

## ROZDZIAŁ V

### ZJAWISKA ZŁODZENIA

#### 1. Temperatura wody

Zmiany temperatury powietrza powodują, że nie możemy ograniczyć się do badania wód płynących w ich normalnym stanie skupienia, ale musimy wziąć pod uwagę przejście wody w stan lotny lub stały.

Pierwszą alternatywę omawialiśmy w części I Hydrologii, w rozdziale o parowaniu, obecnie zajmujemy się zjawiskami dotyczącymi przejścia wody w stały stan skupienia, zwanym krótko zlodzeniem.

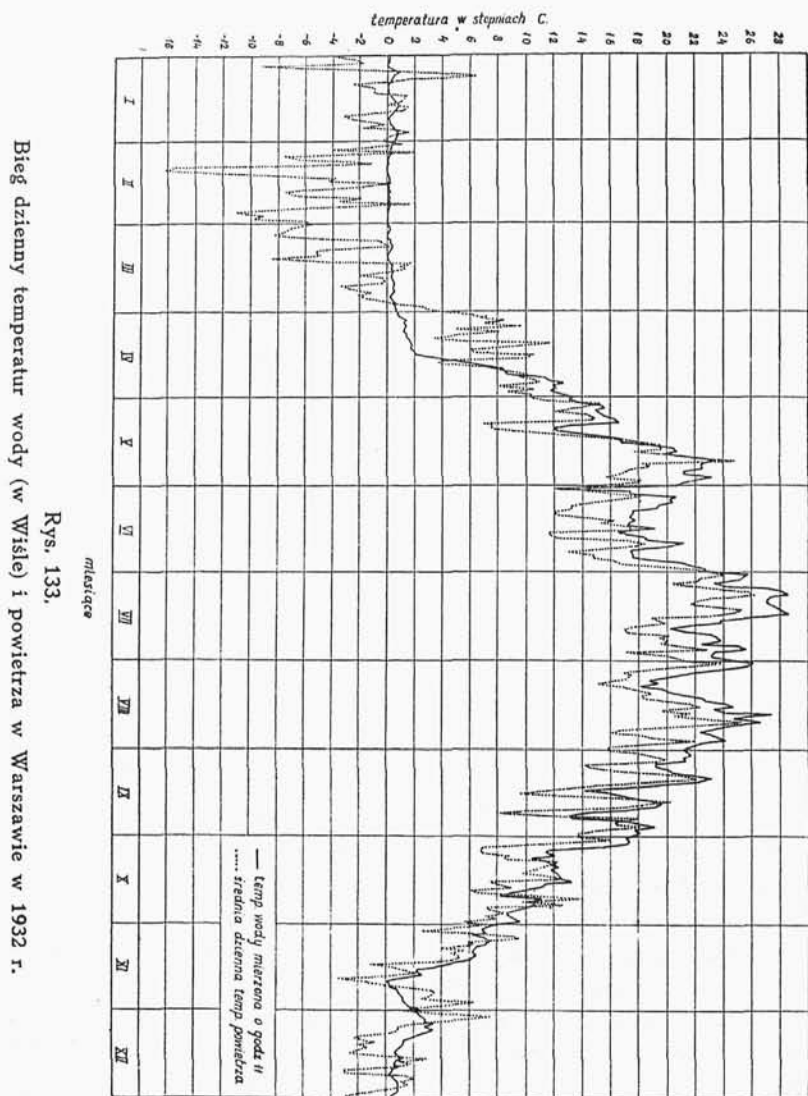
Do poznania przebiegu zlodzenia konieczna jest znajomość zmian jakim ulega temperatura wody. W tym celu obok zjawisk związanych bezpośrednio ze zlodzeniem, notowanych w raportach wodowskazowych, jak np. śryż, kra, zatory, pokrywa lodowa itp., wykonywa się od kilkudziesięciu lat na ważniejszych stacjach wodowskazowych ściśle pomiary ciepłoty wody. Metodę pomiarów zawdzięczamy Forsterowi <sup>65)</sup>. W myśl jego zaleceń wykonywa się i w Polsce raz na dzień obserwacje o godzinie 11 rano, zaś dwurazowe zależności od pory roku między godz. 6<sup>1/2</sup> i 8 rano oraz między 15 i 15<sup>1/2</sup> popołudniu. Badania przeprowadzone w Polsce na samoczynnych przyrządach okazały, że pomiar jednorazowy o godz. 11 rano nie odpowiada ściśle średniej dziennej; np. w Wyszku nad Bugiem notowano temperaturę wyższą o 0,4 .... 0,7° C, w Warszawie niższą o 0,1° C. Godzinę obserwacji należało by zatem dostosować do warunków lokalnych danej stacji.

Sieć stacji z pomiarami temperatury wody jest na ogół dość rzadka. W środkowej Europie najgęstszą sieć ma Polska (35 stacji), potem Niemcy (29), Szwecja (20) itd.

Polska posiada też 8 stacji zaopatrzonych w termografy i kilka

---

<sup>65)</sup> Forster: Die Temperatur fließender Gewässer Mittel-Europas. Wien, 1894.



Rys. 133.  
Bieg dzienny temperatur wody (w Wiśle) i powietrza w Warszawie w 1932 r.

