czasu. Z bezpośrednich obserwacji termometrycznych na różnych głębokościach ustalono dla pewnego momentu czasu (np. dla Obserwatorium Meteorologicznego pod Grodziskiem) dla godz. 12-ej w południe dnia 1.VIII 1912) wartości temperatury gruntu, zestawione w poniższej tabelce.

Tab. IV. Przykład obliczania sum ciepła gruntowego w danym momencie czasu.

h Głębokość w cm.	t ⁰ Tempera- tura gruntowa	t-t _c (t ₀ = 7 ⁰)	Warstwy Δh (cm)	Temp. śred. t _m	Spółcz. obj. pojem. cieplnej C	Ct _m Δh	ΔQ gr. cal/ cm ₂
0	31 ⁰⁷	24 ⁰⁷	1—0	23 ⁰⁸	0.5	0.5 × 1 × 23.8	11.9
1	30 ⁰⁰	23 ⁰⁰	2—1	22 ⁰³	"	0.5 × 1 × 22.3	11.2
2	28 ⁰⁶	21 ⁰⁶	5—2	20 ⁰⁶	"	0.5 × 3 × 20.6	30.9
5	26 ⁰⁶	19 ⁰⁶	10—5	18 ⁰⁰	"	0.5 × 5 × 18.0	45.0
10	24 ⁰⁴	17 ⁰⁴	20—10	15 ⁰⁸	"	0.5 × 10 × 15.8	79.0
20	21 ⁰³	14 ⁰³	30—20	13 ⁰⁶	"	0.5 × 10 × 13.6	68.0
30	20 ⁰⁰	13 ⁰⁰	40—30	12 ⁰⁹	"	0.5 × 10 × 12.9	64.5
40	19 ⁰⁸	12 ⁰⁸	50—40	12 ⁰⁸	"	0.5 × 10 × 12.8	64.0
50	19 ⁰⁸	12 ⁰⁸	60—50	12 ⁰⁷	"	0.5 × 10 × 12.7	63.5
60	19 ⁰⁷	12 ⁰⁷	70—60	12 ⁰⁷	"	0.5 × 10 × 12.7	63.5
70	19 ⁰⁷	12 ⁰⁷					
Suma ciepła dla warstwy 0—70 cm. (w odchyleniu ponad średnią 7 ⁰).						$\sum_{0}^{70} \Delta Q =$	501.5

Rachunek powyższy ma charakter przybliżony z różnych względów. Przedewszystkiem warstwy gruntu nigdy nie są

dokładnie jednorodne tak, że założenie stałego współczynnika C jest zupełnie przybliżone; tylko dla skały jednorodnej może być ono przyjęte w praktyce. Następnie pilnie liczyć się trzeba z zawartością wody w gruncie oraz z jej cyrkulacją.

Pozatem i sam sposób rachunkowy, podany w przykładzie powyższym (Tab. IV) jest przybliżony, gdyż temperatury mierzone były w niedość częstych interwałach i, wobec swoistego charakteru krzywej zmian temperatury gruntowej wraz z głębokością, branie średnich arytmetycznych dla temperatur warstw pośrednich ma charakter przybliżony.

Wreszcie w powyższym przykładzie temperatury gruntowe liczone są od pewnej dowolnej temperatury początkowej $t_0 = 7^\circ$, która w przybliżeniu odpowiada temperaturze średniej rocznej powietrza w naszych szerokościach. Biorąc np. za punkt wyjścia w powyższym przykładzie temperaturę $t_0 = 19^\circ.7$ i przypuszczając, że zmiany dzienne nie sięgały poniżej 70 cm. otrzymamy dla Q

$$Q = 0,5 (1 \times 11.1 + 1 \times 9.6 + 3 \times 7.9 + 5 \times 5.3 + 10 \times 3.1 + 10 \times 0.9 + 10 \times 0.2 + 10 \times 0.1) = 113.9$$

Gdy poprzednia suma 501.5 zależy od głębokości warstwy, ostatnio otrzymana wartość $Q = 113.9$ nie zależy od głębokości warstwy.

Po tym przykładzie przedstawimy wyniki obliczeń H o m é n'a dla sum ciepła w skale, piasku i torfie.

Znając wahania temperatury w danych warstwach gruntowych trzeba nadto wyznaczyć pojemność cieplną i skład oraz gęstość gruntu na różnych głębokościach, aby móc przejść następnie do obliczeń nagromadzanych lub oddawanych przez warstwy gruntowe ilości ciepła.

Dla skały granitowej wyznaczenie współczynnika objętościowego pojemności C cieplnej jest rzeczą łatwą wobec jej jednorodnej i stałej struktury. Przyjmując gęstość $d = 2,62$ i ciepło właściwe $c^1 = 0.195$, mamy dla skały granitowej

$$C = c^1 d = 0.511.$$

Dla piasku i torfu stosunki są o wiele bardziej złożone. Trzeba tu brać próbki z kolejnych głębokości, robić ich analizę pod względem zawartości wody oraz rodzaju części suchych i dopiero z zawartości i ciepła właściwego poszczególnych części

składowych obliczać współczynnik C objętościowej pojemności cieplnej. W ten sposób otrzymał Th. Homén dla Karislojo w Finlandyi w okresie 10—13 sierpnia 1893 r. w badanych przez siebie warstwach następujące wartości C .

Wartości współczynnika objętościowego pojemności cieplnej według oznaczeń Th. Homén'a w Finlandyi.

Warstwy w cm.	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70
Spółczyn- nik C	piasek	0.45	0.53	0.55	0.53	0.52	0.54
	torf	0.79	0.87	0.91	0.92	0.94	0.95

Mając cogodzinne obserwacje temperatur gruntowych dla różnych głębokości do 70 cm. i znając odpowiednie wartości współczynników C , otrzymał Homén następujące wartości sum ciepła.

Tab. V. Sumy ciepła gruntowego według Homén'a w Finlandyi połudn. (w odchyleniach od średniej rocznej 5°) 12.VIII.1893.

	Skąła granitowa	Piasek (wrzoso- wisko)	Łąka torfiasta		Skąła granitowa	Piasek (wrzoso- wisko)	Łąka torfiasta
	cal.	cal.	cal.		cal.	cal.	cal.
Północ	627	416	570	1 ^h _p	652	458	580
2 _a	597	406	564	2 _p	663	468	584
4 _a	569	390	557	3 _p	682	468	587
5 _a	556	383*	552	4 _p	689	469	588
6 _a	548	387	551*	5 _p	694	464	587
7 _a	541*	395	556	6 _p	690	458	585
8 _a	546	401	559	8 _p	671	444	579
10 _a	578	421	568	10 _p	645	430	572
Połud.	623	451	575	Północ	619	413	564

Z danych tych można odrazu obliczyć obrót dzienny ciepła z różnicy między maximum i minimum. Wypadnie dla 12.VIII 1893 w miejscowości badanej przez Homén'a; dla skąły 694—541 = 153, dla piasku 469—383 = 86 i dla torfu 588—551 = 37 cal. na cm² dla warstwy 0—70 cm.

Powyższe wartości sum ciepła obliczał Homén w odchyleniach od dowolnie wziętej temperatury początkowej 5°; poniżej cytujemy odnośne sumy, obliczone w odchyleniach od średniej dziennej.

Tab. VI. Sumy ciepła gruntowego w cal. gr./cm² do 75 cm. głębokości (w odchyleniach od średnich dziennych).

Finlandya (Karislojo, $\varphi = 60^{\circ}17' N$, $\lambda = 23^{\circ}40' E$. Gr., H = 50 — 80 m.). Średnie dla 10—17.VIII.1893 (po wyrugowaniu okresu rocznego);

Eberswalde ($\varphi = 52^{\circ}50' N$, $\lambda = 13^{\circ}50' E$. Gr., H = 42 m.); średnie dla czerwca r. 1879.

		Godziny przed południem					p o p o ł u d n i u						
		2	4	6	8	10	Połud.	2	4	6	8	10	Północ
Finlandya	Granit . .	-25	-45	-61	-61	-34	3	36	57	64	45	23	0
	Piasek . .	-19	-31	-35	-24	-6	14	31	30	24	14	3	-8
	Torf . . .	-8	-15	-16	-10	-2	5	11	13	12	9	3	-3
Eberswalde (piasek)		-19	-26	-29	-25	-6	11	27	33	24	14	4	-7

Zmiany ciepła gruntowego w okresach dwugodzinnych.

		12-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12	12-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12
Finlandya	Granit . .	-25	-20	-16	0	27	37	33	21	7	-19	-22	-23
	Piasek . .	-11	-12	-4	11	18	20	17	-1	-6	-10	-11	-11
	Torf . . .	-5	-7	-1	6	8	7	6	2	-1	-3	-6	-6
Eberswalde (piasek)		-12	-7	-3	4	19	17	16	6	-9	-10	-10	-11

Widzimy stąd, że sumy ciepła gruntowego zmniejszyły się znacznie co do wartości bezwzględnej, gdy za punkt wyjścia wzięliśmy odchylenia od temperatur średnich dziennych, a nie, jak poprzednio, od temperatur średnich rocznych. Charakter przebiegu i zmiany dzienne nic się jednak wskutek tego nie zmieniły; najszybsze zmiany mamy w okresie dziennym koło południa (dopływ) i koło północy (odpływ ciepła). Przeciętny obrót dzienny w Finlandyi w sierpniu wynosi (po wyrugowaniu okresu rocznego i zmian nieokresowych): dla skały granitowej 125, dla gruntu piaszczystego (wrzosowisko) 66, a dla łąki torfiastej 29 cal. gr. w cm². Dla Eberswalde dla piasku znalazł Schubert 162 cal. gr. na cm².

Wreszcie przytaczamy, według badań Homén'a, wartości wymiany ciepłej w warstwach do 75 cm. głębokości i w tym celu wypisujemy przedewszystkiem maxima i minima sum ciepła.

Tab. VII. Najwyższe i najniższe sumy ciepła gruntowego oraz wynikający stąd obrót ciepła.

(według danych Homén'a w Finlandyi południowej).

A) Najwyższe i najniższe sumy dzienne ciepła gruntowego (w odchyleniach od średniej rocznej 5°).

	Daty:	10	11	12	13	14	15	16	17	VIII. 1893.
Skała granitowa	Max.	706	712	694	624	552	491	447	—	cal. gr./cm. ²
	Min.	548	542	541	538	456	377	378	354	"
Piasek	Max.	488	474	469	435	409	358	334	—	"
	Min.	390	396	383	383	350	312	293	278	"
Torf	Max.	604	596	588	578	551	521	501	—	"
	Min.	564	566	551	548	532	508	483	470	"

B) Zmiany dzienne sum ciepła w gruncie do 75 cm. głębokości.

	Daty:	10	11	12	13	14	15	16	17	VIII. 1893.
Wzrost (dopływ)	Skała	157	170	153	86	96	114	69	.	.
	Piasek	98	78	86	52	59	46	41	.	.
	Torf	40	30	37	30	19	13	18	.	.
Zniżka (odpływ)	Daty:	10/11	11/12	12/13	13/14	14/15	15/16	16/17	VIII. 1893.	
	Skała	164	171	156	168	175	113	93		
	Piasek	92	91	86	85	97	95	56		
Torf	38	45	40	46	43	38	31			

Homén zaznacza, że dni od 10 do 16 sierpnia 1893 r. należały w Finlandyi do ciepłych i pogodnych; w ciągu dni pochmurnych obrót ciepła wypada znacznie niżej.

Wreszcie podkreśla Homén i tę okoliczność, że wysokość obrotu ciepła zależy nie tylko od zewnętrznych warunków atmosferycznych, lecz w wysokim stopniu także od zawartości wody w gruncie (t. zw. wilgoci gruntowej). O ile zawartość wody w gruncie wzrasta, zwiększa się zarazem przewodnictwo ciepłe oraz odnośny współczynnik termometryczny.

V.

O przebiegu rocznym ciepła gruntowego i o wpływie pokrywy śnieżnej i szaty roślinnej.

Szczegółowe obserwacje nad przebiegiem rocznym ciepła gruntowego przeprowadzone zostały w Instytucie Leśnym w Piotrogradzie. Z kombinowanych pomiarów temperatur gruntowych, zawartości wody w gruncie (t. zw. wilgoci gruntowej), stosunków wyparowywania, oraz oznaczeń pojemności cieplnej składników gleby dla różnych warstw w okresie rocznym, znaleziono tam, że słup gruntu piaszczystego w Piotrogradzie o głębokości 17 metrów i o przekroju 1 cm.² zużywa dla zwiększenia swej temperatury od minimum do maximum w okresie rocznym 2348 gr. cal/cm.². Ta ostatnia liczba wyraża wymianę lub obrót ciepła dla gruntu „obnażonego“ t. j. będącego w warunkach sztucznych (z usuniętą pokrywą śnieżną w zimie oraz szatą roślinną w lecie); dla gruntu w t. zw. warunkach naturalnych (z pozostawieniem śniegu w zimie, a trawy w lecie) otrzymano w Piotrogradzie 1823 t. j. o 525 gr. cal/cm.² mniej dla obrotu rocznego. Różnica ta, stanowiąca 22% obrotu dla gruntu obnażonego, wyraża tę część energii cieplnej, która została zatrzymana i zużytkowana przez pokrywę (roślinną lub śnieżną) na 1 cm.² gruntu.

Biorąc poszczególne warstwy, otrzymano w Piotrogradzkim Instytucie Leśnym (średnio za lat 15: 1893—1907) wartości następujące:

Głębokość warstw	Obrót roczny ciepła w cal. gr./cm. ²			Obrót roczny ciepła w %		
	Grunt obnażony	Grunt pokryty	Różnica	Grunt obnażony	Grunt pokryty	Różnica
0 — 1,6 m.	1430	955	480	61	41	20
1,6 — 2,8 m.	420	365	50	18	16	2
2,8 — 17,0 m.	500	500	0	21	21	0
0 — 17,0 m.	2350	1820	530	100	78	22

100%

Z danych tych wynika, że warstwa wierzchnia gruntu o głębokości 1,6 m. zużywa na swe ogrzanie 61% z ogółu pochłanianego przez grunt zapasu ciepła; warstwa do głębokości 2,8 m. utylizuje już 79%, a na pozostałą warstwę 14,2 m. (od 2,8 do 17,0 m.) pozostaje już tylko 21% z ogólnej energii, składającej się na roczny obrót cieplny. Warstwy poniżej 17 m., nie mając już dostrzegalnych zmian okresowych zależnych od wahań rocznych, nie grają praktycznie roli w ocenianiu obrotu ciepła gruntowego.

Dla gruntu pokrytego szatą roślinną (trawą w spostrzeżeniach piotrogrodzkich) lub pokrywą śnieżną, warstwa do 1,6 m. głębokości zużywa 965 cal. gr/cm² zamiast 1430 dla gruntu obnażonego w różnych warunkach; wynika z tego, że tylko $\frac{2}{3}$ energii idzie wtedy na ogrzewanie się gruntu, a $\frac{1}{3}$ idzie na rachunek pokrywy zewnętrznej.

Energia, zużytkowywana przez warstwy głębsze od 1,6 m., może nie być, jak wskazuje powyższa tabelka, już praktycznie brana pod uwagę przy rozpatrywaniu wpływu pokrywy gruntuwej na obrót ciepła.

Od obliczeń obrotu rocznego przejdziemy teraz do obrotów dla poszczególnych miesięcy. Zamiast brać same sumy lub zawartości ciepła w gruncie, których wielkość bezwzględna zależy od wyboru stanu początkowego, utwórzmy zmiany sum cieplnych z miesiąca na miesiąc. W tab. VIII przedstawione są takie zmiany dla gruntu „obnażonego“ (t. j. z usuwaną pokrywą śnieżną lub roślinną) i dla gruntu pokrytego, na którym w półroczu zimowym leżał śnieg i który w lecie był porośnięty trawą. Dla otrzymania Tab. VIII z obserwacji gruntowych obliczane były dla każdego miesiąca temperatury średnie dla warstwy od 0 do 1,6 m., stąd zaś otrzymywano różnice temperatur średnich z miesiąca na miesiąc. Przyjmując pod uwagę przebieg roczny zawartości wody w gruncie, wyznaczano objętościową pojemność cieplną kolejnych warstw gruntowych dla każdego miesiąca; wahania współczynnika pojemności cieplnej były znaczne (od 0,3 do 0,8). Mnożąc odpowiadające wartości tego współczynnika przez różnice temperatur średnich, otrzymujemy wartości energii cieplnej w cal. gr/cm² dla słupa do 1,6 m. głębokości, które są potrzebne, aby wywołać zaobserwowane zmiany temperatur średnich gruntu z miesiąca na miesiąc (od 15-go do 15-go).

Tab. VIII. Zmiany zawartości ciepła dla warstw gruntowych (do 1,6 m. głębokości)

(według dostrzeżeń Instytutu Leśnego w Piotrogradzie; średnie z lat 15).

Miesiące	Cal. gr./cm. ²		Różnice	
	Grunt obnażony	Grunt pokryty	Cal.	%
XII — I	-130	-60	-70	-54
I — II	-80	-40	-40	-50
II — III	+80	-20	+100	+125
III — IV	+180	+40	+140	+78
IV — V	+530	+430	+100	+19
V — VI	+460	+310	+150	+33
VI — VII	+180	+180	0	0
VII — VIII	-110	-30	-80	-73
VIII — IX	-310	-210	-100	-32
IX — X	-270	-220	-50	-19
X — XI	-270	-230	-40	-15
XI — XII	-260	-150	-110	-43
Rok:				
{ Przychód	+1430	+960		
{ Rozchód	-1430	-960		

NB. Grunt piaszczysty o płytkim (1 do 2 m) poziomie wód gruntowych. Znak (+) wskazuje na dopływ ciepła do warstw gruntowych (pobieranie ciepła); znak (-) oznacza odpływ lub oddawanie ciepła gruntowego. Wartości Tab. VIII są obliczone w sposób przybliżony i zaokrąglone do całych dziesiątków.

Dopływ ciepła w gruncie obnażonym występuje od lutego ku marcowi: warstwa o głębokości 160 cm. i przekroju 1 cm² zyskuje od 15.II do 15.III 80 kaloryj gramowych. Odtąd dopływ ciepła szybko wzrasta i od kwietnia do maja dosięga 530 kaloryj, poczem zaczyna zmniejszać się; to osłabienie dopływu w lecie objaśnia się dużym rozchodem ciepła na wyparowywanie i wypromieniowywanie. Od lipca do sierpnia zaczyna już przeważać odpływ ciepła z gruntu; mimo że promieniowanie słoneczne jest jeszcze silne, procesy wyparowywania i wypromieniowywania zaczynają już wtedy przeważać.

Dla gruntu obnażonego maximum odpływu otrzymuje się od sierpnia do września; odpływ ten, wciąż znaczny w jesieni, zaczyna słabnąć od grudnia do stycznia.

Powyższy przebieg ulega ważnym modyfikacyom dla gruntu, pokrytego śniegiem w półroczu zimowym, a trawą w ciągu lata. Przedewszystkiem znaczna ilość ciepła idzie tu w ciągu wiosny na topienie śniegu; z tego względu od lutego do marca mamy dla gruntu pokrytego jeszcze odpływ ciepła, gdy grunt bez śniegu wykazuje już dopływ. Od kwietnia do maja i od września do października różnice w dopływach ciepła nie są znaczne dla gruntu obnażonego i pokrytego, a to z tego względu, że pokrywa z trawy jeszcze wtedy nie podrosła lub już ginie w Piotrogradzie.

Maximum odpływu ciepła dla gruntu pokrytego mamy od października do listopada (dla gruntu obnażonego o 3 miesiące wcześniej), gdyż wtedy pokrywa śnieżna zaczyna się już wprawdzie ustalać w Piotrogradzie, ale, występując jeszcze sporadycznie, nie chroni silniej grunt od odpływu.

Kończąc ten dział o przebiegu rocznym ciepła gruntowego winniśmy jeszcze zaznaczyć nadzwyczajnie skomplikowany charakter rozkładu i przenoszenia się ciepła w warstwach gruntowych. W transporcie ciepła wewnątrz gruntu mamy do czynienia z przewodnictwem cieplnem z jednej warstwy do drugiej, dalej ze zmianami wynikającymi wskutek cyrkulacji wody i powietrza w gruncie oraz ze zjawiskami parowania wody w warstwach cieplejszych gruntu i kondensacją tej pary w warstwach zimniejszych. Wśród tych czynności różnorodnych bardzo zasadniczą rolę odgrywa cyrkulacja wody w gruncie, którą też nader pilnie należy badać i uwzględniać w badaniach nad obrotem ciepła w gruncie.