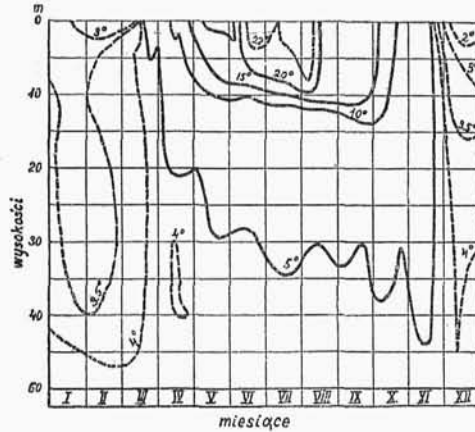
termometrów notujących temperatury skrajne; dla tych ostatnich oblicza się średnią temperaturę wzorem

$$t_{sr} = \frac{t_{min} + 2t_{max} + t'_{min}}{4}$$

( $t'$  z następnego dnia). Z poczynionych spostrzeżeń wynika, że wahania dobowe dochodzą do  $5^{\circ}\text{C}$ , a z dwóch dni do  $10^{\circ}\text{C}$ .

W zestawieniach prócz spostrzeżeń dziennych zamieszczamy wartości średnie, maxima i minima zarówno miesięczne jak roczne.

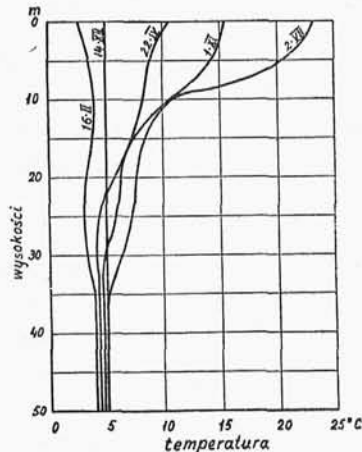
Temperatura podawana w zestawieniach dotyczy całego przekroju rzeki. W rzekach o prędkości dużej i ruchu silnie wzburzonym pomiar w dowolnym punkcie odzwierciedla temperaturę wody w ca-



Rys. 134.

Izotermie jez. Wörthersee w 1890 r.

łym przekroju koryta. W rzekach o prądzie słabym różnice temperatur w różnych punktach przekroju mogą być dość znaczne. Bindeman radzi wówczas mierzyć temperaturę wody w cieniu, aby



Rys. 135.

Tautochrony jeziora Wörthersee w 1909 r.

uniknąć wpływu nagrzanych części koryta; nie zawsze da się to wykonać, zwłaszcza na wielkiej rzece, tym bardziej, że trzeba wybierać miejsca w nurcie, jako reprezentującym największą część prze-

pływu i najsilniej wzburzoną wodę. Na brzegach wypukłych i w miejscach o wodzie prawie stojącej temperatura w lecie jest wyższa, w zimie — niższa od przeciętnej. Nadto nie będzie jednostajna w całej głębokości, upodabniając się pod względem rozkładu temperatury do wód stojących. W głębokich wodach stojących utrzymuje się w pobliżu dna ciepłota  $4^{\circ}\text{C}$ , zaś ku górze układają się warstwy co raz cieplejsze w lecie, a co raz zimniejsze w zimie. Bardzo duże różnice temperatury spotykamy w głębokościach między 10 a 15 m. To też pomiary temperatury w wodach stojących muszą się odbywać w kilku głębokościach.

Zmiany temperatury wody w ciągu roku (bieg dzienny) przedstawia krzywa na rys. 133. Zwykle rysuje się równocześnie krzywą temperatur powietrza i oznacza się okresy zlodzenia. Można z tej krzywej podstawowej odczytać wysokość i czas temperatur maksymalnych, minimalnych, w miesiącu, roku i szeregu lat, nadto obliczyć wartości średnie miesięczne, roczne i z szeregu lat.

Dla wód stojących bieg dzienny temperatur można przedstawić przy pomocy linii odpowiadających równym ciepłotom (izotermy) (rys. 134). Można też zmiany te przedstawiać w formie krzywych odpowiadających poszczególnym pomiarom (tautochrony) (rys. 135).

## 2. Tworzenie się lodu <sup>66)</sup>

Zjawiska zlodzenia rozpoczynają się z chwilą obniżenia temperatury wody do  $0^{\circ}\text{C}$  ( $32^{\circ}\text{F}$ ). Przy ponownym wzroście temperatury powyżej  $0^{\circ}$  występuje zjawisko topnienia i zejścia lodów. Ściśle rzecz biorąc zamarzanie i topnienie nie odbywa się w tej samej temperaturze. Do zamarznięcia potrzebne jest pewne nieznaczące przechłodzenie wody, wyrażające się w tysięcznych stopnia C; tak samo dla topnienia potrzebne jest nieznaczące przegrzanie, znów w tysięcznych stopnia. Jest to w związku z wydzielaniem się ciepła przy zamarzaniu, a pochłanianiem go przy topnieniu.

Gdyby marznięcie następowało w temperaturze  $0^{\circ}\text{C}$ , to wydzielanie się ciepła (80 kal/g) natychmiast powstrzymałoby dalsze zamarzanie. W różnych rzekach znaleziono takie przechłodzenie wody: w Newie  $-0,01^{\circ}$  pod powierzchnią,  $-0,05^{\circ}$  na dnie, w Angarze  $-0,05^{\circ}$ , w Jenisseju nawet  $-0,1^{\circ}$  (Bliźniak), Barnes podaje  $-0,0065^{\circ}$  do  $-0,0068^{\circ}$ , Merer i Bubendey na Łabie:  $-0,02^{\circ}$  do  $-0,1^{\circ}$ , Devik znalazł w Opdal  $-1,4^{\circ}$ . Silniejsze przechłodzenia spotykamy w wo-

<sup>66)</sup> A. B. Dobrowolski. Historia naturalna lodu, Warszawa, 1923.

dach gruntowych (w naczyniach włoskowatych), bo od  $-1^{\circ}$  do  $-5^{\circ}$  C, jeszcze silniejsze w atmosferze (w chmurach nawet do  $-20^{\circ}$  C). Temperatura zamarzania obniża się w miarę wzrostu ciśnienia według linii krzywej. W granicach do  $-5^{\circ}$  C można przyjąć obniżenie o  $0,0075^{\circ}$  C na każdy  $\text{kg/cm}^2$  (atmosferę).

Obniżenie punktu topnienia wywołuje zmniejszenie ilości ciepła potrzebnego do stopnienia przeciętnie o 0,5 kalorii na  $1^{\circ}$  C. Jeszcze bardziej obniża punkt topnienia ciśnienie, zwłaszcza jednostronne.

Wpływ ciśnienia powoduje zmianę postaci lodu i jego fizycznych własności. Zmiana stanu skupienia jest niczym innym jak tworzeniem się kryształów. Zasadniczym kształtem kryształów lodu jest kształt jednoosiowy heksagonalny. Przy tym kryształy przyjmują normalnie kształt blaszkowaty, gdzie wymiar wzdłuż głównej osi spada poniżej 0,1 mm (75% kryształów), rzadziej słupkowy (średni stosunek podstawy do wysokości 2:3) i igiełkowy (średni stosunek podstawy do wysokości 1:10).

Do wytworzenia kryształków lodu potrzebe są, jak do kondensacji, ośrodki krystalizacyjne, które jednak działają tu inaczej: nie różnicą napięć powierzchniowych ale—według Dobrowolskiego—raczej kształtem. Różne pyłki różnie działają i nadają kierunek tworzącym się kryształom. Kryształki tworzą się nie na pyłkach (jak w kondensacji) ale między nimi.

Jeśli w wodzie nie ma zawiesin, to ośrodkami mogą być cząstki wody, tzw. trihydromolekuły, których ilość w wodzie powiększa się w miarę obniżania się temperatury. Zdolność wody do krystalizacji wzrasta, gdy obniża się temperatura, ale tylko do  $-15^{\circ}$  C potem znów maleje.

Oś optyczna tworzących się kryształów jest prostopadła do powierzchni oziębiającej. Na wodach stojących lub bardzo wolno płynących, np. na brzegach rzek (zwłaszcza w łuku wypukłym), powierzchnią chłodzącą jest przede wszystkim powietrze. Stąd najsilniej oziębiona warstwa wody jest na powierzchni i tu z chwilą przechłodzenia górnej warstewki wody tworzą się pierwsze kryształki lodu o formie blaszkowatej, bardzo cienkiej. Kryształy rosnąc rozszerzają się w kierunkach poziomych tworząc jednolitą warstewkę. Ochłodzenie się wody jest następstwem promieniowania. W ostatnich czasach próbowano przepowiadać zjawiska zlodzenia na podstawie badań ochładzania się wody<sup>67)</sup>. Po utworzeniu warstewki lodu ma już wpływ zmienione przewodnictwo ciepła. Teoretycznie grubość

<sup>67)</sup> Altberg, Piotrowitsch & Sofranow. Methode der Erforschung des Wärmewechsels an der Wasseroberfläche, Leningrad, 1933.

powinna wzrastać w stosunku prostym do  $\sqrt{t}$ . Barnes mierzył na rzekach kanadyjskich grubienie lodu w związku z czasem i otrzymał takie wyniki:

przy temperaturze	— 10°	— 40° C
lód zgrubiał o 1 cal po 2,06 godz.		30,9 min.
" " " 1 stopę " 7,38 dn.		1,85 dn.
" " " 3 stopy " 63,69 "		15,92 "

Na podstawie wielu takich spostrzeżeń wyprowadził wzór na czas grubienia lodu:

$$t = \frac{\lambda \gamma e}{k T} \left( 1 + \frac{e}{2} \right) \text{ sek} \quad (48)$$

$e$  — grubość warstwy lodu w cm

$\lambda = 80$  kal/g

$\gamma = 0,9166$  g/cm<sup>3</sup>

$k$  przewodnictwo cieplne lodu = 0,00573 kal/cm<sup>2</sup> sek 1° C

$T$  — temperatura powietrza nad lodem w stopniach C.

Pokrywa śnieżna jako zły przewodnik ciepła tamuje wzrost grubości lodu, ale może się przyczynić do narastania pokrywy od góry, gdy na wierzch lodu dostanie się woda, bądź to ściekająca z brzegów, bądź wydostająca się z pod lodu ugiętego pod ciśnieniem śniegu, bądź wreszcie skutkiem zmiany stanu wody w rzece.