VI.

Obrót ciepła dla zbiorników wodnych.

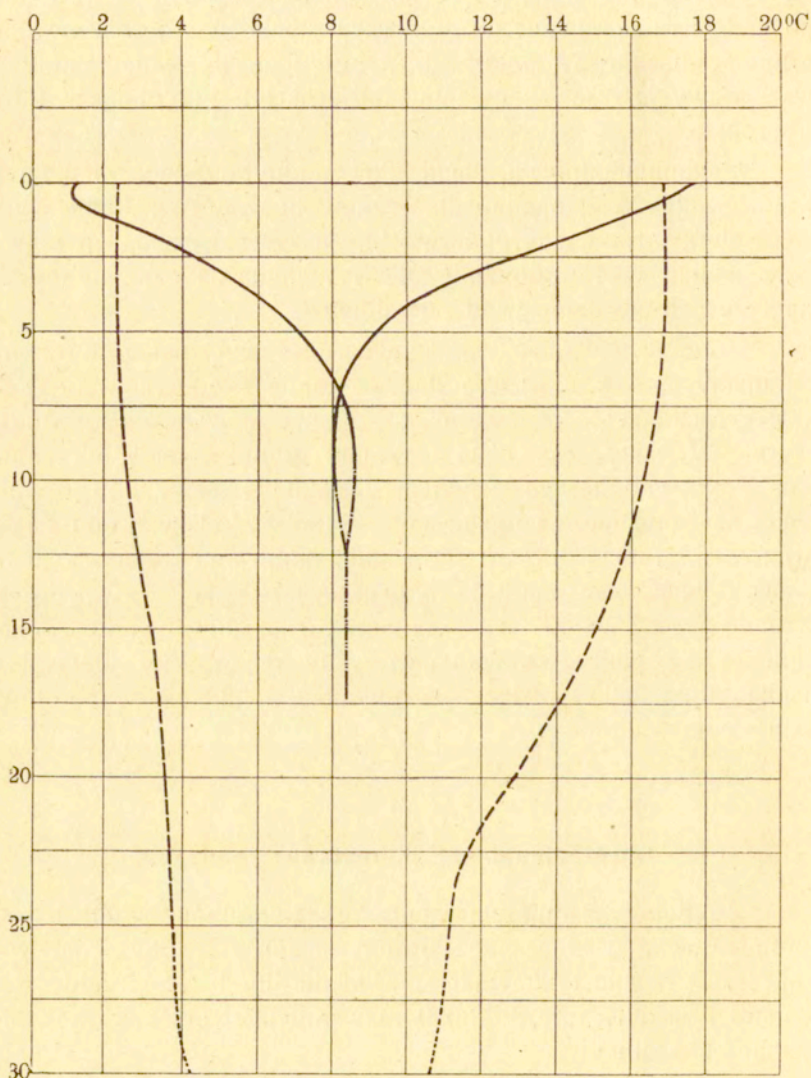
Źródłem zasadniczem ciepła dla zbiorników wodnych jest promieniowanie słoneczne. Powietrze cieplejsze, leżące nad wodą, jest w stanie tylko nader niewielkie ilości ciepła oddać tej ostatniej wskutek prawie 3000 razy mniejszej objętościowej pojemności cieplnej.

Dla obrotu ciepła w zbiornikach wód charakterystyczną rzeczą jest ruch mas wodnych i przechodzenie promieni do zna-

cznych głębokości, a przede wszystkim nader głębokie przenikanie zmian temperatury.

Fig. 6. Tautochrony marca i sierpnia dla temperatur gruntowych w Królewcu oraz dla temperatury wody w Bałtyku (Kattegat).

Tautochrones de Mars et d'Août.



— Królewiec (Königsberg) - - - - - Baltyk (Kattegat: Mer Baltique).

Podana wyżej Fig. 6 wskazuje poglądowo, że, gdy dla gruntu pod Królewcem zmiany roczne zanikają już na głębokości około 15 m., to dla Bałtyku zmiana temperatury wody od marca do sierpnia wynosi na tej głębokości jeszcze około 7°.

Obrót ciepła dla zbiorników wodnych obliczać można według wzoru $\int C (t_2 - t_1) dh$ sposobem rachunkowym, mając temperatury t na różnych głębokościach h oraz wartości współczynnika C (dla jezior około 0,96 zależnie od stopnia słoności). Całkę powyższą można także obliczać sposobem graficznym, posługując się tautochronami według Fig. 6.

W ten sposób dla stacyj duńskich znaleziono 44000 cal. gr./cm²; jest to ilość ciepła, którą morze nagromadza w swych głębiach na wiosnę i latem, by oddać z powrotem jesienią i zimą. Tem się tłumaczy zarazem chłodna wiosna i ciepła jesień na wybrzeżach i wogóle w klimatach morskich.

Prace nad obrotem ciepła w morzach i jeziorach ogłaszał Pettersson, Seligo, Schubert i inni*).

W rozkładzie temperatury dla zbiorników wód spotykamy się z „warstwą skoku“ t. j. z taką warstwą, od której temperatura wykazuje nagle szybkie zmiany, poniżej zaś zmiany są mniejsze.

Przyczyną tej „warstwy skoku“ są prądy konwekcyjne. Warstwy wody, ochłodzone w ciągu nocy lub pod wpływem zimnej pogody, opadają aż do takiej głębokości, w której znajduje się odpowiadająca im niższa temperatura, przyczem następuje naturalnie zmieszanie i wyrównanie temperatury.

W ten sposób powstaje w półroczu letnim w warstwach powierzchniowych powolny spadek ciepła ku dołowi aż do granicy prądów konwekcyjnych. Na wiosnę „warstwa skoku“ przypada blisko powierzchni, zagłębia się ona jednak następnie coraz więcej, aż na późnej jesieni i w zimie nie nastąpi wyrównanie się temperatury aż do dna, poczem (poniżej 4° C) warstwy górne stają się najzimniejszymi.

Gdy ogrzanie wody z powierzchni rozchodzi się przez przenikanie promieni i przez przewodnictwo, to w ochładzaniu ma-

*) Por. wykaz literatury i zestawienie danych dla obrotu ciepła w końcu opracowania niniejszego.

my przedewszystkiem do czynienia z prądami konwekcyjnymi, które działają ochładzająco na całą masę wodną.

Dlatego zjawiska ogrzewania się i ochładzania wód są w przebiegu rocznym bardziej skomplikowane niż dla gruntu.

W morzach ciepło letnie głęboko przenikać nie może, zaś chłód zimowy działa do największych głębokości.

W ziemie temperatury gruntowe wzrastają wraz z głębokością; w grudniu lub w styczniu panuje na głębokości 8 m. temperatura najwyższa dla warstw górnych gruntu.

W wodzie zaś temperatura ku końcowi zimy jest we wszystkich warstwach jednakowa aż do bardzo znacznych głębokości.

W lecie temperatury zniżają się wraz z głębokością, lecz w gruncie daleko silniej, niż w wodzie.

Duże ciepło gruntowe w ziemie mało wpływa na stan powierzchni i warstw dolnych powietrza (nawet gdy niema pokrywy śnieżnej), gdyż, w zimniejszej porze roku, tylko względnie małe ilości ciepła zostają przez przewodnictwo oddawane powierzchni ziemi i przyległym warstwom powietrza.

W wodzie natomiast szybkie ochładzanie się warstw dolnych w jesieni przez prądy konwekcyjne wyprowadza duże ilości ciepła na powierzchnię.

VII.

Obliczenie zawartości i wymiany ciepłej w atmosferze bez pary wodnej.

Biorąc wartości temperatur dla atmosfery nad Berlinem, otrzymane ze wzlotów balonowych ogłoszonych przez *Berson'a* i *Assmann'a* *) i uzupełniając takowe do 10 km. według danych *Teisserenc'a de Bort* dla Paryża, wyprowadził *J. Schubert* następującą tabelkę.

*) *Wissenschaftliche Luftfahrten* 3 Bd. Brunświk 1899 — 1900. Por. także *J. Hann. Ueber den jährlichen Gang der Temperatur in grossen Höhen der freien Atmosphäre. Meteorologische Zeitschrift. 1901. Str. 28.*

Tab. IX. Rozkład temperatury w atmosferze (ponad Berlinem).

Ciśnienie mm	Odchylenia od średniej rocznej C°				Opóźnienie w miesiącach
	Zima	Wiosna	Lato	Jesień	
50	-0.9	-0.9	1.0	0.6	—
100	-1.5	-1.6	1.9	1.1	—
150	-2.1	-2.3	2.6	1.6	—
200	-2.7	-2.8	3.3	2.1	1.2
250	-3.2	-3.2	3.8	2.4	1.2
300	-3.6	-3.5	4.3	2.6	1.1
350	-3.9	-3.7	4.6	2.8	1.1
400	-4.2	-3.8	4.9	3.0	1.1
450	-4.5	-3.8	5.2	2.9	1.1
500	-4.8	-3.5	5.5	2.8	1.0
550	-5.0	-3.1	5.8	2.3	0.9
600	-5.3	-2.6	6.1	1.8	0.8
650	-5.6	-2.2	6.4	1.3	0.5
700	-6.1	-1.6	6.7	0.9	0.3
730	-6.8	-1.2	7.2	0.6	0.2
760	-8.6	-0.7	9.0	0.3	0.0

Ostatnia kolumna wskazuje, jak się przesuwa przebieg roczny z wzrastającą wysokością t. j. wraz z zmniejszaniem się ciśnienia. Liczby tej kolumny dają opóźnianie się (w miesiącach) przebiegu na wysokości względem powierzchni ziemi. Na wysokości odpowiadającej ciśnieniu 500 mm. opóźnianie to wynosi 1 miesiąc.

Z poprzedniej tabelki otrzymać można sumy ciepła w atmosferze w odchyleniach od średniej rocznej, posługując się poprzednio wyprowadzonym wzorem

$$0.324 \int_0^{760} (t-t_0) db.$$

W ten sposób otrzymał J. Schubert dla zawartości ciepła w atmosferze (dla Berlina, odchylenia od średniej rocznej):

	Zima	Wiosna	Lato	Jesień	Zima
cal/cm ²	-944	-628	1103	469	-944
zmiany dla pór roku	316	1731	-634	-1413	

Aby przejść stąd do wartości rocznej wymiany ciepłej w atmosferze, należy obliczyć różnicę między najwyższą i najniższą sumą ciepła w okresie rocznym. W tym celu przedstawił

Schubert przebieg roczny dla sum ciepła w atmosferze przy pomocy wzoru $1290 \sin.(W + 226^{\circ}.8) + 125 \sin.(2W + 60^{\circ})$, gdzie W oznacza czas w stopniach, licząc od 1 stycznia. Z otrzymanych taką drogą różnic Maximum mniej Minimum otrzymujemy 2620 cal/cm^2 jako wartość wymiany rocznej ciepła w atmosferze; znaczy to, że potrzeba 2620 kaloryj gramowych, aby słup atmosferyczny o podstawie 1 cm^2 pod stałym ciśnieniem ogrzać od najniższego do najwyższego stanu rocznego temperatury.

Wartość ta jest z natury rzeczy bardzo przybliżoną, a to nie tylko wskutek bocznych prądów w łatwo ruchomych masach powietrznych, ale głównie wskutek perturbujących wpływów pary wodnej w atmosferze.

VIII.

Sumy ciepłne dla warstw atmosferycznych z uwzględnieniem wpływu pary wodnej.

Ciepło, doprowadzane do wilgotnych mas lądowych, do zbiorników morskich, lub do warstw atmosferycznych z unoszącymi się w nich cząsteczkami wody w stanie ciekłym, częściowo tylko idzie na ogrzanie, częściowo zaś zużywa się na wyparowanie wody. Odwrotnie zaś pewna część ciepła uwalnia się podczas kondensacyi pary wodnej. T. zw. ciepło parowania i kondensacyi musi być przeto uwzględnione w bilansie ciepłnym atmosfery.

Pod nazwą wilgotności właściwej f rozumiemy ilość pary wodnej (w gr.), zawartej w 1 kg. powietrza wilgotnego. Dla dwóch powierzchni poziomych o różnicy ciśnienia 1 mm., znajdująca się między nimi warstwa pionowa powietrza o wilgotności właściwej f i o przekroju 1 cm^2 waży 1,36 gr., z czego $1,36 \cdot \frac{f}{1000}$ gr. przypada na parę wodną. Przyjmując, że wyparowanie 1 gr. wody wymaga dostarczenia 600 cal., otrzymamy że trzeba $600 f$ cal. dla f gr. wody w 1 kg. powietrza. Lecz z drugiej strony $C_p = 0.238$ t. j. pod stałym ciśnieniem 1 kg. powietrza wymaga 1000×0.238 cal. dla ogrzania o 1° . Otrzymujemy stąd, że pod stałym ciśnieniem powietrze ogrzałoby się,

przez dodanie ilości ciepła potrzebnego do wyparowania cząsteczek wody w powietrzu, o pewną temperaturę t' , która czyni zadłość równaniu

$$1000 \times 0.238 t' = 600 f \text{ lub } t' = \frac{0,6}{0,238} \cdot f = 2,5 f$$

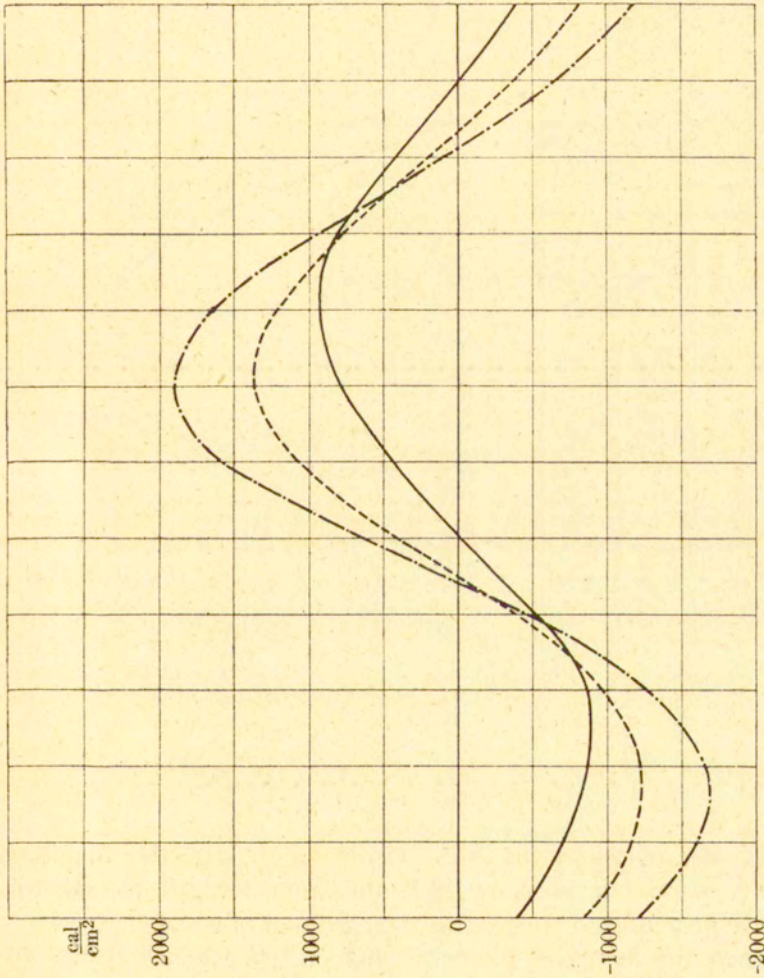
Tą wartość dodatkową t' temperatury powietrza nazywa Be z o l d temperaturą „odpowiadającą“, a sumę $t+t' = t+2,5 f$ temperaturą „uzupełnioną“. Ta temperatura uzupełniona $t+t'$ wskazuje o ile stopni więcej powietrze ogrzałoby się, gdyby i ciepło parowania zużyte zostało na zwykłą temperatury pod stałym ciśnieniem. Innemi słowy $t+t'$ odpowiada pewnej temperaturze równoważnej względem zawartości cieplnej rozważanej masy powietrznej. Nie przytaczając szczegółowych tabelik liczbowych, zaznaczymy, że przeciętna roczna zawartość wody w atmosferze nad Berlinem wynosi według Be z o l d'a 1,65 gr./cm.² (dla zimy 1,0, wiosny 1,4, lata 2,5, jesieni 1,7). Wynika stąd, że cała ilość pary wodnej w stanie ciekłym pokryłaby ziemię latem tylko warstwą koło 25 mm. wysoką, gdy przeciętna wysokość roczna opadu wynosi dla okolic Berlina koło 600 mm. Otrzymujemy więc tu wynik znany dobrze w hydrografii, a mianowicie, że ilość wody, opadającej w danem miejscu, w znacznej bardzo części pochodzi z przyniesionych skądinąd prądów i z lokalnych wyparowań.

Uwzględniając ciepło parowania, obliczył J. S c h u b e r t następujące zawartości ciepła w atmosferze nad Berlinem

	Zima	Wiosna	Lato	Jesień	Zima	
cal/cm. ²	—1327	—778	1581	524	—1327	(odchylenia od średniej rocznej)
Zmiany dla pór roku		549	2359	—1057	—1851	

Charakter przebiegu podobny jest do poprzedniego, tylko różnice wypadły znaczniejsze. Przedstawiając przebieg powyższy za pomocą wzoru $1770 \sin.(W + 230^{\circ}.9) + 200 \sin.(2 W + 60^{\circ})$ i obliczając wartość najwyższą i najniższą, otrzymamy 3600 cal./cm.² jako całkowitą roczną wymianę okresową ciepła atmosferycznego z uwzględnieniem ciepła parowania. Wartość ta jest o 37% wyższa od poprzedniej, obliczonej bez uwzględnienia pary wodnej. Biorąc tylko warstwy najniższe powietrza otrzymamy zwiększenie jeszcze znaczniejsze, bo około 75%.

I II III IV V VI VII VIII IX X XI XII Miesiące — Mois.

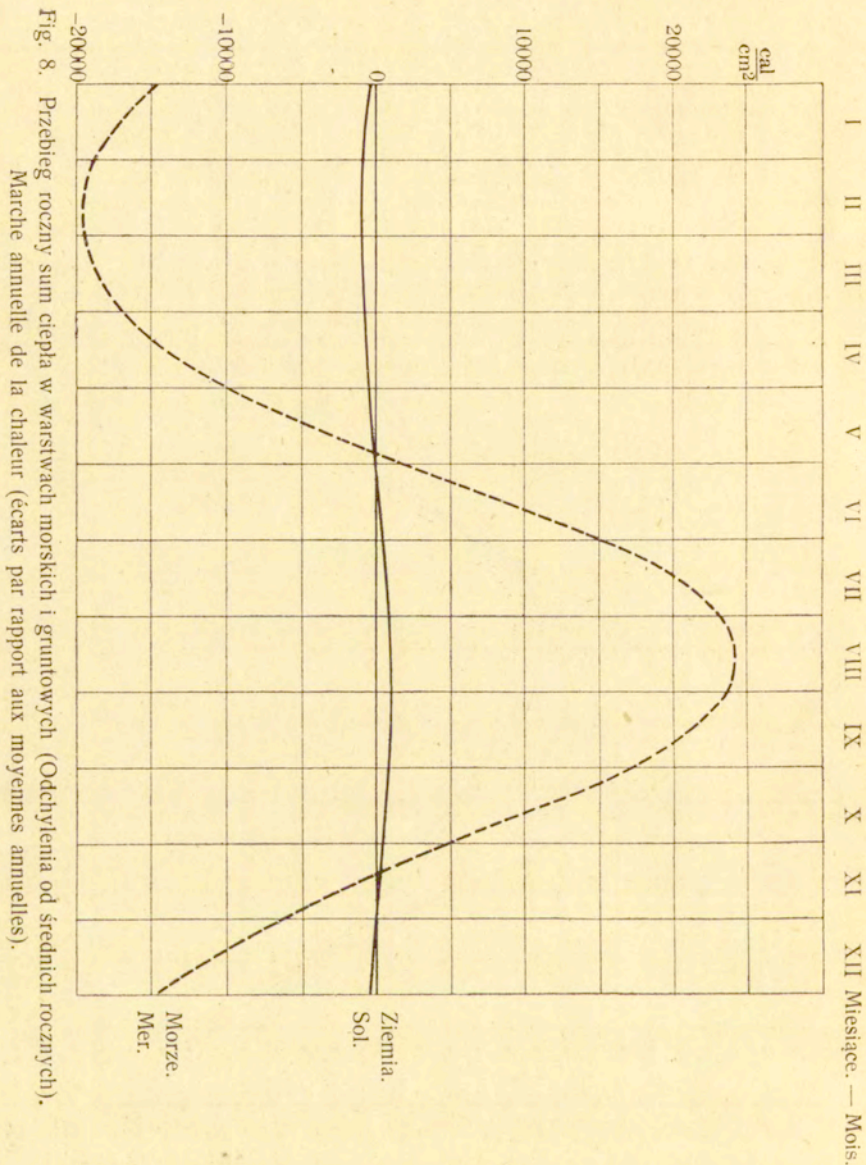


Warstwy gruntowe.

Powietrze bez pary wodnej.

Powietrze z parą wodną.

Fig. 7. Przebieg roczny sum ciepła w warstwach gruntowych i w atmosferze (Odchylenia od średnich rocznych).
Marche annuelle de la chaleur (écarts par rapport aux moyennes annuelles).
Sol — ; --- atmosphère (sans la vapeur d'eau); - . - . atmosphère (avec la vapeur d'eau).



Grunt zalesiony posiada, według Schubert'a, mniejszy obrót ciepła, niż niezalesiony. Wilgotny grunt torfiasty nie zajmuje miejsca pośredniego między suchym gruntem i wodą, lecz wykazuje znacznie mniejszą zdolność wбирania ciepła, niż ziemia sucha. W warstwie wierzchniej, silnie ogrzewającej się, wilgotne-

go gruntu torfiastego, zużywa się daleko większa ilość ciepła na wyparowanie, gdy tylko niewiele jego przenika na głębokość.

Woda pobiera na wiosnę i latem o wiele więcej ciepła niż grunt stały i więcej też oddaje w chłodniejszej porze roku.

Jest ogólnie rozpowszechnionem mniemanie, że dla zachowania się mórz znaczna pojemność cieplna wody i wyparowanie są przedewszystkiem miarodajne. Przeciwno temu przemawia porównanie między gruntem torfiastym i piaszczystym. Pojemność cieplna pierwszego przewyższa pojemność gruntu piaszczystego i przybliży się do pojemności wody, a także wyparowanie z wilgotnego gruntu torfiastego jest znacznie większe niż z gruntu piaszczystego.

Dla wody jest rzeczą charakterystyczną wnikanie głębokie wahań rocznych temperatury, co zasadniczo objaśnia się ruchem wody a częściowo także i przezroczystością dla promieni „cieplnych“. Pokazać to można na następującym przykładzie:

Tab. XI. Wahań roczne temperatury w stopniach C°.

Głębokość w metr.	Ziemia	W o d a	
	Królewiec (14 lat)	Jezioro Tyłne (Hintersee) (1 rok)	Baltyk (Kattegat) (8 lat)
0	20 ^o 3	19 ^o 0	15 ^o 5
5	3 ^o 9	18 ^o 5	15 ^o 1
8	1 ^o 7	14 ^o 5	14 ^o 8
15	0 ^o 1	7 ^o 5	11 ^o 8
23	0 ^o 0	6 ^o 5	8 ^o 2
26	—	—	8 ^o 1

Grunt stały nagromadza w cieplejszej porze dnia i roku mało ciepła na głębokości, ogrzewa się silnie na powierzchni i oddaje wiele ciepła powietrzu; morze zaś nagromadza wiele ciepła w swych głębokościach, ogrzewa się mało na powierzchni i oddaje też stosunkowo mniej ciepła powietrzu: ma ono przeto wpływ rezerwujący, w porównaniu z gruntem, na podnoszenie się temperatury powietrza w ciągu jesieni i lata.

Odwrotnie, w ciągu zimy grunt stały zdolny jest pobrać z głębokości tylko mało ciepła, jego powierzchnia i nad nim le-

zące warstwy powietrza silnie się ochładzają. Tymczasem woda oddaje wiele ciepła i wstrzymuje w ten sposób ochładzanie się zarówno swej powierzchni, jak i powietrza.

Fig. 8 daje poglądowe przedstawienie o znaczeniu morza wskazując, że Bałtyk pobiera (w ciągu lata) z górą 20, a morze Północne jeszcze o wiele więcej ciepła, niż takąż powierzchnia lądu. Wymiana ciepła w atmosferze jest (w Europie Zachodniej) około $1\frac{1}{2}$ razy większa niż dla gruntu piaszczystego; zaś wynosi tylko $\frac{1}{15}$ w porównaniu z Bałtykiem i $\frac{1}{25}$ z Morzem Północnem.

O przebiegu rocznym zawartości ciepła w różnych ośrodkach daje nam pojęcie tabliczka poniżej (Tab. XII).

Ciepło gruntowe obrachowane zostało według danych dla Eberswalde, ciepło wody według stacyj duńskich; zawartość ciepła w powietrzu stosuje się do atmosfery nad Berlinem.

Tab. XII. Zawartość ciepła w wodzie, powietrzu i gruncie, oraz pobrane (+) lub oddane (—) ilości ciepła w gr. cal./cm.².

	Zawartość ciepła dla 1-go każdego miesiąca (odchylenia od średniej rocznej) cal. gr./cm. ² .				Zmiany zawartości cieplnej w ciągu miesiąca							
	Woda (stacje duńskie)	Powietrze (Berlin)		Eberswalde (piasek pokryty trawą)	Woda (stacje duńskie)	Powietrze (Berlin)		Eberswalde		Piotrógrod		
		z parą wodną	bez pary wodnej			z parą wodną	bez pary wodnej	Piasek pokryty trawą	Las	Grunt obnażony	Grunt pokryty	
I	-14700	-1200	-830	-400	-4000	-380	-320	-300	-230	-130	-60	
II	-18700	-1580	-1150	-700	-900	-70	-90	-165	-140	-80	-40	
III	-19600	-1650	-1240	-865	+2500	+360	+250	-10	-40	+80	-20	
IV	-17100	-1290	-990	-875	+7000	+840	+590	+355	+170	+180	+40	
V	-10100	-450	-400	-520	+11500	+1080	+770	+495	+295	+530	+430	
VI	1400	630	370	-25	+13800	+920	+680	+470	+355	+460	+310	
VII	15200	1550	1050	445	+8100	+370	+310	+355	+275	+180	+180	
VIII	23300	1920	1360	790	+600	-270	-130	+145	+165	-110	-30	
IX	23900	1650	1230	935	-6400	-710	-450	-130	-15	-310	-210	
X	17500	940	780	805	-12300	-880	-590	-385	-230	-270	-220	
XI	5200	110	190	420	-11500	-740	-560	-425	-300	-270	-230	
XII	-6300	-630	-370	-5	-8400	-570	-460	-395	-305	-260	-150	
Obrót roczny ciepła cal./cm. ²	43500	3570	2600	1810								

Obok zawartości ciepła podane są w Tab. XII ilości ciepła pobrane lub oddane w ciągu poszczególnych miesięcy; utworzo-

ne one zostały biorąc różnice z dwóch kolejnych średnich miesięcznych.

Największe pobieranie ciepła występuje w maju i w czerwcu, oddawanie zaś jest największe w październiku. Widzimy np. że w październiku morze oddaje z górą 30 razy więcej niż grunt piaszczysty. Część tych znacznych, przez zbiorniki wód oddawanych, ilości ciepła przypada naturalnie na dobro powietrza znajdującego się nad morzami i nad sąsiednimi lądami i zwalnia ich ochładzanie. Związek ten występuje zwłaszcza wyraźnie, gdy przyjmiemy jednocześnie pod uwagę różnicę między temperaturą powierzchni wody i temperaturą przyległej warstwy powietrznej.

Nadwyżki temperatury powierzchni morza (0,7 m) nad temperaturą powietrza są, według danych duńskich, następujące:

Miesiące:	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Nadwyżki: (morze)	0 ^o .9	0 ^o .4	0 ^o .3	-0 ^o .6	-0 ^o .7	-0 ^o .5	-0 ^o .2	0 ^o .1	0 ^o .6	2 ^o .0	1 ^o .7	1 ^o .7
— (powietrze)												

Ten przebieg roczny odpowiada przebiegowi ilości ciepła pobranych lub oddanych przez morze; widzimy (por. Fig. 9), że znowuż w październiku występuje najsilniej tendencja do oddawania ciepła morskiego atmosferze.

W średniej rocznej powierzchni morza jest o $\frac{1}{3}\%$ cieplejsza, niż powietrze otaczające. Jedną z przyczyn tego jest ta okoliczność, że zarówno powietrze ochłodzone i ciężkie, jak i woda ogrzana i lekka mają tendencję do pozostawania lub dążą do zbliżenia się do powierzchni, gdy powietrze ogrzane idzie do góry a woda oziębiona (i wskutek tego cięższa) odpływa na dół.

Podnoszenie się wody cieplejszej przyspiesza oddanie ciepła mórz w jesieni.

Dla gruntu stałego, prawie jednorodnego (dla którego prawa przewodnictwa dają się w przybliżeniu stosować), wyprowadził Sch u b e r t teoretycznie i na podstawie spostrzeżeń wniosek (o którym mówiliśmy już na str. 5), że fazy ciepła gruntowego są opóźnione o $\frac{1}{8}$ czasu drgań w porównaniu z temperaturą na powierzchni ziemi; dla roku opóźnienie wyniesie przeszło $1\frac{1}{2}$ miesiąca. Zgodnie z tem wypada maximum ciepła gruntowego na pierwszą połowę września, minimum zaś na marzec.

W wodzie i w powietrzu, gdzie stosunki są zasadniczo inne i gdzie rola główna przypada wyrównaniu się temperatur

wskutek ruchu, jest też mniejsze i opóźnienie się w porównaniu z temperaturą na powierzchni. Maximum wypada już w sierpniu, minimum w lutym.

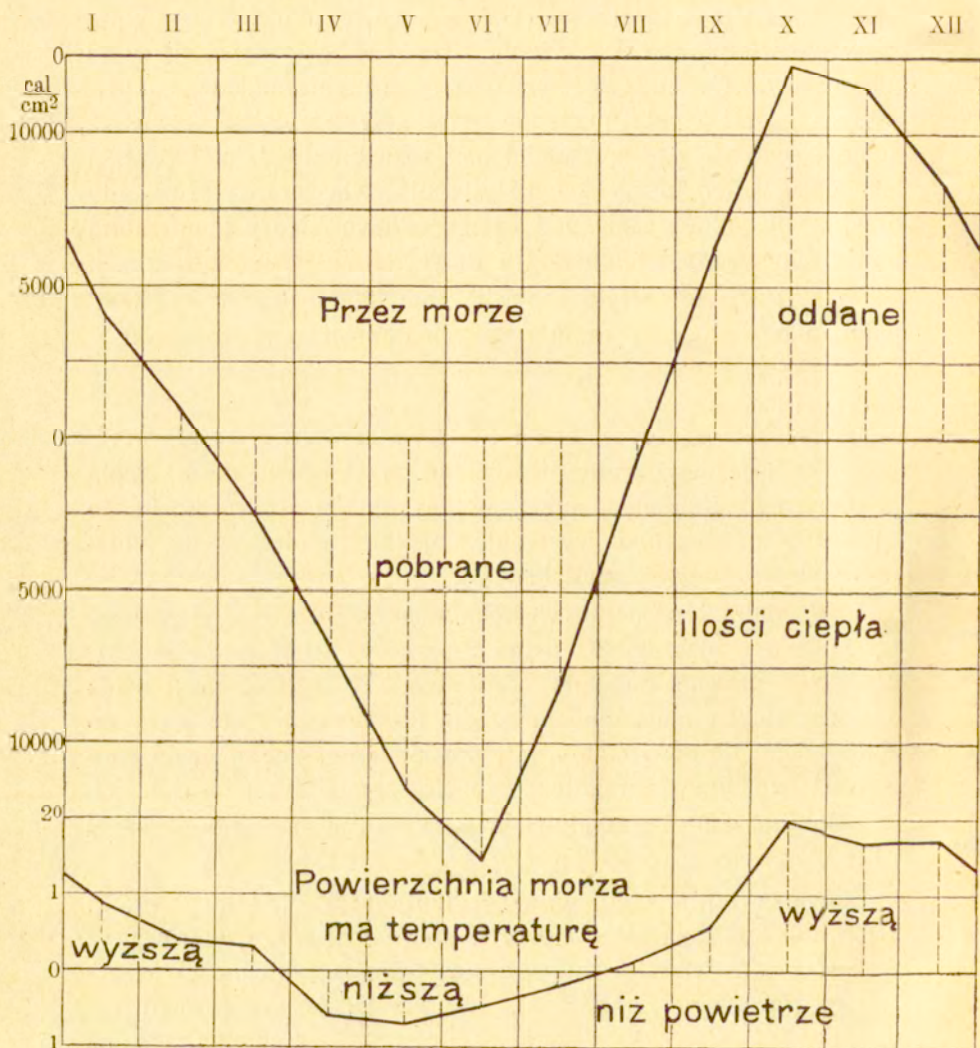


Fig. 9. Sumy ciepła pobierane lub oddawane przez morze (Bałtyk) w okresie rocznym, oraz odpowiadające różnice temperatury powierzchni morskiej nad temperaturą otaczającego powietrza (według stacji duńskich).

Sommes de la chaleur absorbées ou rendues par la mer (Baltique) et les différences correspondantes entre la température de la surface de mer et la température de l'air (d'après les stations danoises)

Następujące zestawienie podaje *czasy występowania średniej rocznej*.

Czasy występowania średniej rocznej.	Pierwszy raz.	Drugi raz.
Temperatura powierzchni ziemi (1 cm.) w Eberswalde	18.IV	13.X
Temperatura powietrza nad lądem stałym:		
Eberswalde.	18.IV	16.X
Paryż.	17.IV	16.X
Temperatura powietrza nad morzem (stacye duńskie)	5.V	21.X
Temperatura powierzchni wody (0,7 m.) dla stacyj duńskich.	14.V	2.XI
Zawartość ciepła:		
powietrze (Paryż)	16.V	7.XI
wody (stacye duńskie)	27.V	13.XI
grunt (Eberswalde)	2.VI	30.XI

X.

Próby Hoména wyznaczania całkowitego obrotu ciepłego dla warstw gruntowych.

Ponieważ ilości ciepła, dostarczane do powierzchni ziemi z jej głębokich warstw, są znikomo małe, stosunki ciepłne w atmosferze oraz w hydro- i litosferze reguluje wyłącznie niemal energia promienista słońca.

W ciągu dni pochmurnych ciepło słoneczne, idące do ziemi, ulega pochłonięciu w atmosferze. W czasie dni jasných znaczna część promieniowania przechodzi przez warstwy atmosferyczne do powierzchni ziemi. Tutaj ulega ono częściowo odbiciu, częściowo zaś absorbcyi, warunkując wzrost temperatury zarówno warstw górnych gruntu jak i warstw dolnych powietrza. Mamy tu więc, że promieniowanie, dochodzące do ziemi, przenika z jednej strony do gruntu, a z drugiej strony ulega wypromieniowaniu w przestrzeń oraz oddaniu powietrzu drogą konwekcyi i przewodnictwa. Jeżeli nadto, jak to zazwyczaj bywa, warstwy gruntowe są wilgotne, wtedy, gdy powierzchnia posiada już pewien stopień ciepła, znaczna część ciepła może uleść zużyciu na wyparowanie.

Temperatura na powierzchni gruntu jest regulowana w ten sposób, że w każdym momencie ilości ciepła, oddawane do góry

i w głąb, muszą być równe tym ilościom ciepła, które są otrzymywane od promieniowania słonecznego.

Od zachodu słońca dopływ ciepła słonecznego ustaje i temperatura na powierzchni ziemi spada szybko, głównie wskutek wypromieniowywania ku „niebu“. Pod nazwą „nieba“ lub „sklepienia niebieskiego“ rozumiemy tu nie przestrzeń międzyświatową, lecz pewne (dokoła ziemi) pomyślane sklepienie tego rodzaju, że promieniowanie między ziemią i tem sklepieniem jest równie wielkie i zachodzi we wszystkich kierunkach tak samo, jak w rzeczywistości promieniowanie między powierzchnią ziemi z jednej strony i atmosferą oraz przestrzenią wszechświatową z drugiej strony. Pod „temperaturą nieba“ rozumie H o m é n temperaturę tak właśnie pomyślanego sklepienia, które nadto zakłada on jako czarne.

Wracając do naszego tematu nad obrotem ciepła w nocy, zauważymy, że, gdy wieczorem temperatura na powierzchni spadnie, to i wypromieniowywanie ku niebu stanie się mniejsze; z drugiej zaś strony, jeżeli temperatura na powierzchni ziemi stanie się mniejszą niż powietrza nad nią leżącego i warstw gruntu pod nią będących, to otrzymamy (zamiast odpływu ciepła od powierzchni ziemi w głąb i do powietrza) odwrotnie dopływ ciepła z warstw gruntowych i od powietrza ku powierzchni ziemi. Im silniej powierzchnia ziemi się ochłodzi, tem większy będzie ten dopływ ciepła.

Jeżeli, w dalszym przebiegu, temperatura zniży się i przekroczy punkt rosy, to wystąpi tworzenie się rosy, co jest znów połączone z dopływem ciepła do powierzchni.

Po zachodzie słońca temperatura na powierzchni spada tak długo, aż dopływ ciepła od gruntu i od powietrza nie wyrówna się z wypromieniowaniem w przestrzeń; dokładniej mówiąc: temperatura na powierzchni ziemi i teraz wyznacza się z uwagi, że w każdym momencie wypromieniowywanie w przestrzeń i strata przez parowanie lub konwekcyę musi równać się dopływowi ciepła z gruntu, z powietrza, lub przez tworzenie się rosy.

Schematycznie zachodzące tu stosunki przedstawić można w sposób następujący:

Schemat obrotu ciepła.

A) Okres ogrzewania się gruntu (dzień).

Przychód. 1) Ilość ciepła otrzymana z wpromieniowywania słonecznego.

Rozchód. 2) Ciepło zużyte na wpromieniowywanie ku niebu.

3) Ciepło przenikające do warstw gruntowych.

4) Ciepło oddawane powietrzu drogą konwekcji i przewodnictwa.

5) Ciepło tracone na wyparowanie (dla ziemi z zapasem wilgoci).

B) Okres ochładzania się gruntu (noc).

Przychód. 1) Ciepło otrzymywane od warstw gruntowych.

2) Ciepło otrzymane od powietrza (odkąd temperatura na powierzchni ziemi spadnie poniżej temperatury warstw dolnych powietrza).

3) Ciepło kondensacji (wskutek tworzenia się rosy).

NB. Ciepło z rosy jest minimalne w porównaniu z 1) lub 2).

Rozchód. 4) Wypromieniowywanie w przestrzeń.

5) Ciepło ustępowane powietrzu (o ile temperatura na powierzchni gruntu jest wyższa od temperatury warstw dolnych powietrza).

6) Ciepło spotrzebowywane na wyparowanie.

W klasycznej swej pracy wydanej w t. XXIII „Acta Societatis Scientiarum Fennicae“ p. t. „Der tägliche Wärmeumsatz im Boden und die Wärmestrahlung zwischen Himmel und Erde“ usiłował Homén obliczyć bilans cieplny dla warstw gruntowych w Finlandyi. Że zadanie to jest nad wyraz skomplikowane i mozolne, widać choćby z poniższego wyszczególnienia całokształtu pomiarów potrzebnych do wyznaczania bilansu ciepła w gruncie.

Całokształt pomiarów, potrzebnych do wyznaczania bilansu ciepła w gruncie:

A. (Energia promienista).

- I. Pomiary wpromieniowywania.
- II. Pomiary nad wpromieniowywaniem.

B. (Własności cieplne).

- III. Obserwacje nad temperaturą w gruncie.
- IV. Gęstość oraz pojemność cieplna warstw gruntowych.

NB. Pojemność cieplna objętościowa gruntu wyznacza się, jako pojemność mieszaniny; składników mineralnych i innych oraz wody i powietrza.

C. (Rozkład i cyrkulacja wilgoci gruntowej).

- V. Obserwacje nad zawartością wody w różnych warstwach gruntu.
- VI. Obserwacje nad wyparowywaniem.
- VII. Obserwacje nad przesiąkaniem wody i nad poziomem wód gruntowych.