Struktura lodu zależy od stopnia przechłodzenia wody. Słabo przechłodzona woda pozwala na powolną krystalizację. Po utworzeniu się pierwszej warstwy kryształki rosną w kierunku osi optycznej, tworząc strukturę włóknistą, bokami są one bowiem zrośnięte. Na zrośnięciach wytrzymałość jest słabsza i łatwiejsze topnienie, przy zbliżaniu się bowiem kryształków do siebie woda jest ogrzana wyzwalającym się ciepłem w czasie krzepnięcia. Struktura ta uwydatnia się przy topnieniu, przy ciśnieniu oraz jeśli między kryształki dostaje się powietrze. Narastanie kryształków odbywa się niejednolajnie z powodu zmian temperatury, zachmurzenia itp. Stąd poszczególne warstwy narastania wyróżniają się również poziomo. Sztamba lodu wycięta w kierunku pionowym zachowuje się pod ciśnieniem jakby złożona z wielu płatków, posiada strukturę warstwową.

Jeśli woda jest silniej i głębiej przechłodzona, zamarzanie następuje jednocześnie w grubszej warstwie, kryształki zaś nie układają się tak regularnie. Rosną one w różnych kierunkach, tworząc masę gąbczastą. Dopiero gdy ta warstwa oddzieli wodę od atmosfery, dalsze narastanie może się odbywać regularnie i lód staje się przezroczysty.

Nagle zamarznięcia przechłodzonej wody w większej grubości może wywołać silny wiatr, mieszając cząstki wody przy powierzchni. Obfity śnieg spadły na przechłodzoną wodę może również stać się powodem wytworzenia gąbczastego lodu w górnej warstwie.

Prócz powietrza niższą temperaturę mają brzegi i wystające z rzeki ciała stałe, np. kamienie, rośliny. W zetknięciu z nimi tworzy się lód brzegowy, którego pierwszym początkiem są kryształki wydłużone w postaci igiełek, zwykle rozszerzonych u podstawy. Rozrastają się szkieletowo, jak gwiazdki śniegu, tworzą frendzle podobne do zamrozu na szybach itd. Woda w wolnych przestrzeniach między igiełkami zamarza już w postaci blaszek i w ten sposób rozszerza się powłoka lodu dalej ku środkowi rzeki, jeziora lub stawu.

Lód na powierzchni morza, wobec obecności soli, tworzy się trudniej i wolniej, wymaga przy tym temperatury wody poniżej  $-1,9^{\circ}\text{C}$  a do grubienia jeszcze niższej, bo w miarę narastania lodu i jego zanurzania się roztwór soli w sąsiedztwie lodu staje się silniejszy. Lód nie jest tak spoisty i łatwiej topnieje, zwłaszcza od wewnątrz (z powodu zawartości chloru).

Zupełnie odrębne zjawiska zachodzą przy krzepnięciu wody szybko płynącej (np. w nurcie) lub wody silnie wzruszonej wiatrem wijącym pod prąd. Skutkiem ruchu burzliwego mieszanie się wody jest tak silne, że jest ona przechłodzona na całej głębokości aż do dna. Szybki ruch pozwala na silniejsze przechłodzenie niż wody stojącej, to też kryształki lodu mogą się tworzyć nie tylko na powierzchni ale w całej masie wody, pojedyncze zaś kryształki mogą z powierzchni przedostawać się w głąb. Krystalizacja rozpoczyna się od zawiesin w wodzie, albo też od dna. Poszczególne kryształy skupiają się bezładnie w masę, w której prócz kryształków lodu znajduje się zimne powietrze. W ten sposób tworzy się lód prądowy, czyli śryż, albo narastający na płytszej wodzie lód denny. Ponieważ równocześnie tworzy się na spokojnej wodzie w rzece skorupa lodowa, przeto możliwa jest niezliczona ilość form pośrednich, np. gromadzenie się śryżu na powierzchni i utworzenie gąbczastej skorupy.

Śryż (current-ice, slush-ice, fraisil, Tost, Eisdust) u nas pojawia się zwłaszcza na górskich rzekach przed utworzeniem się skorupy lodowej. Na rzekach północnych jest on główną podstawą złodzenia. Tworzenie się śryżu ułatwia oprócz przechłodzenia wody — prędkość ruchu.

Formą kryształków są igiełki, prawdopodobnie także niesymetrycznie ukształtowane szkielety gwiazdek. Kiedy woda jest nimi



przesycona, przy silnym mrozie zbijają się błyskawicznie w masę gąbczastą. W miarę zbijania się w coraz gęstsza masę tworzy się powoli struktura ziarnista. Śryż może wypełnić koryto rzeki w całości, nieraz nawet do 20 m głębokości, będąc przyczyną powodzi zimowych, zmieniających się nieraz w zlodowacenie brzegów przez pokrycie lodem terenu zalewowego.

Lód denny (anchor-ice, ground-ice, bottom-ice, glace de fond, moutonne, Grundeis) powstaje w wodzie bystro płynącej o małej głębokości; ma strukturę podobną do szronu. Często stanowi masę gąbczastą zabarwioną brązowo. Powstawanie lodu dennego tłumaczy Barnes promieniowaniem na płytkiej wodzie i unoszeniem ogrzanej wody przez szybki prąd. Stąd jego powstaniu sprzyjają noce jasne i bezchmurne oraz ciemne dno. W głębokości 15 m nie ma lodu dennego, ale w morzu—bardziej od rzek przezroczystym—spotyka się go jeszcze w głębokości 20 do 30 m. Lodem dennym porastają kamienie, ale nigdy gliny. Łatwo porastają wszelkie przedmioty na dnie: kawałki lin, kotwice, a także konstrukcje budowlane. Początkowo, jak przy śryżu, jest to nagromadzenie drobin lodu, coś jakby mgła podwodna (subaqueous fog). Ośrodkami tworzenia się kryształków są zawiesiny, szczególnie liczne na dnie; stąd zabarwienie. Słońce powoduje ogrzanie wody, podmycie i wypłynięcie lodu.

Temu zapatrywaniu przeczą badacze Antarktydy: Wright i Priestley (1928) twierdząc, że promieniowanie nie ma wpływu na tworzenie się lodu dennego. Mierzając promieniowanie znalazł Homen w Finlandii stratę ciepła na powierzchni  $1000 \text{ kal/cm}^2 \text{ sek } 1^\circ \text{ C}$ , gdy na dnie tylko  $54 \text{ kal/cm}^2 \text{ sek } 1^\circ \text{ C}$ . Badania temperatury Kinga wykazały też, że nie ma silnego przechłodzenia na bystrzach. Ciagliński badał temperaturę gruntu pod wodą i zawsze stwierdzał, że była powyżej zera, tak jak w bułach ziemi w lodzie. To samo okazało się w Wołchowiu w r. 1927. Bydin (1933) przypisuje tworzenie się lodu dennego ochłodzeniu dna, przenoszącemu się z powierzchni brzegów, natomiast Altberg na podstawie badań wyłącznie laboratoryjnych (1922 — 1931) uważa przechłodzenie wody aż do dna za wystarczający powód tworzenia się omawianego rodzaju zlodzenia. Ostatnim obszernym studium jest praca Olafa Devika (1931), który pierwszy usiłował ustalić bilans cieplny ścieku i obliczyć w  $\text{kg}$  na  $1 \text{ m}^2$  dna ilość tworzącego się lodu<sup>68)</sup> pod wpływem zmian temperatury, wiatru, zachmurzenia, parowania, unoszenia (konwekcji) i promieniowania. Przechłodzenie ścieku przypisuje on również przenoszeniu się lodu do dna z po-

<sup>68)</sup> Sprawozdanie o pracy Devika podają: A. Rundo. Biuletyn Geofizyków (1931) i P. Jakuschoff. Die Wasserwirtschaft. Wien, 1934, str. 98 i 122.



wodu ruchu burzliwego. Według badań Devika na rzekach norweskich przechłodzenie cienkiej, 1-mm warstwy powierzchniowej do chodzi do  $-1,5^{\circ}$  C. Jako kryterium możności tworzenia się lodu dennego podaje on prędkość średnią 0,8 m/sek, bo przy wzroście prędkości wzrasta też burzliwość. W ten sposób nie było by właściwie różnicy między tworzeniem się sryżu i lodu dennego. Są to te same drobniutkie kryształki lodu unoszące się na zawieszinach i opadające na dno, gdzie krystalizacja postępuje dalej.

Wzór Devika opiewa:

$$P = \frac{10}{80} \left[ 24 (S_{ow} - S_b - S_d) - Q_m \right] \quad (49)$$

gdzie

$P$  ilość lodu w kg na  $m^2$  powierzchni dna i na dobę

$S_{ow}$  promieniowanie ciepła z wody o temperaturze  $0^{\circ}$ C

$S_b$  " " " z ziemi

$S_d$  " " " z energii

wyrażone w kaloriach na  $1 \text{ cm}^2$  dna, godz i  $1^{\circ}$  C

$Q_m$  promieniowanie na dobę.

Związek między czasem a wzrostem grubości lodu z  $e_1$  na  $e_2$ :

$$\Delta t = \frac{2 (e_2 - e_1) \left( \frac{e_2 + e_1}{2} + \frac{l}{D} \right)}{\frac{2l}{80 \gamma D} S_{oe} \left( 1 + \frac{1}{4} n \right)} \text{ godzin} \quad (50)$$

gdzie  $l$  zapas ciepła lodu,  $D$ ,  $S_{oe}$ ,  $n$  stałe meteorologiczne. Jeśli warunki meteorologiczne się zmieniają, to:

$$e_2 - e_1 = \frac{l}{80 \gamma} \sum_{t_1}^{t_2} \frac{S_{oe}}{e_{sr} \left( D + \frac{l}{e_{sr}} \right)} \cdot \frac{2}{1 + \sqrt{1-n}} \Delta t' \text{ cm} \quad (51)$$

Rosyjscy badacze próbowali wzór Barnesa na grubość lodu w wodach stojących przekształcić na wzór na tworzenie się lodu w ściekach. Na podstawie badań na Wołchow (1926) Porywkin układa wzór na czas w sek:  $t = A B C$ , gdzie  $B$  jest wzorem Barnesa,  $A$  uwzględnia wpływ prędkości wody, zaś  $C$  wpływ warstwy śnieżnej.

$$A = a + b \sqrt{v_{sr}}$$

Liczbowo dla Wołchowa

$$A = 0,6 + 3,6 \sqrt{v_{sr}}$$

Gdy  $v_{sr} < 0,012$  m/sek, to  $A = 1$ . Wynika stąd, że  $A$  skraca czas tworzenia się skorup.

$$B = \frac{\lambda \gamma e \left(1 + \frac{e}{2}\right)}{k T} \text{ sek}$$

Jest to wzór (48) tylko  $T$  dotyczy spokojnej wody. Jeżeli chodzi o różnicę temperatur dziennych i czas wyrażony w dniach, to trzeba  $B$  pomnożyć przez 86400.