NB. W razie gruntu z szatą roślinną lub pokrywą ze śniegu należy uwzględnić obserwacje nad stanem i wzrostem roślin oraz nad powłoką śnieżną.

Pomiary energii promienistej dokonywane są przy pomocy pyrliomierzy lub też aktynomierzy, pozwalających na otrzymanie promieniowania w jednostkach bezwzględnych. Pomiary tego rodzaju nie są liczne i na większą skalę prowadzone są w Waszyngtonie oraz w obserwatoriach górskich Stanów Zjednoczonych, w Warszawie, Pawłowsku, Upsali, Potsdamie i w paru innych miejscowościach*)

Znając natężenie promieniowania i uśłonecznienie obliczyć można t. zw. sumy insolacyjne, odpowiadające wpromieniowaniu. Tak np. średnio dla Warszawy (w ciągu dziesięciolecia: 1903—1912) otrzymał autor następujące wartości w cal. gr. na 1 cm² powierzchni poziomej.

A) Przeciętne sumy miesięczne, sezonowe i roczne w Warszawie (1903—1912).

Miesiące:	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
cal. gr/cm ²	510	910	2920	5220	9000	9420	9070	7210	4730	2560	570	210
	XII, I, II		III, IV, V		VI, VII, VIII		IX, X, XI		I—XII			
	1630		17140		25700		7860		52330			

B) Najwyższe sumy dzienne otrzymane dla dni pogodnych w Warszawie (1906—1912).

Miesiące:	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
cal. gr/cm ²	90	160	330	460	600	620	620	490	410	250	120	70

Widzimy z danych warszawskich, że w półroczu letnim przychód ciepła od słońca nie przekracza w Warszawie 620 cal. gr. na cm² poziomej powierzchni ziemi, uważanej jako ciało czarne.

Jak zobaczymy poniżej, Ho m é n otrzymywał liczby do 500 cal. gr. dla analogicznych danych w Finlandyi w sierpniu.

Większą daleko trudność sprawiają pomiary nad wypromieniowywaniem. Ho m é n posługiwał się w tym celu specjalnym

*) Por. prace autora komunikatu niniejszego p. t. „Sur la marche annuelle de l'intensité du rayonnement solaire à Varsovie et sur la théorie des appareils employés” (str. 202, 1906) oraz „Wartości pyrliometryczne i sumy ciepła dla Warszawy według pomiarów w okresie 1901—1913” (str. 36, 1914).

aktynomierzem, pomiarami nad ostygnięciem płyt oraz wyliczeniami teoretycznymi dla wypromieniowywania między „niebem“ a ziemią. Nie zatrzymując się nad szczegółami tych badań, które przytoczone są w wzmiankowanym dziele Homén'a, przytaczamy przykłady (Tab. XIII) dla paru dni jasnych według pomiarów w Finlandyi. Zauważymy przytem, że dla obliczania sum wpromieniowania w ciągu całego dnia oraz całkowitego wypromieniowywania w ciągu nocy wybierał Homén nie okresy od wschodu do zachodu lub odwrotnie, lecz brał za punkty skrajne takie momenty czasu, w których wypromieniowywanie i promieniowanie (na powierzchnię poziomą) były równe.

W okresie dziennego ogrzewania się gruntu, liczyliśmy w sposób tylko co wskazany, znajdujemy w rubryce dochodu ciepło, pochodzące od wpromieniowania (znak +) i otrzymane drogą pomiaru natężenia promieniowania słonecznego i usłonecznienia. Rubryka rozchodu obejmuje: ciepło utracone przez wypromieniowanie (znak —), obliczone z pomiarów bezpośrednich i odniesione do całego horyzontu; dalej ciepło (g) zgromadzone w gruncie, otrzymane z obserwacyj temperatur gruntowych i z oznaczeń kalorymetrycznych pojemności cieplnej; ciepło (w) zużyte na wyparowanie, obliczone z doświadczeń ewaporometrycznych i wreszcie ciepło (p) oddane powietrzu drogą konwekcyi i przewodnictwa; to ostatnie otrzymane było drogą rachunku ze spostrzeżeń nad zmianami temperatury i wilgotności warstw dolnych powietrza.

W Tab. XIII mamy wszędzie, że

$$(+)=(-)+(g)+(w)+(p)$$

co wyraża, że przychód równoważył się z sumą rozchodów.

W okresie nocnego ochładzania się warstw gruntowych w rubryce rozchodu znajdujemy ciepło wypromieniowywania (—) oraz ciepło tracone przez wyparowanie (w) i oddawane powietrzu (p); rubryka przychodu obejmuje: ciepło dopływające z gruntu (g) i niewielkie ciepło (+) otrzymane z wpromieniowywania koło zachodu i wschodu słońca. Ta pozycja pochodzi stąd, że jako punkty początkowe okresów ogrzewania lub ochładzania się gruntu brał Homén nie momenty wschodu lub zachodu słońca, lecz liczył je od pewnych umówionych momentów czasu takich mianowicie, kiedy wpromieniowywanie wyrównywało się z wypromieniowywaniem.

Tab. XIII. Obrót ciepła w cal. gr./cm.² na powierzchni ziemi według pomiarów Homé'n'a w Finlandyi.

A) Okres dziennego ogrzewania się warstw gruntowych.														
(+)=(-)+(g)+(w)+(p) (+)-(-)=(g)+(w)+(p)		Przy- chód ciepła od słońca (+)	Rozchód ciepła otrzymanego od słońca											
			Skała granitowa				Piasek (wrzosowisko)				Łąka torfiasta			
			(-)	(g)	(w)	(p)	(-)	(g)	(w)	(p)	(-)	(g)	(w)	(p)
Data	Czas		Wypromien.	Grunt	Wyparow.	Powietrze	Wypromien.	Grunt	Wyparow.	Powietrze	Wypromien.	Grunt	Wyparow.	Powietrze
14.VIII	5 ⁵⁰ _a — 5 ⁰⁰ _p	482	120	202	160	120	89	78	195	120	44	232	86	
15.VIII	6 ²⁰ _a — 5 ⁰⁰ _p	430	110	169	151	110	72	62	186	110	25	191	104	
2.IX	5 ⁵⁰ _a — 4 ³⁰ _p	407	106	147	154	106	69	113	119	106	34	144	123	
3.IX	6 ¹⁰ _a — 4 ³⁰ _p	377	96	151	130	96	71	112	98	96	39	154	88	
1.X	7 ³⁰ _a — 3 ⁰⁰ _p	184	44	83	57	44	54	28	58	44	13	36	91	
2.X	7 ⁴⁰ _a — 3 ⁰⁰ _p	172	40	66	66	40	29	33	70	40	15	28	89	
B) Okres nocnego ochładzania się warstw gruntowych.														
(-)+(w+(p))=(-)+(g) (-)-(+)=(g)-(w)-(p)		Wy- pro- mie- niowa- nie (-)	Skała granitowa				Piasek (wrzosowisko)				Łąka torfiasta			
			(+)	(g)	(w)	(p)	(+)	(g)	(w)	(p)	(+)	(g)	(w)	(p)
			Promienow.	Grunt	Wyparow.	Powietrze	Wypromien.	Grunt	Wyparow.	Powietrze	Promienow.	Grunt	Wyparow.	Powietrze
Data	Czas													
14-15.VIII	5 ⁰⁰ _p — 6 ²⁰ _a	143	37	164	58	37	84	28	-50	37	50	37	-93	
1-2.IX	5 ⁰⁰ _p — 5 ⁵⁰ _a	64	18	144	98	18	78	12	20	18	41	14	-19	
2-3.IX	4 ³⁰ _p — 7 ³⁰ _a	82	24	130	72	24	66	9	-1	24	43	9	-24	
1-2.X	3 ⁰⁰ _p — 7 ⁴⁰ _a	102	17	86	1	17	34		-51	17	19		-66	

Objaśnienie znaków. Znak (+) oznacza ciepło, otrzymane od wypromieniowania słonecznego; znak (-) odpowiada ciepłu utraconemu przez wypromieniowywanie ku „niebu”. Znak (g) oznacza ciepło gromadzone (magazynowane) w gruncie lub też oddawane przez warstwy gruntowe; znak (w) odpowiada ciepłu zużytemu na wyparowanie, a znak (p) oznacza ciepło oddane powietrzu drogą konwekcji i przewodnictwa. Liczby ujemne dla (p) świadczą, że w odnośnych wypadkach nie było odpływu ciepła z gruntu do powietrza, lecz że (wskutek silnego ochładzania się powierzchni ziemi lub też wskutek tworzenia się rosy, szronu lub lodu) zachodził dopływ ciepła z powietrza do gruntu.

Dla okresu ochładzania się mamy stosunek

$$(-) + (w) + (p) = (+) + (g)$$

co wyraża znowuż, że rozchód pokrywa się przychodem.

Dla łatwiejszej orientacji liczby Tab. XIV przedstawione są w przybliżeniu zaokrąglonych stosunkach procentowych.

Tab. XIV. Schematyczny obrót ciepła dla powierzchni gruntu dla Finlandyi Południowej według H o m é n'a.

a) Okres ogrzewania się gruntu.

Przeciętnie ze 100% ilości ciepła, otrzymanego przez wypromieniowywanie słoneczne (w pogodny dzień letni: np. 14/15.VIII.1896).

żywa się :	w skale granitowej	w gruncie piaszczystym	w gruncie torfiastym
1) na wypromieniowanie ku niebu	25%	25%	25%
2) na ilość ciepła dopływającego do gruntu	40%	15%	5%
3) na ciepło wyparowywania	—	15%	50%
4) na ciepło oddane powietrzu drogą konwekcyi i przewodnictwa	35%	45%	20%
	100%	100%	100%

b) Okres ochładzania się gruntu.

Dopływ ciepła składa się:

1) z wypromieniowywania	20%	20%	20%
2) z ciepła odpływającego z gruntu do powierzchni	80%	50%	30%
3) z ciepła pobranego z powietrza	—	30%	50%
	100%	100%	100%

Odpływ ciepła składa się:

4) z wypromieniowywania	70%	75%	80%
5) z wyparowywania	—	25%	20%
6) z ciepła oddanego powietrzu	30%	—	—
	100%	100%	100%

Widzimy stąd, że zachodzą znaczne różnice w poszczególnych pozycjach obrotu ciepłego zależnie od rodzaju warstw gruntowych i, dodajmy także, od warunków atmosferycznych w danym okresie. Badania H o m é n'a, klasyczne pod względem metody, wskazują dopiero kierunek i dają pierwsze, szczupłe nader, dane liczbowe o obrocie ciepła. W dalszym rozwoju meteorologii i jej zastosowań rolniczych badanie obrotów ciepła będzie stanowiło jeden z najpilniejszych i najplodniejszych działań.

LITERATURA.

1) W. v. Bezold. Der Wärmeaustausch an der Erdoberfläche und in der Atmosphäre. Sitzungsber. Berl. Ak. str. 1139, 1892. Por. także tegoż autora „Gesammelte Abhandlungen aus Met. und Erdmagnetismus“. Str. 316. Brunświk, 1906.

2) Th. Homén. Der tägliche Wärmeumsatz in Boden und die Wärmestrahlung zwischen Himmel und Erde. Soc. Sc. Fennicae. Helsingfors & Lipsk, 1897.

3) Th. Homén. Bodenphysikalische und meteorologische Beobachtungen mit besonderer Berücksichtigung des Nachtfrostphänomens. Berlin, 1894.

4) *Wissenschaftliche Luftfahrten*. 3 tomy. Brunświk 1898—1900. W dziele tem por. W. v. Bezold „Theoretische Schlussbetrachtungen“ str. 301, R. Süring „Die Verteilung des Wasserdampfes“ str. 166 i A. Berson „Die Lufttemperatur“ str. 93.

5) I. Schubert. Der jährliche Gang der Luft- und Bodentemperatur und der Wärmeaustausch im Erdboden. Str. 50. Berlin, 1900.

6) I. Schubert. Zur Theorie der Wärmeleitung im Erdboden. Phys. Zeitschrift, 1 Jahrg. Str. 442. Lipsk, 1900. Por. także Meteorologische Zeitschrift, str. 377, 1901.

7) I. Schubert. Der Wärmeaustausch im festen Erdboden, in Gewässern und in der Atmosphäre. Str. 28. Berlin, 1904. Por. także Naturforscher Versammlung zu Hamburg. 1901, 2 Th. 1902, str. 213; Phys. Zeitschrift, 3 Jahrg., str. 117; Meteorologische Zeitschrift, 1902, str. 382.

8) G. Lubosławskij. Wlijanie powierchnostnago pokrowa na temperaturu i obmien tiepla w wierchnich słojach poczwy. (Wpływ pokrywy zewnętrznej na temperaturę i wymianę ciepła w warstwach górnych gruntu). T. XIX „Izwestij I. Lesnogo Instituta“. Str. 92, Piotrogród, 1909.

9) O sumach cieplnych dla zbiorników wód por. Thoulet et Chevalter „Sur la chaleur spécifique de l'eau de mer à divers degrés de dilution et de concentration“ (Comptes Rendus, T. 108, Paris, 1889); A. Seligo „Untersuchungen in den Stuhmer Seen“ (Gdańsk, 1900); O. Petterson „Über die Beziehungen zwischen hydrographischen und meteorologischen Phänomenen“ (Meteorologische Zeitschrift, str. 285, 1896); I. Schubert „Über den täglichen Wärmegang in Paarsteiner See“ (Meteorologische Zeitschrift, str. 289, 1907).

10) O sumach insolacyjnych pisali: F. Houdaille dla Montpellier, I. Westman dla Szwecyi („Die Verteilung der Insolation in Schweden“ Upsala, 1910; „Sonnenscheindauer und Insolation in Stockholm“ w wydawnictwach Akademii Szwedzkiej, T. 42, № 6 i T. 47, № 8, oraz „Mesures d'un arc au Spitsberg“, Stockholm, 1904). Dalej Sa-
vélief ogłosił dla Kijowa „Comptes rendus des observations actinomé-

triques faites à Kieff en 1891 et 1892“ Piotrogród, 1893; Marten podał dane dla Potsdamu, Schneider i Exner dla Wiednia (Meteorologische Zeitschrift, s. 125, 1908) i C. Dorno dla Davos („Licht und Luft des Hochgebirges“, Brunświk, 1911); por. także R. Corless: „Radiation Records 1911“, Londyn, Geophysical Memoirs № 4. Dla Polski sumy ciepła obliczał Wł. Górczyński („O obliczaniu sum ciepła w kaloryach gramowych“ Warszawa, 1907; O insolacyi ziem polskich“ Kraków, 1913; „Wartości pyrhelimetryczne i sumy ciepła dla Warszawy według pomiarów w okresie 1901—1913“, Warszawa, 1913 i inne). — Prace teoretyczne o obliczaniu sum ciepła ogłosili głównie: Angot, Zenker i Hopfner.

11) O temperaturach gruntowych ważniejsze prace ogłosili: H. Wild: „Über die Bodentemperaturen in St. Petersburg und Nukuss“ (Repertorium für Meteorologie, T. VI, 1878); E. Leyst: „Untersuchungen über die Bodentemperatur in Königsberg (Schriften der phys.-ökon. Ges., s. 33, Królewiec 1892); E. Leyst: „Über die Bodentemperatur in Pawlowsk“ (Repertorium für Meteorologie, T. XIII, 1890); A. Schmidt: „Theoretische Verwertung der Königsberger Bodentemperatur-beobachtungen“ (Schriften der phys.-ökon. Ges., T. 32, Królewiec 1891); M. W. Harrington: „Forest and soil temperatures“ (American Meteorological Journal, Vol. VII, 1890/91); Stanisław Hiassek: „Über die Bodentemperaturen in St. Petersburg“ (Repertorium für Meteorologie, T. XIV, 1891); A. Woejkof „Probleme der Bodentemperatur“ (Meteorologische Zeitschrift, 1904); P. Schreiber „Studien über Erdbodenwärme und Schneedecke“ (Chemnitz, 1905); W. Kühn „Der jährliche Gang der Bodentemperatur in verschiedenen Klimaten“ (Gerland, Beiträge zur Geophysik, T. VIII, 1907); P. Vujevič „Temperature tla u Beogradu“ (Glas Srpske Kr. Akademije, LXXIX, Białogród 1909) i wyciąg w Meteorologische Zeitschrift, T. 28, 1911, p. t. „Über die Bodentemperaturen in Belgrad“.

RÉSUMÉ.

Władysław Górczyński:

Etat actuel des études sur la circulation de la chaleur dans les couches du sol, dans les eaux et dans l'atmosphère.

Dans cette communication ayant le caractère d'un discours prononcé pendant la séance annuelle de la Section III-e (Classe des Sciences Physiques et Naturelles) de la Société des Sciences de

Varsovie, l'auteur examine l'état actuel des études sur la circulation de la chaleur dans les couches du sol, dans les eaux et dans l'atmosphère.

La communication se compose des parties suivantes:

I. Formules fondamentales (d'après les travaux de M. M. Bezold, Schubert etc).

II. Sur la marche diurne de la température du sol.

III. Sur la marche annuelle de la température du sol.

IV. Sur la marche diurne de la chaleur (en gr. cal.) du sol.

V. Sur la marche annuelle de la chaleur du sol et sur l'influence de la neige et de la végétation.

VI. Sur la circulation de la chaleur (en gr. cal.) dans les eaux.

VII. Calcul de la circulation et de l'échange de la chaleur (en gr. cal.) dans l'atmosphère (sans la vapeur d'eau).

VIII. Sommes de la chaleur pour les couches atmosphériques (avec la vapeur d'eau).

IX. Confrontation des valeurs numériques (en gr. cal.) concernant la circulation de la chaleur dans les couches du sol, dans les eaux et dans l'atmosphère.

X. Les travaux de M-r Homén concernant l'évaluation de la balance de la chaleur dans les couches du sol.

Littérature de la question.

La communication est accompagnée de 14 tables numériques et 9 figures dans le texte.

Komunikaty.

1. Jan Czarnocki i Jan Samsonowicz:

Przyczynek do znajomości utworów lodowcowych we wschodniej części wyżyny Kielecko-Sandomierskiej.

Komunikat ogłoszony dnia 14 Stycznia 1915 r.

Przedstawił J. Lewiński.

Podczas miesięcy letnich 1913 i 1914 r., korzystając z pomocy Kasy im. Mianowskiego, przedsięwzięliśmy badania geologiczne wschodniej części wyżyny Kielecko-Sandomierskiej, w znacznej mierze zaniedbanej przez poprzednich badaczy.

Bezpośrednim celem badań naszych były utwory paleozoiczne, którym w niedalekiej przyszłości mamy zamiar poświęcić specjalną pracę. Pracując nad paleozoicum, mieliśmy jednocześnie sposobność zbierać spostrzeżenia nad młodszymi utworami tej mało zbadanej części wyżyny Kielecko-Sandomierskiej; niniejsza praca jest właśnie rezultatem tych często luźnych spostrzeżeń. Dzięki temu nie pretenduje ona do wyczerpania tematu, a jest zaledwie przyczynkiem do jego znajomości. Tembardziej ośmielamy się ją ogłosić, iż dane, zawarte w pracach poprzednich badaczy *), są bardzo szczupłe i prawie zupełnie nie dają obrazu stosunków, panujących tutaj w czwartorzędzie.

Dane nasze dotyczą utworów lodowcowych dorzeczy rzeczki Kamiennej (dopływu rzeki tegoż imienia), rz. Opatówki i rz. Koprzywianki.

Cała wschodnia część wyżyny Kielecko-Sandomierskiej pokryta jest grubą powłoką loessu; średnia jej grubość wynosi ok. 6—7 metr., dochodzi jednak w niektórych miejscach do 15 m. (Konary, Łopacionka). Naogół miąższość powłoki loessowej wzrasta w kierunku południowym.

Wolnymi od loessu są nieco wyższe szczyty, jak góra Weśółówka (ok. 465 m. n. p. m.). Niema go także na dość szerokim pasie na zach. od Koprzywianki. Północno-wschodnia

*) Michalskiego (Pam. Fyzyogr. 1883, 1884), Siemiradzkiego (Pam. Fiz. 1887, 1888, Geologia ziem polskich II str. 503—506).

granica tego pasa idzie mniej więcej przez Kóbiec, Ujazd, Zabłocie, Baranówek; tutaj skręca ona ku Zach., idąc przez Baćkowice, dalej nieco na Pd. od Górnego Piórkowa i dworu w Piotrowie do Zamkowej Woli.