W końcu

$$C = 1 + \frac{e_{sn}}{k_{sn}} \cdot \frac{k}{e \left(1 + \frac{e}{2}\right)}$$

ostatecznie otrzymuje się czas w sekundach

$$t = (a + b \sqrt{v_{sr}}) \frac{\lambda \gamma e \left(1 + \frac{e}{2}\right)}{k T} \left[ 1 + \frac{e_{sn}}{k_{sn}} \cdot \frac{k}{e \left(1 + \frac{e}{2}\right)} \right] \quad (52)$$

Okada i Abels wyprowadzili zależność  $e_{sn}$  i  $k_{sn}$  od ciężaru gatunkowego śniegu.

Jeżeli po pewnym czasie od chwili utworzenia się lodu zmierzmy jego grubość, to możemy oznaczyć, po jakim czasie lód zgubieje o określoną wielkość przy różnych temperaturach.

Bydin podaje na podstawie obserwacji na Świrze średnią grubość lodu:

$$e_{sr} = 3,68 \sqrt{\Sigma T} \left( \frac{1}{1 + v_{sr}^3} + \frac{1}{1 + 2 e_{sn}} - 1 \right) \text{ cm} \quad (53)$$

gdzie  $\Sigma T$  jest sumą średnich dziennych temperatur powietrza w czasie tworzenia się skorupy lodowej,  $v_{sr}$  — średnią prędkością wody, zaś  $e_{sn}$  — grubością warstwy śniegu.

### 3. Zjawiska zlodzenia na rzekach polskich<sup>69)</sup>

Sposób, w jaki występuje zjawisko zlodzenia, zależy od charakterystyki ścieku. W ściekach płynących dość wartko, w których burzliwość ruchu wystarcza do należytego wymieszania cząstek wody, tak że przechłodzenie może nastąpić w całym przekroju,

<sup>69)</sup> T. Zubrzycki, Okres lodowy na wodach płynących Polski. Prace meteorologiczne i hydrograficzne. Zeszyt 4 z r. 1927

pierwszym zwiastunem zlodzenia jest śryż. Występuje on po kilkudniowym silnym mrozie nieraz dość wczesną jesienią, ale wtedy zwykle nie następuje po nim pełne zlodzenie.

W rzekach o prądzie słabym tworzy się od razu skorupa lodowa najpierw w postaci lodu brzegowego, rozszerzającego się powoli na całą szerokość rzeki.

Najczęściej występują obie formy jednocześnie. W nurcie płynie śryż, podczas gdy przy brzegach ze spokojną wodą, a więc w zatokach, w bocznych korytach, odciętych zakolach itp. tworzy się lód brzegowy.

Najwcześniej zaczyna się pojawiać śryż na Niemnie, bo już między 18 a 21 października; najwcześniejsze wystąpienia śryżu na Wiśle zanotowano między 1 a 3 listopada.

Przeciętnie można określić pojawienia się śryżu:

na górnej Wiśle	na dzień	8	grudnia
na średniej i dolnej Wiśle	" "	24—27	listopada
na Niemnie	" "	15—20	"
na Dźwinie	" "	19	"
na Dniestrze	" "	26—28	"

Bardzo często przy wzroście temperatury śryż zanika i rzeka staje się znów wolna od lodu na dłuższy lub krótszy przeciąg czasu. Bywają zimy, w których na Wiśle i Warcie śryż jest jedynym objawem okresu zimowego.

Jeżeli okres zimna trwa dłużej, wówczas coraz gęstszy śryż wraz z lodem dennym łączy się w spokojnych zakolach w gąbczastą masę i po pewnym czasie wraz z lodem brzegowym tworzy jednolitą skorupę. Przy silnym przechłodzeniu wody skorupa ta tworzy się nieraz momentalnie w ciągu jednej nocy. Czas trwania skorupy lodowej liczymy od chwili pokrycia lodem całej szerokości rzeki. Na naszych rzekach zaczyna się on zwykle w grudniu. Przeciętne daty zamarznięcia stałego są następujące:

dla Wisły w Krakowie	24	grudnia
" " do Sanu	16—20	"
" " od Sanu do Bugu	18—28	"
" " od Bugu do ujścia	23—29	"
" Bugu	14—31	"
" Narwi	18—22	"
" Dniestru	13—17	"
" Prypeci	4—5	"
" Niemna	9—18	"
" Dźwiny	7	"

Od chwili powstania skorupy lodowej zmniejsza się tworzenie się lodu dennego coraz bardziej, zaś powiększanie się grubości pokrywy zawdzięczamy postępującej krystalizacji wody. Wzrost grubości jest bardzo powolny, bo wydzielane przy zamarzaniu ciepło ogrzewa wodę. W chwili powstania skorupy lodowej przepływ zmniejsza się gwałtownie wobec wycofania z ruchu dużych mas wody, ale w miarę napływania nowych mas wraca po kilku dniach do dawnej objętości, aby potem — w razie ciągle trwającego mrozu — maleć według prawa Malleta o wyczerpywaniu się zbiorników. Wobec zwiększonych oporów ruchu i zmniejszenia pola przekroju o lodową skorupę zwierciadło wody się podnosi, a woda płynie pod ciśnieniem albo też występuje na powierzchnię i płynie po lodzie, zgrubiając skorupę lodową od góry. W ciągu długiego trwania pokrywy lodowej, zmarznięcia ziemi i stałej formy opadów ścieki zasilane są prawie wyłącznie wodą gruntową, której zapasy w razie długotrwałych silnych mrozów mogą się wyczerpywać. Równocześnie spód skorupy lodowej staje się coraz gładszy a przeto przekrój pojemniejszy. Woda chowa się znów pod skorupę lodową. Odwilże zimowe powodują nieraz kilkakrotne występowanie wody ponad powierzchnię lodu. Warstwa lodu ma swoje maximum określone zmniejszonym promieniowaniem. Po przekroczeniu maximum coraz silniejsze działanie promieni słonecznych powoduje powolne zmniejszanie się grubości lodu, do czego przyczynia się też działanie prądu od spodu.

Zachowanie się ścieków w czasie odwilży wiosennej zależy od tego, czy w chwili jej rozpoczęcia się ziemia była pokryta śniegiem. Jeżeli tak, to topnienie śniegu od spodu nie ustaje przez całą zimę i zapasy wód gruntowych mogą się nawet zwiększyć. Ciśnienie wody na lód może się zwiększyć ku wiosnie. Wtedy nagłe zwiększenia dopływu w czasie odwilży zwiększą ciśnienie bardzo znacznie i nastąpi pękanie i spływanie lodów przy niskim stanie wody. Jeżeli ziemia jest silnie zmarznięta, wówczas topniejąca woda będzie wypływać w większej ilości na powierzchnię i może pokryć istniejącą jeszcze skorupę, która dopiero podnosząc się zacznie powoli pękać, zaś lód spłynie przy znacznie wyższym poziomie wody.

Spływanie lodu następuje w miarę kruszenia się skorupy lodowej; części oderwane i płynące swobodnie nazywamy krą.

Ruszenie lodów następuje u nas w lutym i w marcu. Najpóźniejsze daty zniknięcia kry zanotowano

na górnej Wiśle	28 — 31	marca
na średniej „	2 — 4	kwietnia
na dolnej „	3 — 5	„

na dolnym Bugu 6—12 kwietnia

na Niemnie 13—17 "

Przeciętne daty ruszenia lodów i ostatniej kry podane są w Tab. 22, a wynikające stąd przeciętne długości okresu zjawisk lodowych — w Tab. 23.

*Tabela 22.*

Daty ruszenia lodów i ostatniej kry.

	Ruszenie lodów	Ostatnia kra
Wisła pod Krakowem . .	14 lutego	28 lutego
" górna . . . . .	22—28 "	7—11 marca
" średnia . . . . .	28 "	11—15 "
" dolna . . . . .	26—28 "	15—16 "
Dniestr . . . . .	4—6 marca	12—14 "
Narew . . . . .	7—12 "	—
Bug . . . . .	2—15 "	19—22 "
Prypeć . . . . .	22 "	24—25 "
Niemen . . . . .	18—25 "	28—31 "
Dźwina . . . . .	28 "	7 kwietnia

*Tabela 23.*

Długości okresu zjawisk lodowych.

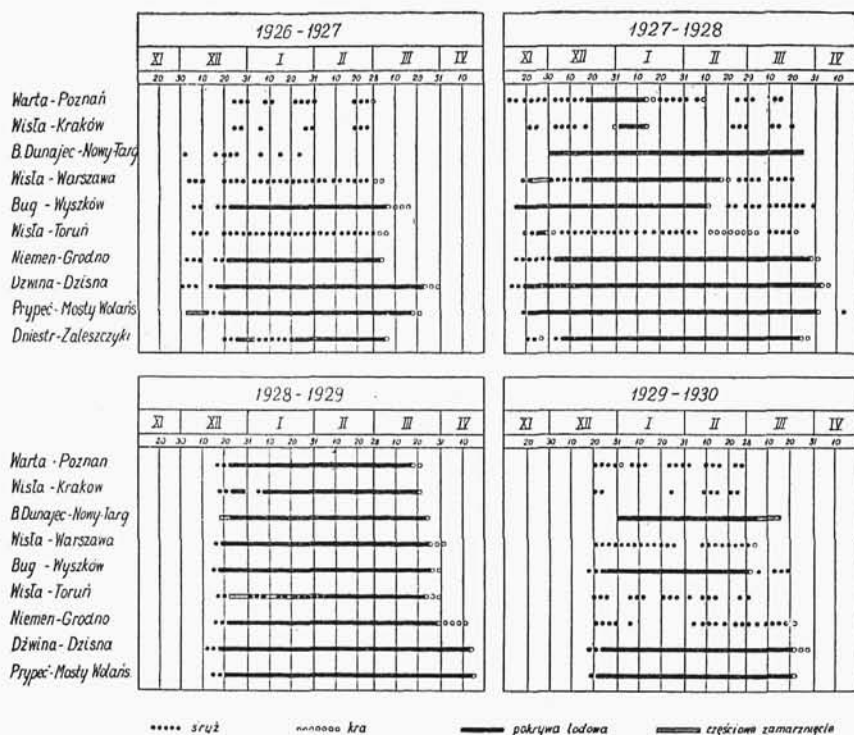
	Długość całego okresu zlodzenia	Czas zamarznięcia rzeki
Wisła pod Krakowem . .	82 dni	52 dni
" górna . . . . .	98—107 "	68—73 "
" średnia . . . . .	108—111 "	62—69 "
" dolna . . . . .	112—113 "	61—66 "
Dniestr . . . . .	105—107 "	78—83 "
Bug . . . . .	113—119 "	67—91 "
Prypeć . . . . .	118—122 "	87—88 "
Niemen . . . . .	124—136 "	90—106 "
Dźwina . . . . .	139 "	111 "