Południowa granica przechodzi doliną rzeczki, płynącej od Świnokrzywdy i pod Konarami wpadającej do Koprzywianki; dalej na Zach. idzie na Pd. od Gryzikamienia i nieco na Pn. od Łopacionki, gdzie skręca na Ujazdek, Wierzbkę, Ceber i Wole Mołkowską. Najwyższe punkty tego wolnego od loessu pasa na Zach. od Iwanisk dochodzą do 320 m. abs. wys.; natomiast około Łopacionki na wys. przeszło 380 metrów leży kilkunastometrowa warstwa loessu.

Brak loessu na tak znacznej przestrzeni można objaśnić poczęści erozją i deflacją, podobnie, jak to ma miejsce w zachodniej części wyżyny Kielecko-Sandomierskiej; jednak można również przypuścić, że w pewnych miejscowościach w okresie osadzania się loessu nie istniały warunki odpowiednie dla jego utrwalenia się (brak roślinności wskutek głębokiego poziomu wód gruntowych etc.).

Nie myśląc wdawać się w obszerne traktowanie tego utworu, możemy tylko zaznaczyć, że na naszym terenie spotykaliśmy następujące odmiany loessu:

1. *typowy loess subaeralny*, pokrywający potężną powłoką większą część terenu; grubość jego na wyniosłościach spada nieraz do zera, podczas gdy w zagłębieniach terenu jest znaczna;

2. *niewarstwiony loess gliniasty* lub *glinka loessowa*; jest to loess odwapniony, występujący tylko w dolinach pod loessem subaeralnym; odwapnienie jego uskuteczniły wody, cyrkulujące w dolnych warstwach loessu, leżącego na podłożu nieprzepuszczalnym; gdy loess leży na utworach łatwo przepuszczalnych: piaskach lub żwirach, odwapnienie jego odbywa się w znacznie mniejszym stopniu. Glinkę loessową dość często spotykamy w dorzeczu Kamiennej, gdzie loess spoczywa na glinie morenowej, iłach i piaskowcach kajprowych i in. trudno przepuszczalnych utworach.

3. *loess „jeziorowo-rzeczny“* często spotykamy w dorzeczu Kamiennej, gdzie w okresie ustępowania lodowca istniał szereg jeziorok barjerowych; w nich osadzał się gnany przez wiatry pył loessowy. Loess tego typu posiada wyraźne uwarstwienie

i zawiera często znaczną ilość humusu roślinnego, jak również gdziegdzie cienkie warstewki drobnego żwiru lub piasku. Prócz naziemnych ślimaków, spotykanych masowo i w typowym loessie, loess jeziorowo-rzeczny zawiera także gatunki słodkowodne.

4. w zagłębieniach terenu spotykamy nieraz *loess uwarstwiony*, zmyty z wyniosłości przez wody deszczowe. Jak szybko odbywa się ów proces świadczy fakt, iż w Świrnie w takim loessie na głęb. 2 metrów od powierzchni znaleźliśmy dość świeże kości zwierząt domowych i skorupy naczyń, jakie i teraz jeszcze są używane w okolicy*).

Utwory morenowe są rozwinięte szeroko w północnej części terenu — w dorzeczu rzeczki Kamiennej; podczas gdy w południowej części — w dorzeczach Koprzywianki i Opatówki spotykamy je tylko w postaci niewielkich wysepek, lub też widzimy ślady ich poprzedniej obecności w postaci rozsianych głazów narzutowych; natomiast są tu szeroko rozprzestrzenione utwory lodowcowo-rzeczne.

Przyczyny podobnego niejednakowego występowania utworów morenowych szukać należy we właściwościach morfologicznych półn. i połudn. części terenu, które to właściwości wywoływały różną szybkość posuwania się lodu kontynentalnego, niejednakową miąższość powłoki lodowej, wreszcie niejednakową długo trwałość zlodowacenia obu części terenu. Poniżej rozpatrzmy tę kwestyę szczegółowiej, obecnie zaś przechodzimy do opisu odsłoneń utworów morenowych, zaczynając od dorzecza Kamiennej.

1. W wąwozie, idącym od Świrny na Pn.-Zach. pod warstwą loessu ok. 3—4 m. grubości leży morena denna grub. do 2 m.; w glinie morenowej brunatnego koloru widzimy olbrzymią ilość żwiru i głazów, skał po większej części krystalicznych; wśród nich spotykamy wiele głazików północnego wapienia sylurskiego ze skamieniałościami (koralami etc.).

2. Naprzeciw pierwszych z Pd.-Zach. domów Świrny, na lewym brzegu rzeczki Kamiennej mamy typowe dla całego dorzecza odsłonięcie:

*) N. I. K r y s z t a f o w i c z. („Gidro-geologiczeskij ocerk goroda Lublina i jego okrestnostiej“ wyróżnia kilkanaście gatunków loessu; tak drobniagowe traktowanie tego utworu nie wchodzi w zakres naszego zadania.

a. na górze leży 4–5 metr. warstwa loessu;

b. pod nim 2–2¹/₂ m. gliniastego (odwapnionego) loessu; jest on ciemniejszy od niezmienionego loessu dzięki większej zawartości wody, a także dzięki częściowemu utlenieniu związków Fe;

c. 1¹/₂ metra gliny zwałowej z licznymi głazami i głazikami skał krystalicznych, rzadziej miejscowych (piaskowiec, krzemień);

d. cały ten kompleks spoczywa na czerwonym górnio-tryjasowym piaskowcu, występującym ponad poziom rzeczki nie więcej, jak na 1¹/₂ m.

3. Nieco niżej od opisanego odsłonięcia na tymże brzegu rzeczki, ale już we wsi pod 8-mio metrową warstwą loessu i glinki loessowej leży 3-ch metrowej grubości morena denna w postaci gliny z nielicznymi głazikami ze skał północnych i miejscowych.

4. W głębokim wąwozie, podchodzącym z Pd.-Wsch. do Jędrzejowic, prawie na samym dnie widzimy zniszczoną morenę denną: glina została prawie całkowicie wypłukana; pozostały liczne głazy północnych skał krystalicznych i wapienia.

5. Przy ujściu wąwozu, idącego od dworu w Podszkodziu i wpadającego do doliny Szwarszowice—Jędrzejowice, w łózysku strumienia odsłania się:

a. u dołu tworzący łózysko piaskowiec kajprowy;

b. nad nim leży glina zwałowa z głazami, — ³/₄ m.;

c. fluwioglacyalne gliny warstwowane ok. 1 metra; są to gliny osadzone przez wody już po cofnięciu się lodowca, gdyż leżą nad moreną denną.

6. W dolinie między Szwarszowicami i Jędrzejowicami pod loessem prawie wszędzie widzimy cienką morenę denną, z drobnym materiałem skalnym.

7. W pobliżu Szwarszowic do głównej doliny wpada z Pn. wązki wąwóz; w jego górnej części w sztucznej odkrywce odsłaniają się:

a. u góry — loess do 8 m. grub.;

b. warstewka gliny ochrowej, pod nią zaś żółta glinka z b. drobnym żwirem — ok. ¹/₂ m.;

c. uwarstwione dobrze rozgatunkowane piaski fluwioglacyalne (polodowcowe) ok. 1¹/₂ m.;

d. glina morenowa z licznymi głazami skał krystalicznych (dochodzą do 1 m. w średnicy);

e. spoczywa ona bezpośrednio na piaskowcach kajprowych.

8. Na prawem zboczu doliny poniżej Szwarszowic u szczytu zbrocza pod loessem występuje nieznacznej grubości (ok. $\frac{1}{2}$ m.) morena denna z b. licznymi głazikami północnego wapienia.

9. Morenę denną widzimy również w wąwozie, idącym od kolonii Szewny do Henrykowa; leży ona również pod loessem i zawiera głazy granitu Alandzkiego do $\frac{1}{2}$ m. w średnicy; niektóre posiadają b. wyraźne szramy lodowcowe.

10. W górnej części wąwozu, idącego od Podszkodzia do Henrykowa, odsłaniają się:

a. u dołu piaskowiec kajprowy;

b. nad nim glina morenowa z głazikami północnego i miejscowego pochodzenia; ok. 1 m.

c. żółta glinka loessowa — 1 m.;

d. loess — 2—2 $\frac{1}{2}$ m.

Takież przekrój widzimy o kilkadziesiąt kroków dalej w tymże wąwozie w sztucznej odkrywce.

11. W głównej dolinie rzeczki Kamiennej naprzeciw ujścia wspomnianego wyżej wąwozu od Podszkodzia w tarasie rzeczonym odsłonięte są u góry uwarstwione piaski i żwiry, pod nimi zaś częściowo widoczna glina zwałowa z głazami.

12. Morena denna odsłania się w wielu miejscach w wąwozie między Miłkowem a Jędrzejowem; leży ona pod loessem na piaskowcach kajprowych i składa się głównie z drobnych głazików północnego pochodzenia; zrzadka tylko spotykamy głazy do $\frac{2}{3}$ m. w średnicy. B. często trafiają się głaziki północnego wapienia sylurskiego ze skamieniałościami.

13. W wąwozie, wpadającym do doliny rz. Kamiennej ze Wsch. naprzeciw Henrykowa, pod 5-ciometrową warstwą loessu leży wszędzie glina morenowa z mieszanym materiałem; grubość jej ok. 1 m. Spoczywa ona bezpośrednio na żółtym piaskowcu kajprowym. Na powierzchni moreny pod loessem znaleźliśmy żuchwę łosia.

14. W trzecim z Pd. wąwozie, wpadającym do doliny Kamiennej naprzeciw Gromadzie, nad piaskowcem kajprowym leży glina lodowcowa z licznymi głazami do 1 $\frac{1}{2}$ m. w średnicy.

15. Na lewym brzegu Kamiennej, nieco na Pn. od wylotu doliny Mirkowice-Skaryszany, w wielkiej zerwie występuje:

- a. u góry loess $4\frac{1}{2}$ m.;
- b. glina loessowa — 2 m.;
- c. pod nią glina zwałowa z licznymi głazami skał północnych.

Z południowego końca odsłonięcia, nad moreną leży warstwa torfu ok. $\frac{3}{4}$ m. grub., wyklinująca się ku Pn. Po ustąpieniu lodowca istniało tu przeto jezioro, odgradzone od Pn. barierą z moreny dennej; rozwijała się w niem roślinność, która wytworzyła torf.

16. Idąc w górę wąwozu od Skaryszan ku Mirkowicom spotykamy mały wodospad, utworzony przez piaskowiec kajprowy, z pod którego woda wymywa ily kajprowe; na Pn. stąd na zboczach wąwozu, tuż nad dnem jego pod parumetrową warstwą loessu występuje wszędzie morena denna, miejscami piaszczysta i żwirowata, zawierająca prócz północnego materiału dość skał miejscowych.

17. Na Pn.-Wsch. zboczu doliny, idącej od Broniszowic na Pd.-Wsch., w pobliżu jej ujścia na znacznej przestrzeni występuje poczęści zniszczona morena denna; zachowała się ona nieźle w samej dolinie w $1\frac{1}{2}$ m. nad poziomem strumyka; jej grubość w tem miejscu wynosi do $\frac{3}{4}$ m. Składa się z mieszanego materiału.

18. Nieco niżej ujścia wspomnianej doliny od Broniszowic, na lewym brzegu rz. Kamiennej taż sama morena odsłania się b. ładnie. Spoczywa ona tutaj na czerwonych iłach kajprowych, o $1\frac{1}{2}$ metr nad poziomem rzeczki i mierzy 1 m. grub. Wyżej leży ciemno-żółta glina loessowa—1 m. i loess—3—5 m. Brunatna glina zwałowa zawiera liczne głazy.

19. Posuwając się od tego punktu w górę rzeczki Kamiennej o kilkadziesiąt kroków widzimy znów morenę denną, spoczywającą na żółtych piaskowcach kajprowych, o 1 m. nad poziomem rzeczki; jej grubość wynosi niecałe $\frac{1}{2}$ m.; glina prawie całkowicie została wyplukana.

20. Jeszcze dalej w górę rzeczki w wysokiej zerwie odsłaniają się:

- a. u góry loess — 5—7 m.;

b. glina zwałowa z licznymi głazami ze skał północnych i miejscowych—ok. $1\frac{1}{2}$ m.;

c. wreszcie od 2 m. nad poziomem rzeczki piaskowiec kajprowy.

Z moreny sterczy głaz granitu, którego widoczna część mierzy $1\frac{1}{2} \times 2$ metry.

21. Na Pd. końcu Jarug pod loessem występuje glina morenowa z licznymi głazami, nieco piaszczysta; morena znajduje się $\frac{3}{4}$ —1 m. nad poziomem rzeczki.

22. W dolinie, idącej od Czerwonej Góry na Pn.-Wsch., na Pd. zboczu w sztucznej odkrywce widzimy piaskowiec tryjasowy, nad nim silnie sprasowane od bocznego ciśnienia lodowca łupki piaszczyste; wyżej leży cienka morena denna, składająca się z silnie piaszczystej gliny z głazami i żwirem ze skał głównie miejscowych; nad moreną leży cienka warstwa loessu.

23. Na prawym brzegu strumyka, płynącego we wspomnianej wyżej dolinie, przy ujściu jego do rz. Kamiennej, o $1\frac{1}{2}$ m. nad poziomem strumyka leży nieco piaszczysta glina morenowa z drobnymi głazikami ze skał krystalicznych i miejscowych; nad moreną leżą piaski uwarstwione, ok. 4 m. grub., przepojone tlenkami Fe. Są to, rozumie się, fluwiogłacyalne piaski cofającego się lodowca; prawdopodobnie, odpowiada im wiekiem potężny kompleks uwarstwionych żwirów, występujących na tymże brzegu strumienia nieco wyżej.

24. W szerokim wąwozie, wpadającym ze Wsch. do doliny na Pd. od Stryczewic bezpośrednio nad zlepieńcem dolno-tryjasowym leży glina morenowa z głazem do $\frac{1}{2}$ m. w średnicy; nad moreną parumetrową warstwą leży loess.

25. Nieco dalej na Pd. na lewym brzegu rzeczki wznosi się zerwa do 12 m. wys. U góry widzimy 5—6 m loessu, pod nim uwarstwione piaszczysto-gliniaste utwory fluwiogłacyalne, niżej warstwa popielato-żółtej gliny, wreszcie u dołu, niewiele nad poziomem rzeczki leży szaro-niebieska glina zwałowa.

26. Za skrętem rzeczki na Pn.-Wsch. mamy odsłonięcie: a) u góry ok. 6 m. loessu; b) glina uwarstwiona; c) uwarstwione żwiry; warstwy b i c mają razem ok. 3 m. grub.; są to utwory fluwiogłacyalne cofającego się lodowca; d) wreszcie

u dołu leży nieco piaszczysta glina morenowa z gładzami północnymi.

27. O kilkudziesiąt kroków niżej znowuż widzimy: *a*) loess i glina loessowa — do 9 m., *b*) szaro-niebieska glina morenowa.

28. Przy drodze z Broniszowic do Stryczewic w dolinie strumienia na jego prawym brzegu pod „jeziorowo-rzeczynym“ loessem (uwarstwiony, bogaty w humus) leży morena denna do 1 m. grub. z licznymi gładzami i gładzikami ze skał krystalicznych i miejscowego piaskowca.

29. Na wschód od Zwoli południowe zbocze doliny porżnięte jest przez głębokie młode wąwozy, które przecięły pokrywę loessową i głęboko nadcięły leżące niżej zlepieńce tryjasowe. Prawie wszędzie pod loessem, bezpośrednio na zlepieńcach leży morena nieznacznej grubości z rzadkimi gładzami skał północnych do $1\frac{1}{2}$ m. w średnicy.

Jak widać z opisu odsłonięć morena denna w dorzeczu Kamiennej jest obecna prawie wszędzie. Składa się ona najczęściej z typowej gliny zwałowej, zawierającej gładzy głównie północne; tylko gdzieś tam przeważają skały miejscowe.

W dolinach i wąwozach grubość moreny dochodzi do 3 metrów, na wyniosłościach jest znacznie mniejsza. Miejscami, tam, gdzie niema powłoki loessowej, morena denna uległa zniszczeniu, i tylko pojedyncze gładzy świadczą o jej obecności niegdyś w danem miejscu. Trzeba jednak zaznaczyć, że na wyniosłościach morena nigdy nie odznaczała się znaczną miąższością, — co jest rezultatem stosunkowo nieznacznej na wyniosłościach grubości pokrywy lodowcowej i wcześniejszego jej zniknięcia, niż to miało miejsce w dolinach.

Pojedyncze gładzy narzutowe spotykaliśmy około Chmielowa, na wschód od Gromadzie na poziomie ok. 274 m. (do $\frac{3}{4}$ m. w średnicy), dalej na wschód od Stryczewic na poziomie 280 m. wys. abs. W ostatnim miejscu znajdowaliśmy w piaszczystej glebie — powłoki loessowej niema tutaj — liczne otoczone gładziki rogowca, który nigdzie w pobliżu nie występuje i bez wątpienia przyniesiony został z bardziej północnych miejscowości, gdzie utwory jurajskie i kredowe zawierają go poddostatkiem.

Jak widzimy, zachowanie moreny dennej w dorzeczu Kamiennej, z małymi wyjątkami, nie pozostawia wiele do życzenia, co znów stoi w przeciwieństwie z tem, co obserwujemy w południowej części terenu—w dorzeczych Koprzywianki i Opatówki, gdzie zachowanie moreny—wskutek specjalnych morfologicznych właściwości terenu, które rozpatrzmy niżej, jest znacznie gorsze.

W dorzeczu Koprzywianki morena denna posiada wybitny typ moren lokalnych. Jest ona w dość silnym stopniu zniszczona. Ślady jej obecności w postaci głazów narzutowych spotykaliśmy między Zaldowem i Stobcem (do $\frac{1}{2}$ m. w śred.), na Zach. od Iwanisk przy drodze do Woli Skołankowskiej, w Krempie Dolnej, Radwanie, Kujawach, Boduszewie.

Stosunkowo nieźle zachowała się morena denna w najbliższych okolicach Iwanisk.

30. Tak, na Pn.-Zach. od miasteczka w cegielni u szczytu zbocza doliny pod 1-metrową warstwą gleby występuje piaszczysta glina morenowa — grub. do $\frac{1}{2}$ m. Zawiera ona liczne głazy i żwir ze skał głównie miejscowych. Rzuca się w oczy obfitość głazików rogowca.

31. Na lewym zboczu doliny w pobliżu Stobca w sztucznej odkrywce odsłania się morena z licznymi głazikami ze skał północnych i miejscowych.

32. Tuż za Iwaniskami przy szosie z Iwanisk do Bogoryi w starych gliniankach, a także we wszystkich wąwozach na Pd. od Iwanisk odsłania się nieznacznej grubości glina zwałowa brunatna z licznymi głazami, wśród których przeważają skały miejscowe.

33. Na lewym zboczu doliny Koprzywianki w odległości 1 km. na Pd. - Wsch. od Iwanisk występuje glina morenowa z licznymi głazikami ze skał miejscowych i północnych.

34. Morenę denną widzimy również przy zakręcie Koprzywianki na Wsch., na Pn. od Ujazdu. Jest ona tutaj silnie zniszczoną, piaszczysta, zawiera niezbyt liczny mieszany materiał skalny.

Dalej morena denna występuje:

35. Nieco na Pn. od Boduszowa na lewym brzegu Koprzywianki przy drodze, mniej więcej na 2 m. nad poziomem rzeczki na łupkach szarowakowych sylurskich leży do 2 m. grub.

morena denna typu lokalnego. Składa się ona z gliny piaszczystej, zawierającej liczne głązy i żwir z kwarcytu i rogowca. Głąziki północne spotykają się b. rzadko.

36. Na Pd. od dworskiego ogrodu w Grocholicach w rowie przydrożnym widzimy glinę zwałową ciemno-brunatną z nie-licznymi głązikami głównie ze skał miejscowych. Morena leży około $1\frac{1}{2}$ m. nad poziomem strumienia i spoczywa, zdaje się, bezpośrednio na dolomicie środkowo-dewońskim, odsłoniętym w kilkunastu krokach na Pn.

37. Naprzeciw Kączyc pośród doliny znajduje się niewielkie, około 3 m. ponad poziom rzeczki wyniesione wzgórze, zbudowane przez łupki dolomityczne. Możliwe, że jest ono zmodulowane przez lodowiec. Na wschodniej stronie wzgórza odsłania się morena piaszczysta, zawierająca wielką ilość żwiru wyłącznie kwarcytowego.

W okolicach Klimontowa i dalej na Wsch. nigdzie nie zauważyliśmy dobrze zachowanej moreny dennej. Głązy narzucone ze skał krystalicznych, nieraz znacznych rozmiarów, spotykaliśmy w Górkach, Ulanowicach, Jugoszewie.

Utworki morenowe zachowały się częściowo około Górek (p. odsłon. N. 56). Pogroszyna, w Lipniku, Słaboszewicach i Międzygórzu.

38. Na Pd. od Pogroszyna w wąwozie, wpadającym do doliny Opatówki mamy następujące odsłonięcie:

a. loess — $\frac{3}{4}$ m.;

b. żółta i brunatna glina morenowa z głązikami ze skał północnych i miejscowych; 1 m.

c. warstewka żwiru z czarnym piaskiem;

d. biały piasek uwarstwiony z podrzędnymi warstewkami czarnego piasku; warstwy c i d wynoszą razem $\frac{3}{4}$ metra.;

e. warstwa żwiru uwarstwionego $\frac{1}{2}$ m.;

f. biały piasek uwarstwiony, średnio-ziarnisty, $\frac{3}{4}$ m.;

g. uwarstwione żwiry.

Tutaj morena spoczywa na fluwiogłacyalnych utworach nasuwanego się lodowca.

39. W Lipniku w odkrywce na Wsch. od wsi nad sylurskim kwarcytem leży glina morenowa żółta, z rzadkimi głązikami; nad nią leży do 2 m. piaszczysto-gliniastej gleby.

40. Naprzeciw Słaboszowic na prawym zboczu doliny występuje piaszczysta glina morenowa z gładzikami ze skał północnych i miejscowych.

41. We wsi Międzygórzu, w sztucznej odkrywce na piasek, odsłania się kompleks utworów trzeciorzędowych; składa się on z piasków, gipsonośnych glin i łupków, nad którymi leży trzeciorzędowy zlepieniec i wapień. Z jednej strony odsłonięcia warstwy trzeciorzędowych łupków są silnie pogięte i między nie została wciśnięta glina morenowa z gładzikami.

Dalej na Wschód aż do Sandomierza nie spotkaliśmy zachowanej moreny dennej. Głazy narzutowe, często z lodowcowymi szramami widzieliśmy w Święcicy, Chwałkach, Kicharach, Bukowcu, Dźwikożach i t. d.

Widzimy, iż morena denna w dorzeczach Koprzywianki i Opatówki ocalała zaledwie w paru punktach. Zewsząd z wyniosłości i poczęści z dna dolin została ona splukana i zachowała się jedynie strzępkami na zboczach dolin.

Przyczyna podobnego zniszczenia moreny leży między innymi w tem, że wody, wypływające z cofającego się lodowca, płynęły na Pd. i Pd.-Wsch. i aczkolwiek nie odznaczały się znaczną siłą erozyjną, a to dzięki zamknięciu przez lodowiec doliny Wisły i wywołanemu przez to podniesieniu poziomu erozyjnego, jednakże zdążyły splukać do pewnych poziomów znaczną część moreny. Nie przedstawiało to trudności tembardziej, że tutaj utwory morenowe nigdy prawdopodobnie nie odznaczały się znaczną grubością.

Lód kontynentalny najszybciej posuwał się naprzód doliną Wisły, gdzie poziom waha się ok. 200 m., zaś bardziej na zachód napotkał on poważną przeszkodę w postaci gór Świętokrzyskich, dochodzących do 610 m. wys. abs. Długo zapewne lodowiec nie był w stanie przezwyciężyć przeszkody; dopiero wówczas, gdy lodem kontynentalnym zapełniła się zapadlina Podkarpacka, lód u północnej krawędzi gór Świętokrzyskich zaczął nabrzmiewać i powoli wkraczać przez przełęcz w postaci jeziorów, wypełniających stopniowo doliny wśród gór, podczas gdy szczyty sterczały jeszcze czas pewien w postaci nunataków. Wreszcie lód kontynentalny cienką powłoką pokrył i szczyty. *).

*) J. Lewiński: Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemyś. Prace Tow. Nauk. Wydział III. № 7. 1914.

O pokryciu przez lód kontynentalny szczytów świadczy, według nas, następujący fakt.

Na Pn. od Łagowa, a na Pd. od góry Witosławskiej i Jeleniowskiej pola pokryte są wielką ilością głazów otoczonych wielkości pięści i większych nieco. Wśród nich zrzadka tylko spotykamy głazy ze skał krystalicznych, natomiast znaczna większość składa się z piaskowca kwarcytowego, z którego zbudowane są wymienione góry. Otoczenie i rysy na głazach wyraźnie wskazują, że wchodziły one w skład moreny dennej, niewielka zaś odległość od miejsca pochodzenia dowodzi, że głazy owe w skład moreny dennej weszły już na miejscu, t. j. że lód kontynentalny pokrywał te góry, gdzie dzięki subaeralnemu wietrzeniu w klimacie periglacyalnym musiały istnieć rumowiska skalne.

Warstwa lodu kontynentalnego nie była grubą i w okresie cofania się lodowca lód przedewszystkiem uwolnił szczyty, które znów sterczały w postaci nunataków nad zapełnionymi lodem dolinami.

Zrozumiałem jest przeto, dlaczego na wyniosłościach terenu spotykamy morenę nieznacznej grubości lub tylko pojedyncze głazy narzutowe: cienka powłoka lodowa nie zawierała więcej skalnego materiału.

Jak zaznaczyliśmy wyżej, wody, wypływające z nasuwającego i cofającego się lodowca płynęły na Pd. i Pd.-Wsch. — ku dolinie Wisły, posiłkując się istniejącymi już przedtem dolinami Koprzywianki i Opatówki *).

*) O istnieniu doliny Koprzywianki świadczą, między innymi, odsłonięcia № 35 (Boduszów), № 36 (Grocholice), № 37 (Kaczyce).

Około Boduszowa morena lokalnego typu leży na szarowakowych łupkach sylurskich o jakie 2 metry nad poziomem Koprzywianki; tymczasem zbocze doliny, zbudowane również z syluru, ma kilka metrów wysokości.

W Grocholicach morena denna leży ok. 1½ m. nad poziomem strumienia i spoczywa, zdaje się, bezpośrednio na dolomicie środkowo-dewońskim, odsłoniętym w pobliżu. Zbocza doliny w tym miejscu dochodzą do 7 metrów nad poziomem strumienia.

Wreszcie w odsłonięciu № 37 morena denna lokalnego typu (żwir kwarcytowy) leży na łupkach dolomitowych o 3 m. nad poziomem strumienia (dopływu Koprzywianki). Tymczasem stary lewy brzeg doliny w tym miejscu, zbudowany z utworów sylurskich (kwarcyt i łupki) wznosi się o jakieś 10 m. nad poziomem doliny. Nie ulega przeto wątpliwości, że dolina istniała przed osadzeniem się moreny.

Aczkolwiek wody te nie posiadały zapewne znacznej siły erozyjnej, zdołały one jednak w dorzeczech wymienionych rzek w znacznej części splukać słabo rozwiniętą morenę denną.

W innych warunkach znajdowało się dorzecze rz. Kamiennej. Nasuwający się z Pn. lód kontynentalny stacyonował tutaj przez pewien przeciąg czasu, nim nabrzmiął o tyle, że mógł przekroczyć przez wznoszące się z Pd. wyniosłości. Rozumie się, że długotrwałe stacyonowanie lodowca o znacznej miąższości sprzyja rozwinięciu się moreny dennej.

Prócz tego dorzecze Kamiennej posiada spadek na Pn.-Wsch. Takż sam spadek istniał w epoce poprzedzającej zlodowacenie dorzecza, o czym świadczy fakt, że utwory lodowcowe spoczywają na dnie szerokich o wysokich zboczach dolin, bezpośrednio na utworach mezozoicznych.

W okresie cofania się lodowca, odpływ wód na Pn.-Wsch. był zatamowany przez baryerę lodowcową. Poziom przeto wód był dość wysoki i możliwe, że wody przelewały się do basenu Opatówki, która źródłami swemi i swoich lewych dopływów podchodzi b. blisko do basenu Kamiennej, a nawet koło Zochcinka, jak się zdaje, łączy się szeroką doliną z doliną dopływu rz. Kamiennej. *).

Przy podobnych warunkach wody odznaczały się słabą siłą erozyjną, nie dziw przeto, że w zagłębieniu terenu morena denna zachowała się dobrze. Na wyniosłościach jednak została ona częściowo zniszczoną — przed osadzeniem się loessu — przez deflację i erozyję.

Utwory fluwio-glacyalne wypełniają zagłębienia terenu, podczas gdy wyniosłości są od nich wolne. Są one szczególnie rozwinięte w dorzeczech Koprzywianki i Opatówki.

W dorzeczu Kamiennej wspominaliśmy już o nich przy opisie utworów morenowych (odsłonięcia №№ 5, 7, 11, 23, 95, 26). Leżą one nad moreną denną, są więc osadzone przez wody, wypływające z cofającego się lodowca.

Oto jeszcze parę odsłoneń, gdzie widzimy te utwory.

*) O tem, że w terenie rz. Kamiennej panowały podobne warunki, t. j. że istniał szereg jeziorzek ze słabo płynącą wodą, świadczą wymownie torfowiska, leżące pod loessem i na morenie dennej (odsł. № 15), wreszcie szeroko rozprzestrzeniony jeziorowo-rzeczny loess, bogaty w humus roślinny.

42. W pobliżu Szwarszowic na prawym brzegu rzeczki wznosi się kilkunasto-metrowa zerwa loessu, pod którym leżą fluwioglacjalne uwarstwione piaski i żwiry mieszane.

43. W dolinie rzeczki, płynącej od Stryczewic na Wsch., w kilku miejscach odsłaniają się uwarstwione żwiry z mieszanym materiałem i glinki, dochodzące do 3-ch m. ponad poziom rzeczki.

W dorzeczach Koprzywianki i Opatówki lodowcowo-rzeczne utwory posiadają znaczne rozprzestrzenienie.

44. W rowach przydrożnych między Zabłociem i Rudnikami — na poziomie ok. 280 m. — występują żółte piaszczyste gliny uwarstwione.

45. Między szosą Opatowską i strumykiem na Zach. od Sobieskurowa w sztucznym dole odsłaniają się do głęb. $1\frac{1}{2}$ m. jasno-żółte piaski cienko uwarstwione.

46. Na Wsch. od Wymysłowa przy drodze do Ublinka w dołach do głęb. 2 m. widać uwarstwione białe piaski.

47. Przy folwarku Romanowie na lewym zbocz dolinki na wapieniach środkowo-dewońskich leżą uwarstwione piaski ok. $1\frac{1}{2}$ m. grub.

48. Na Pn. od Kremy Dolnej przy drodze do Romanowa występują uwarstwione piaski i glinki.

49. Na Zach. od Ujazdu widzimy w rowach przydrożnych żwiry i piaski,

50. Na Pd. od Grocholic lewe zbocze doliny składa się ze żwirów i piaków uwarstwionych.

51. W starym łożysku Koprzywianki na Pn. od Przepiórowa pod warstwą gleby i rumowiska leżą uwarstwione piaski — $\frac{1}{4}$ m. grub.

52. W Przepiórowie w bocznym wąwozie lewego brzegu doliny Koprzywianki mamy odsłonięcie: *a.* u góry do 2 m. piaszczysto-gliniastej gleby, *b.* piasek z rumowiskiem skał miejscowych, *c.* rdzawe piaski uwarstwione — $\frac{1}{4}$ metra, *d.* białe piaski uwarstwione — $\frac{3}{4}$ m.

53. W Kamieńcu w sztucznej odkrywce widzimy: *a.* gleba — 1 m., *b.* rumowisko skał miejscowych, *c.* 2 metry żółtych piasków cienko uwarstwionych, *d.* bloki kwarcytu sylurskiego.

Warstewek piasku wyraźnie widocznych jest ok. 60-ciu.

Warstwy *b.* ostatnich dwu odsłoneń możnaby przyjąć za morenę lokalnego typu, gdyby nie to, że ułamki łupków i kwarcytu posiadają ostre krawędzie bez śladów działalności lodowca; przytem brak tu zupełny nawet drobnego żwiru ze skał północnych, spotykanego wszędzie w morenach lokalnych naszego terenu.

54. W górnej części wąwozu, przechodzącego przez Swojków w sztucznych dołach, pod $\frac{1}{2}$ -metrową warstwą gleby występują jasno-żółte piaski uwarstwione z podrzędnymi warstewkami żółtej gliny; widać je do głęb. 3—4 metrów.

56. W następnym na Pn. wąwozu widzimy:

a. loess — 2 metry;

b. $\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$ m. warstwa brunatnej gliny morenowej, zawierającej liczne głazy i głaziki skał północnego i miejscowego pochodzenia;

c. 3-metrowa warstwa gliny uwarstwionej, z podrzędnymi warstewkami żwiru. Są to gliny, osadzone przez wody, wypływające z nasuwającego się lodowca, gdyż pod moreną denną;

d. szaro-żółte łupki gliniaste (sylur).

57. Dalej na Pn. na lewym zboczu Koprzywianki powtarza się w kilku odsłonięciach kompleks warstw, składający się z żółtych grubo-ziarnistych piasków uwarstwionych z podrzędnymi warstewkami gliny i żwiru. Wobec tego, że utwory te odsłaniają się mniej więcej na tym samym poziomie, co i utwory fluwioglacyalne w odsł. № 56, można je przeto uważać jako przedlodowcowe.

58. We wsi Koprzywiance całe lewe zbocze doliny do wys. 7 metrów nad poziomem rzeczki składa się z drobnego żwiru, materiał skalny miejscowy (kwarcyty, łupki) przeważa; rzadko tylko znajdujemy żwir z silnie zwiertzałych skał krystalicznych.

59. W Ulanowicach na prawym zboczu doliny na poziomie 4 m. nad rzeczką odsłaniają się żółte i białe piaski cienko uwarstwione grubości 4 metrów.

60. Między Samotnią i Rybnicą na znacznej przestrzeni, pokrytej zagajnikami i loesem, w rowach, drodze etc. odsłaniają się piaski i żwiry. Są one silnie zrujnowane połodowcową erozą.

61. Na lewym brzegu Koprzywianki naprzeciw Nawodzie przy drodze występują uwarstwione piaski, glinki i żwiry.

62. Przy wjeździe do Klimontowa z Pd.-Zach., obok cmentarza odsłaniają się przy drodze do 3 m. wys. uwarstwione piaski i żwiry.

63. Takież piaski i żwiry występują w Śniekozach na lewym brzegu strumyka, w dole; nad nimi leży glina uwarstwiona, przykryta loessem.

64. W Jugoszowie na lewym brzegu strumienia widzimy żwiry uwarstwione.

64. W Kuzowie na Wsch. od drogi do Lipnika w sztucznych dołach odsłaniają się żółte, miejscami gliniaste piaski uwarstwione.

66. W górnej części wąwozu (pierwszego z Zach.), idącego z Pd. do Lipniczka, występują żółte z rdzawymi warstewkami piaski uwarstwione.

67—71. Utwory fluwiogłacyalne w postaci uwarstwionych żwirów i piasków widzimy również w Żurawnikach, Święcicy, Komornie, Samborcu i Darazie.

72. W pobliżu Gołębic w cegielni mamy następujący przekrój:

a. gleba z gniazdami glinki, zawierającej loessowe konkrety;

b. $\frac{1}{2}$ m. tłustej czerwonej gliny, leżącej nierówną warstwą;

c. 5 metrów glin wstęgowych, leżących warstewkami od 1 do 10 cm. grubości; zawierają podrzędne warstewki piasku. Górna część tych glin jest silnie sfałdowana zapewne przez boczne ciśnienie lodowca.

Oznaczyć względny wiek opisanych wyżej fluwiogłacyalnych utworów nie wszędzie możemy dokładnie, gdyż najważniejszy miarodajny wskaźnik pod tym względem — morenę denną nie zawsze spotykamy razem z tymi utworami.

Utwory fluwiogłacyalne w dorzeczu Kamiennej w większości odsłonięć spoczywają na morenie dennej, t. j. osadzone zostały przez wody cofającego się lodowca. Sądzimy, że ten sam wiek posiadają utwory z odsłonięć 42 i 43, gdzie morena denna nie jest obecna. Przemawia za tem ciągłość utworów fluwiogłacyalnych, która wykazuje bezpośredni związek między utworami, leżącymi na morenie, a utworami, gdzie moreny dennej nie widzimy.

Utwory fluwioglacyalne w Gołębicach, na których znać zaburzenia, wywołane bocznym ciśnieniem lodowca, są starsze od moreny, innymi słowy, zostały osadzone przez wody, wypływające z nasuwającego się lodowca, czyli odpowiadają „Vorschüttungssande“.

Również ten wiek posiadają piaski i żwiry w Pogroszynie (odst. № 39) i gliny z podrzędnymi warstewkami żwiru na Pn. od Górek (odst. № 56), gdyż leżą pod moreną denną. Piaski, gliny i żwiry uwarstwione, występujące w szeregu odsłonieć (№ 57), znajdują się mniej więcej na tym samym poziomie, co i utwory uwarstwione z odst. № 56, przeto według wszelkiego prawdopodobieństwa odpowiadają im i wiekiem. Te kilka punktów, gdzie obecność utworów fluwioglacyalnych, osadzonych przez wody następującego lodowca, nie ulega wątpliwości, leżą w Pd. części naszego terenu (w dorz. Opatówki i Koprzywianki), która znajdowała się w okresie zlodowacenia w podobnych warunkach, jak dorzecze Przemszy*).

W dorzeczu Przemszy szeroko są rozprzestrzenione utwory fluwioglacyalne nasuwającego się lodowca, brak zaś zupełny takich z okresu cofania się lodowca. Przyjawszy to pod uwagę, możemy z pewnem prawdopodobieństwem przypuścić, że pozostałe utwory fluwioglacyalne w dorzeczu Koprzywianki i Opatówki, których względnego wieku niepodobna określić bezpośrednio, pochodzą głównie z okresu nasuwania się lodowca. Tutaj nie znaleźliśmy ani jednego punktu, gdzieby występowały utwory z okresu cofania się lodowca. Możliwe, że przyczyną tego była szybkość cofania się niegrubej powłoki lodowej, a także fakt, że po cofnięciu się jej na Pn. od gór Świętokrzyskich wody lodowcowe nie mogły już korzystać z dolin Opatówki i Koprzywianki, a zwróciły się na Wsch. doliną Kamiennej. Dzięki temu, a także wolniejszemu — wskutek znacznej grubości lodowca — cofaniu się jego, w dorzeczu Kamiennej nagromadziły się owe kilkumetrowej grubości masy utworów fluwioglacyalnych.

*) J. Lewiński l. c.

Podobne warunki musiały istnieć w zachodniej części wyżyny (Соболевъ. Д.: Замѣтки о дилювіи Кълецко-Сандомирскаго крижа. Изв. Варшавскаго Политехи. Инст. 1910) i w okolicach Miechowa (St. Lencewicz:

W końcu pragniemy słów parę powiedzieć o składzie petrograficznym głązów z utworów lodowcowych i ich znaczeniu dla geologii glacyalnej*). Z polskich geologów zajmował się tą kwestyą, o ile nam wiadomo, tylko prof. J. Siemiradzki**). Praca jego wyszła wówczas, kiedy jeszcze w geologii glacyalnej istniało wiele ciemnych kwestyi i błędnych teoryi. Wreszcie wówczas nie były jeszcze wypracowane metody badania petrograficznego utworów lodowcowych i zbyt mało była zbadana ojczyzna skał, z których się składają nasze głązy narzutowe — Fenno-Skandya. Dzisiaj posiadamy już dość ściśle metody badania i znamy dokładnie geologię Finlandyi i Skandynawii, nie trudno przeto oznaczyć miejsce, skąd dana skała pochodzi, wytknąć drogę, którą odbył lodowiec etc.

W Niemczech i Danii, nie mówiąc już o Szwecyi i Finlandyi a nawet rosyjskich prowincjach Nadbałtyckich. zrobiono w tym kierunku bardzo wiele, dowodem czego choćby olbrzymia literatura przedmiotu. Ziemie polskie są dotąd terra incognita pod tym względem, choć u nas możnaby znaleźć rozwiązanie pewnych wątpliwości, powstałych przy badaniu innych krajów.

Południowa część Polski była pokryta przez lód kontynentalny tylko podczas t. zw. wielkiego Saksońskiego (lub drugiego) zlodowacenia, które zajmowało największą przestrzeń ze wszystkich zlodowaceń znanych w Europie. Lodowce pierwszego zlodowacenia — Skandynawskiego, jak się zdaje, do ziem polskich nie wkroczyły, zaś południowa granica trzeciego zlodowacenia przechodziła nieco na Pn. od wyżyny Środkowo-Polskiej.

Jak zobaczymy niżej, kierunki lodowców i skład ich moren ulegały stopniowej zmianie; tam więc, gdzie było parę zlodowaceń, spotykamy głązy narzutowe ze skał, pochodzących z najprzeróżniejszych okolic Fenno-Skandyi. W południowej części Królestwa — a więc i na naszym terenie — gdzie było jedno zlodowacenie, różnorodność skał będzie mniejsza, dokładniej przeto oznaczyć możemy drogi, któremi się lodowce posuwały.

Przy badaniu składu petrograficznego utworów lodowcowych zwracamy szczególną uwagę na skały t. zw. „przewodnie“,

Przyczynek do znajomości utworów lodowcowych okolic Miechowa. Spraw. Tow. Nauk. Warsz. 1911); w obu miejscowościach morenę denną znajdowano nad uwarstwionymi piaskami fluwio-glacyalnymi.

*) Kwestyi tej mamy zamiar w przyszłości poświęcić specjalną pracę.

***) „Nasze głązy narzutowe“. Pam. Fyzyogr. T. II 1882.

t. j. takie, których ojczyznę z wielką dokładnością jesteśmy w stanie określić. Właśnie proporcjonalna ilość tych przewodnich skał w szeregu odsłonień daje nam możliwość wysnuć dalej idące wnioski o kierunku lodowców, zmianach, jakie w nim nastąpiły etc.

Dla ziem polskich za przewodnie możemy uważać skały pochodzące: 1) z Dalarne w Szwecji, 2) z wysp Alandzkich, 3) z dna Bałtyku na Pd. od tych wysp, 4) z Finlandyi*).

Dalarneńskie skały przewodnie są to: a) czerwone porfiry (z Bredvad, Särna, Heden i in., b) zielonkawe porfiryty (Grönklitt, Venjan) i c) Elfdalskie porfiry.

Do przewodnich skał z wysp Alandzkich należą: a) Alandzki Rapakivi, b) Al. granit, c) Rapakivi-granit, d) kwarc.-porfir, e) Rapakivi-porfir kwarcowy.

Z dna Bałtyku na Pd. od wysp Alandzkich pochodzą: a) czerwony i b) brunatny Bałtyckie porfiry.

Wreszcie Finlandzkie skały przewodnie są to: a) uralitowy porfiryt z Tammela, b) Wyborski Rapakivi, c) porfir z wyspy Hochland.

Skały te są tak charakterystyczne, że dla ich określenia — przy pewnej wprawie — zbyteczne jest ich badanie pod mikroskopem; ostatnie stosuje się jedynie dla sprawdzenia niektórych okazów wątpliwych. Dzięki temu określanie uskutecznić można w polu; łatwo przeto w krótkim czasie przejrzeć wielką ilość gładów.

We wschodniej części wyżyny Kielecko-Sandomierskiej znaleźliśmy tylko gładz ze skał pochodzących z pierwszych 3-ch źródeł: Dala porfiry, Alandzkie skały i Bałtyckie porfiry. Natomiast skał przewodnich Finlandzkich nie spotykaliśmy.

Z drugiej strony Sie mir adzki**) wymienia gładz typowego, według jego opisu Rapakivi-Wyborskiego z pod Tarnowa i Rzeszowa w Galicyi. Trzeba tedy przypuścić, że i na naszym terenie gładz pochodzenia Finlandzkiego są obecne, zapewne w nieznaczej ilości, gdyż trudno przeoczyć tę charakterystyczną skałę. Jesteśmy skłonni mniemać, że wogóle na terenie pierw-

*) Petrograficzny opis tych skał znaleźć można w pracy V. Milthers'a: „Scandinavian Indicator-Boulders in the Quaternary Deposits“ 1909, a szczegółowiej w pracach T ö r n e b o h m'a, S e d e r h o l m'a, R a m s a y'a i in.

**) l. c. str. 73, № 25.

szego zlodowacenia skały finlandzkie grają podrzędną rolę, natomiast przeważają skały, pochodzące ze Szwecyi (Dałarne) i z wysp Alandzkich. Naodwrot, w północnej części Królestwa i w Prusiech Wschodnich skały przewodnie z Finlandyi są bez porównania pospolitsze.

Różnice te w składzie utworów lodowcowych zależą od zmian kierunku posuwania się lodowców^{*)}. W pewnym okresie zlodowacenia lód kontynentalny spełzał we wszystkie strony z tarczy Skandynawskiej. Na jej wschodzie dążył on na Wsch. i Pd.-Wsch., niosąc z sobą Dala-porfiry. Spotkawszy się z lodową rzeką, płynącą z Pn. przez wyspy Alandzkie, potok Skandynawski wraz z nią popłynął na Pd., a potem na Pd.-Zach. — równolegle do dzisiejszej bruzdy Bałtyckiej — i pokrył wachlarzowato całą Europę środkową — Polskę aż do Karpat, Szląsk, Saksonię i t. d. W skład tego wielkiego lodowca wchodziła zaledwie część nieznaczna lodowców, spływających z tarczy Finlandzkiej, które wówczas kierowały się na Pd.-Wsch., czem objaśniamy stosunkowo niewielką ilość głazów Finlandzkiego pochodzenia. Ten właśnie lodowiec pozostawił utwory lodowcowe na naszym terenie.

Później południowa krawędź lodowca cofnęła się daleko na Pn. Przy nowem posuwaniu się ku Pd. wielką rolę odegrały lodowce, spuszczone się z tarczy Finlandzkiej, które wraz z rzeką lodową Skandynawsko-Bałtycką popłynęły na Pd.-Zach. i Zach. Na terenie, pokrytym przez to nowe zlodowacenie znajdować będziemy obok skał Skandynawskich i Alandzko-Bałtyckich wielką ilość skał Finlandzkich, jak to ma miejsce w północnej części Królestwa i Prusiech Wschodnich.

Dla ustalenia granic licznych drobnych oscylacyj krawędzi lodowców północnych, wyznaczenia ich dróg, wyjaśnienia praw, według których ulegały one zmieszaniu się z lodowcami innego pochodzenia, wreszcie, w pewnych przypadkach, dla stratygrafii utworów lodowcowych, znajomość ich posiada olbrzymie znaczenie. Warto przeto, aby przy badaniach utworów lodowcowych na ziemiach polskich — zwrócić nareszcie baczniejszą uwagę

^{*)} H. Hausen. Studier öfver de synfinska ledblockens spridning i Rysland. Jämte en öfversigt af is-recessionens förlopp i det balticum. Fennia. 32. № 3. 1912.

na głazy, gdyż tylko przez gruntowną znajomość ich rozszania możemy uzupełnić i poprawić wspaniały obraz zawitych stosunków zlodowacenia, nakreślony z gruba w pracach skandynawskich i niemieckich geologów.

RÉSUMÉ.

J. Czarnocki et J. Samsonowicz:

Contributions à la connaissance des sédiments glaciaires dans la partie orientale des montagnes de Kielce-Sandomierz.

Communication annoncée le 14. I. 1915.

Présentée par J. Lewiński.

Dans cette notice nous présentons les résultats des observations isolées, faites en 1913 et 1914. Elles se rapportent aux bassins de sflouves Kamienna, Koprzywianka et Opatówka. Le premier de ces fleuves coule vers le NE et son bassin est situé sur le N côté des montagnes; les bassins de Koprzywianka et Opatówka se trouvent sur leur côté S. Grâce à ces circonstances, durant l'époque glaciaire, ici existaient de différentes conditions de sédimentation. Pour la partie S du terrain elles correspondaient aux conditions qui existaient dans le bassin de la Przemsza*) et les sédiments glaciaires sont ici développés pareillement.

La partie Est des montagnes de Kielce-Sandomierz est recouverte par une épaisse calotte de loess subaéral, qui atteint 15 metr. d'épaisseur (Konary, Łopacionka). Seulement les sommets (comme Wesółówka 465 m.) ne sont pas recouverts de loess. Il est aussi absent dans les environs de Iwaniska où, peut-être, après la glaciation du terrain ne régnaient pas les conditions nécessaires pour le conserver après sa sédimentation (par ex. l'absence de plantes, grâce à un profond niveau des eaux souterraines etc.). Dans les enfoncements du terrain les couches inférieures du loess subaéral se transforment en loess „argileux“ décalci-

*) Lewiński. Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej w dorzeczu Przemszy. Prace Tow. Nauk. Warsz. 1914.

fié. Le procès de décalcification a lieu quand le loess subaéral se repose sur des couches impérmeables (dans le bassin de la Kamienna ce sont le grès du keuper, l'argile à blocaux etc.). En travers de la vallée de Kamienna le glacier formait des barrages et ici existait une série de petits lacs dans lesquels a pris naissance le loess „*fluvio-lacustre*“. Il est stratifié, contient beaucoup de humus végétal ou de la tourbe et enfin des petites couches de sable très fin. Nous y rencontrons également des mollusques d'eau douce.

Dans le bassin de la Kamienna les sédiments glaciaires sont représentés par *la moraine profonde* et les sédiments *fluvio-glaciaires*. La moraine profonde consiste d'argile à blocaux typique, brune, qui enferme de nombreux blocs principalement de l'origine boréale (Dala-porphyrès, les roches d'Åland, les calcaires siluriques). L'épaisseur de la moraine dans les enfoncements du terrain atteint 3 m. Sur les espaces élevés la moraine est souvent détruite et des blocs erratiques isolés indiquent seulement que jadis elle avait une étendue plus grande. — Mais, il faut ajouter, sur les terrains élevés la moraine profonde n'avait jamais d'épaisseur importante parceque ces points étaient couverts par une mince calotte de glace plus tard que les vallées; et puis, pendant la retraite du glacier, la glace en premier ordre délivrait les sommets.

Les sédiments fluvio-glaciaires dans le bassin de Kamienna sont représentés par des sables, argiles et graviers stratifiés. Ils reposent *sur* la moraine profonde, c'est-à-dire ils étaient déposés par les eaux qui s'écoulaient d'un glacier pendant sa retraite.

Dans la partie Sud du terrain — dans les bassins de Koprzywianka et Opatówka nous avons observé seulement des rudiments de moraine profonde. C'est la moraine d'un type local: l'argile à blocaux est décalcifiée et sableuse, consistant principalement de roches locales: grès, schistes etc. Probablement,

ce sont les eaux d'un glacier en retraite qui achevaient la destruction de la moraine. Ces eaux coulaient vers le S et SE, vers la Vistule. Quoique, grâce au niveau d'érosion élevé, elles ne possédaient pas une grande force, elles étaient capables de bien détruire la moraine profonde, mal développée.

Les sédiments fluvio-glaciaires — les cailloutis, les argiles et les sables stratifiés — se rencontrent très souvent dans les bassins de Koprzywianka et Opatówka. Dans quelques points nous les avons vu ensemble avec la moraine profonde; ils reposent *sous* la moraine, c'est à dire ils étaient déposés par les eaux d'un glacier qui avançait vers le S.

Dans les bassins de Kamienna et Koprzywianka nous avons observé la moraine profonde dans les vallées, immédiatement sur les sédiments paléozoïques ou mésozoïques. On peut en déduire que ces vallées existaient déjà dans l'époque préglaciaire. Cela confirme les observations du Prof. J. Lewiński qui a démontré l'âge préglaciaire des vallées de la Przemsza *) et du Prądnik **).

*) J. Lewiński l. c.

***) J. Lewiński. Utwory lodowcowe okolic Ojcowa. Sprawozd. Tow. Nauk. Warsz. 1913.

2. E. Sznerówna:

Produkty przemiany azotowej u Pawlana (Papio sp?).

(Z Pracowni Fیزیologicznej Towarzystwa Naukowego Warszawskiego).

Komunikat zgłoszony dnia 10 grudnia 1914 r.

Przedstawił J. Sosnowski.

Mocz zwierząt ssących jest dotychczas zbadany bardzo mało, szczególnie jeżeli chodzi o analizy systematyczne, dotyczące się znaczniejszej ilości jego składników. Co się tyczy w szczególności małp, to dopiero po zaczęciu mej pracy zjawiała się roz-

prawa A. Hunter'a i M. H. Givens'a ¹⁾ o moczu *Cercopithecus callitrichus*. Nie skłoniło mnie to jednak do zaprzestania badań, gdyż w kwestyi tak mało zbadanej każdy przyczynek posiada wartość i znaczenie.

Małpa, której wydaliny azotowe były przedmiotem moich badań, ważyła 8,7 kg., była na dyecie mieszanej, z wybitną atoli przewagą pokarmów roślinnych (jabłka, ryż, marchew, bułki); dziennie wydzielała około 0,34 gr. azotu, na kg. więc wagi ciała około 0,039 gr. Mocz był zbierany a nie katetyzowany, dobową objętość jego bywała różna (od 112 cm.³ do 270 cm.³). Dla oznaczenia w nim azotu używałam metody Kjeldahl'a, dla mocznika — Folin'a, dla kwasu moczowego — Hopkins'a, dla amoniaku Steyrer'a, dla puryn Krüger'a i Schmid'a, dla alantoiny Wiechowskiego, dla kwasów aminowych używałam gazometrycznej metody van Slyke'a, dla kreatyniny kolorymetrycznej Folin'a, dla kwasów oksyproteinowych Rampei Sassa ²⁾, następnie węgiel był oznaczony na drodze mokrej według Tangl'a ³⁾, fosfor według Riegler'a ⁴⁾ a substancja organiczna obliczona była z różnicy substancji suchej i popiołu.

Mocz analizowałam z dwu trzytygodniowych okresów; przerwa pomiędzy tymi okresami była kilkumiesięczna. Mocz z okresu 1-go przechowywany był z tymolem i toluolem, z okresu drugiego — z ksylolem.

Przy badaniu wydaliny z okresu 2-go napotkałam pewną komplikację. Ustosunkowanie mianowicie amoniaku i mocznika w próbie z tego okresu było wręcz przeciwne, niż w próbie z okresu pierwszego: amoniaku miał koło 13% znalazłam koło 70%, a mocznika tylko 20,8%, podczas gdy mocz zebrany poprzednio zawierał go koło 70%. Stwierdzenie tego faktu skłoniło mnie do zanalizowania szeregu próbek z porcy jednodobowych, zawierających domieszkę ksylolu. Pięć takich próbek zbadałam natychmiast po upływie doby, a jedną z nich i po czasie dłuższym i otrzymałam wyniki następujące:

¹⁾ Journal of biological chemistry vol XVII.

²⁾ Biochemische Zeitschr. Bd. 64. 1914.

³⁾ Zur Methodik der Bestimmung des Kohlenstoffs organischer Substanzen auf nassem Wege. Biochem. Zeitschr. 32. 266. 1914.

⁴⁾ Zeitschr. für analyt. Chemie Jahrg. 41—1902.

TABLICA I.
Po upływie doby.

Porcja	Dobowa objętość moczu cm. ³	Dobowa ilość azotu g.	Azot całkow. w 100 cm. ³ g.	Amoniak		Mocznik		Suma azotu amoniaku i moczn. wyrażona w procent całkowitego azotu.
				w 100 cm. ³ g.	procent azotu og.	w 100 cm. ³ g.	procent azotu całkow.	
1	112	0,388	0,34	0,072	20,0	0,172	50,5	70,5
2	215	0,925	0,43	0,099	23,0	0,211	49,1	72,1
3	270	0,729	0,27	0,075	27,7	0,154	57,0	84,7
4	135	0,459	0,34	0,080	23,5	0,180	52,9	76,4
5	120	0,396	0,33	0,081	24,6	0,165	50,0	74,6
Prze- ciętna	170,4	0,579	0,342	0,081	23,8	0,177	51,8	75,7

TABLICA II.

	Azot całkow. w 100 cm. ³ g.	Amoniak		Mocznik		Suma azotu am. i moczn. wyrażona w proc. azotu całkow.	Azot innego pochodzenia wyraż. w % azotu całkow.
		w 100 cm. ³ g.	procent azotu całkow.	w 100 cm. ³ g.	procent azotu całkow.		
Po upływie doby	0,270	0,075	27,7	0,154	57	84,7	
Po 9-ciu dn. stania	0,268	0,200	74,6	0,036	13,4	88,0	3,3
Po 2-eh tyg. stania,	0,269	0,195	72,5	0,038	13,8	86,3	1,5

Tabela pierwsza uwidocznia, że w moczu, badanym zaraz po zebraniu, ilości amoniaku i mocznika różnią się bardzo mało od ilości składników tych z okresu pierwszego, gdyż azotu amoniakalnego jest koło 23,8%, mocznika koło 51,5%; tabliczka zaś druga pokazuje, że ilości te nie są stałe, że mocznik w miarę stania rozkłada się, gdyż procent jego po 9-ciu dniach zmalał do 14-stu, że po pewnym czasie stania moczu przeważać w nim poczyna amoniak i że zawartość jego procentowa zwiększa się nie tylko kosztem rozkładu mocznika lecz i innych związków azotowych, bo po dziewięciu dniach suma azotu amo-

niakalnego i mocznika większa jest od początkowej o 3,3%, i że po dniach dziewięciu następuje już równowaga.

Po upływie zatem 9-ciu dni otrzymałam wyniki zgodne z wynikami analizy z okresu drugiego i zaczęłam przypuszczać, że to może ksyłol dostatecznie gniciu nie zapobiega, lecz przechowywanie moczu z tymolem i z chloroformem od rozpadu mocznika nie uchroniło. Mając dane powyższe stwierdzić możemy, że nadmierna ilość amoniaku wykryta w moczu z okresu drugiego pochodzi z mocznika i że rozkładu nie można z wszelką pewnością uniknąć przez dodanie nawet tak silnie działających środków antyseptycznych jak chloroform, tymol i t. d.

Mocz z okresu I-go analizowany był bardzo szczegółowo i rozkład w nim azotu wykazuje tablica III-cia.

U pawiana suma azotu mocznika i amoniaku jest mniejsza niż u człowieka, przyczem zawartość procentowa amoniaku większa, a mocznika mniejsza, gdyż według Folin'a u człowieka mocznika 87,86% azotu całkowitego, amoniaku 4—5%. Pozatem kreatyniny u człowieka według tegoż autora 3,6% i kwasu moczowego 0,8%.

Obfitsze wydzielanie się amoniaku wytłumaczyć można znaczniejszą zawartością w pokarmach niespalających się kwasów, a mocznik w mniejszej wydziela się ilości, o ile pokarm jest w białko uboższy.

Co się tyczy metabolizmu puryn, to pod tym względem różni się pawian zasadniczo od człowieka: część ciał purynowych występuje w postaci zasad purynowych, a reszta utlenia się podobnie, jak u innych zbadanych w tym kierunku ssaków (z wyjątkiem szympansa) i zjawia się jako allantoina, której u człowieka spotykamy ślady zaledwie.

Godny uwagi jest fakt, że za pomocą metody kolorymetrycznej nie udało się wcale wykryć kreatyniny. Ponieważ brak jej zupełny jest mało prawdopodobny, pozostaje się więc przypuścić, że jakieś inne składniki moczu przeszkadzają w danym przypadku wystąpieniu reakcy barwnej z kwasem pikrynowym.

W moczu z okresu drugiego, po uporaniu się z zawilgością, o której rzekło się powyżej, zbadane zostały puryny, popiół i substancja organiczna. Wyniki oznaczeń tych składników wykazują zgodność z wynikami z okresu I-go, jak to widać z tabliczki IV-ej.

TABLICA III.
W 100 cm.³ moczu.

Nr. kolejny analizy	Azot całkow.		Mocznik	Amoniak	Kwas mocz.	Kwasy amin.	Kreatynina	Puryny	Allantoina	Kwasy oksyproteinowe	Nieoznacz. ilość azotu	Popiół		Substancja organ.
	g.	g.	g.	g.	g.	g.	g.	g.	g.	g.		g.	g.	
1	0.267		0.182	0.033		0.0132	?	0.0014	0.013	0.0050		0.035	0.791	0.997
2	0.266		0.183	0.034		0.0131	?	0.0013	0.014			0.032	0.700	1.078
Przebiegowa	0.2665		0.1825	0.0335	Niewykryty	0.0132	?	0.0014	0.0135	0.0050	0.0174	0.0335	0.7455	1.0375

Na 100 gr. azotu :

Mocznik	68.48	Kwasy oksyproteinowe	1.88
Amoniak	12.57	Puryny	0.53
Moczn. + amon	81.05	Allantoina	5.06
Kwasy aminowe	4.95	Nieoznaczona ilość azotu	6.53

TABLICA IV. Ilość w 100 cm.³ moczu.

Nr. kolejny analizy	Azot całkow. g.	Puryny g.	P o p i ó ł		Subst. organ. g.
			Sole rozp. g.	Sole nierozp. g.	
1	0.367	0.0012	0.760	0.039	1.011
2	0.372	0.0014			
Prze- ciętna	0.3685	0.0013			

Co do stosunku C do N u pawiana, to brak również zgodności z stosunkiem tym u człowieka i u trawożernych; liczby bowiem dla współczynnika tego otrzymałam znacznie od jedności większe, mianowicie: 2.26 i 3.23. Stosunek P do N wynosi 0.011.

Różnice zatem pomiędzy produktami rozpadu ciała, azot zawierających u pawiana i człowieka występują ilościowe i jakościowe.

Warszawa w grudniu 1914 roku.

ZUSAMMENFASSUNG.

E. Sznerówna:

Ueber die Stickstoffverteilung im Harn des Pavians.

(Aus dem physiologischen Laboratorium der Warschauer Gesell. der Wissensch.),

Angemeldet am 10. XII. 1914.

vorgelegt von J. Sosnowski.

Die Verfasserin hat im Harn eines Pavians (*Papio sp.*) folgende Stickstoffverteilung gefunden: Harnstoff—N—68.48; Ammoniak N—12.57%, Aminosäure N—7.95%, Oxypoteinsäure 1.88, Allantoin N—5.06%, Purin N—0,58%; unbestimmter Stickstoff—6.53%. Der Koeffizient $\frac{C}{N}$, wurde gleich 2.26 berechnet.

3. L. Gutmanówna:

Przyczynek do badań nad ilością gazów w hodowli pierwotniaków.

(Z Pracowni Fیزیologicznej Towarzystwa Naukowego Warszawskiego).

Komunikat zgłoszony dnia 10 grudnia 1914 r.

Przedstawił J. Sosnowski.

Badania nad własnościami fizyko-chemicznymi akwaryów z wymoczkami były zapoczątkowane przez Amosa W. Peters'a¹⁾ L. Woodruff'a²⁾ i M. S. Fine'a³⁾, o ile nie liczyć prac Pütter'a⁴⁾ i Wachendorff'a⁵⁾ którzy w warunkach sztucznych badali zjawiska oddychania u wymoczków. Wyżej wzmiankowani badacze opracowali zmiany zachodzące w cieczy z pierwotniakami co do alkaliczności, przewodnictwa, ilości substancji organicznej w kulturze, oraz azotu organicznego. Pod względem biologicznym dążyli oni głównie do ustalenia zależności pomiędzy zmianami fizyko-chemicznymi podłoża i występowaniem w niem coraz to nowych gatunków pierwotniaków.

Prace badaczy amerykańskich były, zdaniem mojem, zakrojone zbyt szeroko, co z konieczności musiało pociągnąć za sobą mniej dokładne opracowanie kwestyi poszczególnych, to też postanowiłam pójść w kierunku wprost przeciwnym — wybrać mianowicie jedną ze zmian zachodzących w akwaryum i badać ją w możliwie dokładnie określonych i uproszczonych warunkach doświadczenia.

Rozważania ogólnie biologiczne w związku ze wzmiankowanymi wyżej pracami Pütter'a i jego uczniów skierowały uwagę moją ku przemianie gazowej akwaryum — przytem w pracy tej uwzględniłam tylko gazy rozpuszczone w wodzie, zachowanie się akwaryum wobec gazów atmosfery otaczającej będzie przedmiotem studyum, mającego się wkrótce ukazać.

¹⁾ American Journal of Physiology Vol. XVII, XVIII, XXI.

²⁾ Journal of Exper. Zoology Vol. XII.

³⁾ Journal of Exper. Zoology Vol. XII.

⁴⁾ Zeitschrift für allg. Physiol. Bd. V.

⁵⁾ Zeitschrift für allg. Physiol. Bd. XIII.

Tlen rozpuszczony w wodzie oznaczałam metodą Winkler'a znaną powszechnie, to też opisywać jej nie będę. Cały szereg takich analiz wykonanych nad różnemi akwaryami upewnił mnie, że tlenu rozpuszczonego w nich niema. Jeżeli przygotować akwaryum z pierwotniakami w sposób najzwyczajniejszy t. j. garść siana zalać kilku litrami wody, to już na drugi lub trzeci dzień tlen z cieczy znika zupełnie; stan taki trwa dwa, trzy miesiące, a nieraz i dłużej, poczem znowu tlen się w akwaryum pojawia. Otóż chodziło mi o to, czy i w jakim stopniu na takie znikanie tlenu ma wpływ ilość substancji organicznej wprowadzonej do akwaryum, oraz jaka istnieje zależność między ilością rozpuszczonego tlenu, a ilością wymoczków żyjących w akwaryum.

Sposób prowadzenia moich doświadczeń różnił się bardzo od tego, jaki stosowali Peters i Woodruff. Przedewszystkiem dla uniknięcia wszelkich wpływów symbiozy — w hodowlach moich żył prócz bakteryj jeden tylko gatunek wymoczków — mianowicie *Colpidium*, a następnie kultury zawierały niewielką, jednorazowo dodaną ilość substancji organicznej. W tym celu przygotowywałam dość skoncentrowany wywar z siana, oznaczałam w nim ilość azotu metodą Kjeldahla; pewną określoną ilość tego wywaru rozcieńczałam 6-ma litrami wody wodociągowej i zasiewałam w tem wymoczki i bakterye.

Tablica pierwsza oraz krzywe fig. 1 ilustrują wyniki doświadczeń.

TABLICA I.

Ilość wywaru z siana	50 cm. ³	100 cm. ³	150 cm. ³
Ilość N w kulturze	2.5 mg.	5.0 mg.	7.5 mg.
Dni:	Ilość O ₂ w 100 cm. ³ kultury		
	cm. ³	cm. ³	cm. ³
0.	0.62	0.62	0.59
1.	0.45	0.30	0.27
2.	0.42	0.19	0.07
3.	0.47	0.30	0.17
4.	0.49	0.34	0.25
5.	0.50	0.38	0.31
6.	0.51	0.45	0.37
7.	0.51	0.48	0.42
8.	0.52	0.53	0.43
9.	0.55	0.55	0.51
10.	—	—	0.52

Widzimy więc, że przy małej bardzo zawartości substancji organicznej tlen rozpuszczony w wodzie nie znika całkowicie, dochodzi tylko po dwóch dniach do pewnego minimum, a potem ilość jego zaczyna się znowu zwiększać. Dopiero na tablicy

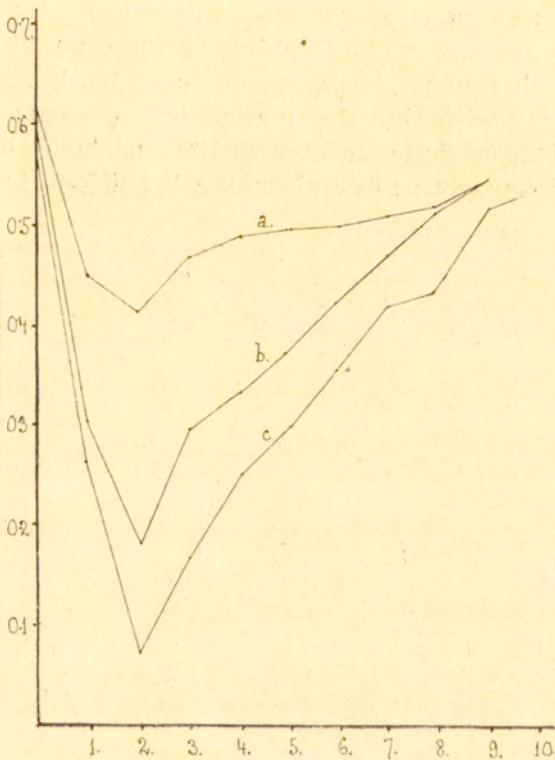


Fig. 1. Krzywa ilości tlenu w wodzie. a, b, c—krzywe przy różnych koncentracjach pożywki.

drugiej i trzeciej, w hodowlach wytworzonych przez dodanie 300 i 600 cm.³ wywaru do 6 litrów wody, widzimy w cieczy przez pewien czas ślady tlenu nie dające się oznaczyć ilościowo, lub też nawet brak zupełny tego gazu. Pewien charakterystyczny cykl tlenowy, ciągnący się w zwykłym akwaryum z garścią siana na dnie przez kilka miesięcy, w warunkach doświadczenia stosowanych przezemnie trwa 10 do 14 dni, co znakomicie ułatwia badanie przeróżnych zjawisk z tym cyklem związanych.

Dla oznaczenia ilości wymoczków w kulturze używałam sposobu, wzorowanego na metodzie liczenia ciałek krwi. Szkiełko przedmiotowe miało na sobie siatkę z kwadracików o 1 mm^2 powierzchni; dokoła tej kratki nalepiony był pierścień szklany kilka milimetrów wysoki. 0.5 cm^3 hodowli wymoczków nalewałam do tego przyrządzu, dodawałam nieco formaliny i po opadnięciu zwierząt na dno liczyłam ich ilość na 20 — 30 kwadracikach; ilość przypadającą średnio na jeden kwadracik mnożyłam przez wielkość całej powierzchni wewnątrz pierścienia i stąd obliczałam liczbę zwierząt w 100 cm^3 hodowli.

Wyniki otrzymane ilustrują tablica II i III oraz krzywe fig. 2.

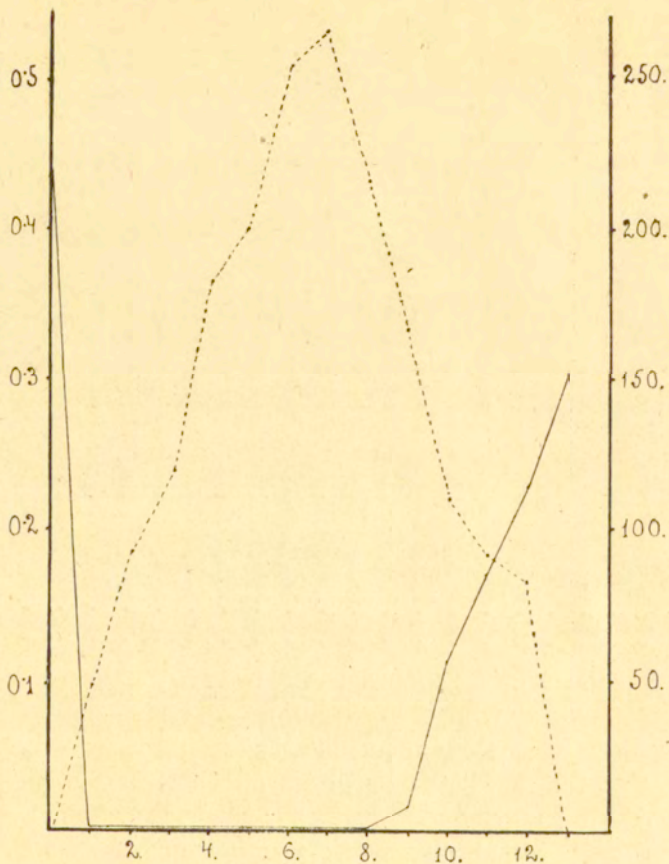


Fig. 2. Krzywa ciągła oznacza ilość tlenu rozpuszczonego w wodzie; przerywana — ilość wymoczków.

TABLICA II.

Dni	Ilość O ₂	Ilość wymoczków
	w 100 cm. ³ kultury cm. ³	cm. ³ tysiące
0.	0.47	—
1.	0.05	pojedyncze
2.	ślady	6.8
3.	ślady	43.9
4.	ślady	162.0
5.	ślady	252.0
6.	0.04	180.0
7.	0.11	108.0
8.	0.25	72.0
9.	0.26	29.9
10.	0.28	10.1
11.	0.35	pojedyncze

TABLICA III.

Dni	Ilość O ₂	Ilość wymoczków
	w 100 cm. ³ kultury cm. ³	cm. ³ tysiące
0.	0.44	—
1.	0	50.8
2.	0	94.4
3.	0	116.2
4.	0	181.5
5.	0	199.6
6.	0	254.1
7.	0	272.3
8.	0	221.4
9.	0.02	170.6
10.	0.11	116.2
11.	0.17	90.7
12.	0.23	83.5
13.	0.30	pojedyncze

W tym więc okresie życia kultury, kiedy zawiera ona jeszcze tlen, wymoczków znajdujemy bardzo mało. Znikanie przeto tlenu z wody przypisać należy chyba działalności bakteryj. Rozwój wymoczków odbywa się głównie wtedy, kiedy hodowla nie zawiera tlenu; przytem maximum ilości pierwotniaków przypada na ostatni lub przedostatni dzień—słowem na sam koniec okresu braku tlenu w wodzie. Pierwszego dnia po zjawieniu się tlenu ilość pierwotniaków już jest znacznie mniejsza.

Dla wytłumaczenia tego zjawiska istnieje kilka możliwości; ażeby zdecydować się na jedną z nich trzeba by znać bliżej zależność życia pierwotniaków od tlenu oraz ilość i jakość bakteryi w pożywce. Przed wykonaniem odpowiedniej seryi doświadczeń uważam za rzecz zbędną rozumowania czysto teoretyczne.

Przypuszczałam początkowo, że zwiększanie się ilości rozpuszczonego w wodzie CO₂ będzie miało wielki wpływ na przebieg życia w akwaryum. Dla rozwiązania tej kwestyi badałam hodowlę w sposób następujący: 100 cm.³ cieczy zakwaszałam H₂ SO₄, wygotowywałam ją, a wydzielany CO₂ pochłaniałam zmianowaną wodą barową w rurce Petenkoffera, poczem oznaczałam ilość pozostałego Ba (OH)₂ przez mianowanie N/10 kwasem solnym.

Analizy te wykazały, że ilość CO_2 w wodzie z akwaryum waha się nieprawidłowo, lub też się zmniejsza. Wyniki dwu seryj doświadczeń zestawia tablica poniższa.

TABLICA IV.

Doświadczenie I		Doświadczenie II	
Dzień	Ilość CO_2 w 100 cm^3	Dzień	Ilość CO_2 w 100 cm^3
1	25.8	1	32.5
4	19.9	4	29.1
7	23.0	7	22.7
10	20.2	10	19.4

ZUSAMMENFASSUNG.

L. Gutmanówna:

Ueber das Verhalten der gelösten Gase in den Infusorienkulturen.

(Aus dem physiol. Laboratorium der Warschauer Gesellschaft der Wissenschaften).

Angemeldet am 10. XII. 1914.

Vorgelegt von J. Sosnowski.

Die Verfasserin beweist, dass im Heuinfus mit Colpidien auf dem Hohepunkte der Entwicklung, der gelöste Sauerstoff vollständig fehlt. In den Aquarien, wo man, wie es üblich ist, etwas Heu am Boden liegen lässt, verschwindet der gelöste Sauerstoff schon nach 2—3 Tagen um erst nach 2—3 Monaten wieder zu erscheinen. Die Dauer dieses Sauerstoffcyklus ist von der Menge der gelösten organischen Substanzen abhängig. In sehr schwach konzentrierten Infusen, welche z. B. 2 bis 7 mg. N in 6 Liter Wasser enthalten, verschwindet der gelöste Sauerstoff schon nicht mehr; am zweiten oder dritten Tage (Tafel I und Fig. 1)

beobachtet man eine Sauerstoffminimum, dann beginnt seine Menge wieder zu wachsen und nach 10—14 Tage ist der Cyklus vollendet.

Die Menge der in der Kultur lebenden Infusorien ist dann am grössten (Tafel II und III, und Fig. 2) wenn der gelöste Sauerstoff fehlt. Sobald er wieder erscheint, dann sterben die Infusorien aus.

OD REDAKCYI.

1. „Sprawozdania” wychodzą w postaci zeszytów miesięcznych i zawierają protokoły posiedzeń naukowych Wydziałów T-wa, drukowane z zachowaniem oddzielnej paginacji dla każdego Wydziału. W miesiącach: lipcu sierpniu i wrześniu „Sprawozdania” nie wychodzą.

2. Obok działu naukowego, obejmującego nadewszystko: komunikaty, jako też pokazy naukowe oraz dyskusję; w „Sprawozdaniach” podaje się nadto listę obecności oraz, w miarę potrzeby, streszczenie protokołu załatwianych na posiedzeniach spraw bieżących.

Obok komunikatów wygłaszanych na posiedzeniach wedle porządku dziennego, mogą być drukowane również i prace nadsyłane, o ile pochodzą one od członków T-wa w odpowiednich Wydziałach i o ile otrzymane rękopisy gotowe są do druku.

3. Poszczególne artykuły nie powinny w „Sprawozdaniach” przekraczać zakresu 2 arkuszy druku. W przeciwnym razie winny być drukowane w charakterze rozpraw naukowych w seryi „Prac” odpowiedniego Wydziału, w „Sprawozdaniach” zaś podaje się wzmiankę protokółarną.

4. Komplet wydanych w ciągu roku zeszytów „Sprawozdań” stanowi rocznik, uzupełniony dodaniem zeszytu Sprawozdania rocznego z działalności T-wa oraz karty okładkowej i spisu rzeczy.

5. Komunikaty jako też objaśnienia pokazów drukuje się, stosownie do życzenia autorów, wraz ze streszczeniami w jednym z czterech języków obcych: francuskim, angielskim, włoskim lub niemieckim.

6. Na koszt redakcyi mogą być umieszczane w „Sprawozdaniach” tylko rysunki tekstowe, o ile nadają się do reprodukcji cynkograficznej.

7. Do czasu ustalenia się pisowni polskiej przestrzega się zasad pisowni Akademii Umiejętności w Krakowie. Wyjątki w tym względzie czyni się jedynie dla autorów prac z zakresu językoznawstwa, o ile nietykalność pisowni została przez nich osobiście zastrzeżona.

8. Przemówienia w dyskusyi składa się sekretarzom Wydziałów, na posiedzeniu. Teksty przemówień w dyskusyi, nadsyłane po posiedzeniu, drukowane nie będą. Rękopisy komunikatów oraz objaśnienia, dotyczące pokazów, należy składać najpóźniej po upływie tygodnia po odbytem posiedzeniu; w prze-

ciwnym razie w „Sprawozdaniach” podaje się tylko tytuł. W tym terminie autorowie winni dostarczyć gotowych klisz cynkograficznych.

9. Autorowie drukowanych w „Sprawozdaniach” prac otrzymują bezpłatnie 100 zwykłych odbitek łącznie z protokołem ewentualnej dyskusji i streszczeniem w języku obcym. Na żądanie większej liczby odbitek, wyrażone na rękopisie oraz na ostatniej korekcie, mogą otrzymać większą ich ilość, ponosząc koszty broszuowania.

10. Materiał, przeznaczony do druku, winien być pisany na jednej stronie, z pozostawieniem marginesu i wolnego miejsca przed tytułem do notat redakcyjnych.

11. Podkreślenia: Nazwiska, wyrazy lub zdania, które autor chce mieć wydrukowane czcionkami rozstawionymi, należy podkreślać linią punktową. Nazwy techniczne, gatunkowe i t. d. wyróżnia się w druku kursywą, w rękopisie zaś podkreśla się linią pojedynczą. Wyrazy lub znaki wyjątkowego znaczenia, mające być wydrukowane czcionkami grubymi należy podkreślać linią podwójną.

12. Autorowie winni zwracać drukarni przysyłane im korekty w możliwie krótkim czasie; mają też prawo, w przypadkach wyjątkowych, żądać od drukarni przysłania powtórnej korekty. Autorowie zamiejscowi otrzymują tylko jedną korektę. Na ostatniej korekcie autor winien położyć swój podpis oraz wyrazić życzenie co do ilości oddzielnych odbitek.

Cena rocznika w prenumeracie wynosi **rb. 4**; cena każdego pojedynczego zeszytu **kop. 50**.