Na rys. 136 przedstawiono zjawiska okresu zimowego synoptycznie dla lat od 1926 do 1930 i dla 10 stacyj wodowskazowych w Poznaniu, Krakowie, Nowym Targu, Warszawie, Wyszowie, Toruniu, Grodnie, Dźwinie, Mostach Wolańskich i Zaleszczykach.

Okres zlodzenia w całym kraju można przedstawić przy pomo-

cy krzywych odpowiadających jednakowemu czasowi zlodzenia. Ryskaczew nazwał je izopagami.

Spłynięcie lodów nie zawsze odbywa się gładko. Rzeki płynące na północ rozmarzają tym później, im dalej posuwamy się z biegiem rzeki. Stąd lód płynący z góry zastaje drogę zamkniętą, zatrzymuje się i spiętrza wodę. Zjawiska takie nazywamy zatorami.



Rys. 136.

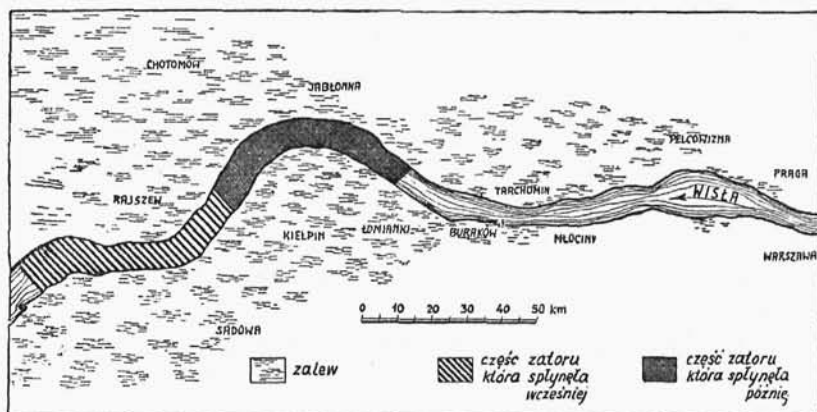
Zjawiska lodowe w okresach zimowych w latach 1926—1930.

Powstanie zatorów możliwe jest też wszędzie tam, gdzie istnieją przeszkody w swobodnym przepływie, np. przy nagłej zmianie kierunku biegu rzeki, przy gwałtownym zwężeniu przekroju, przy budowach spiętrzających wodę, jak jazy, mosty itp.

W czasie powstawania zatoru w pierwszej chwili zmniejsza się przepływ poniżej, podnosi się natomiast poziom wody powyżej zatoru. Jest to następstwem tworzenia się zbiornika wody opartego o nagromadzony lód. W miarę wzrostu stanu wody powiększa się ciśnienie na lód do tego stopnia, że zaczyna on ustę-

pować i zator zaczyna spływać w dół, zwykle przy bardzo wysokiej wodzie. Ułatwia to jego zanikanie.

Jeżeli jednak rzeka nie ma wysokich brzegów, wówczas spiętrzenie wody nie wystarcza do usunięcia zatoru, ciśnienie jej jest niewystarczające. Wtedy w miarę dalszego wzrostu stanu wody, rzeka zalewa teren inundacyjny i — wobec zatkania lodem głównego łóżyska — tworzy sobie nowe na terenie zalewowym. Wtedy czas trwania zatoru może być bardzo długi. Przykład takiego zjawiska podaje rys. 137 przedstawiający sytuację zatoru w Jabłonnii poniżej Warszawy w r. 1924.



Rys. 137.  
Sytuacja zatoru poniżej Warszawy w 1924 r.

W takich wypadkach nie możemy spokojnie czekać na spłynięcie zatoru, ale musimy tę chwilę przyspieszyć. Mamy do tego dwa sposoby. Albo poniżej zatoru wytwarzamy rynnę wolną od lodów, ułatwiającą spływ poszczególnych odłamów, albo rozbijamy sam zator dla obniżenia spiętrzenia. Używamy do tego celu środków wybuchowych, albo silnego ogrzania wody (termitem). Tam gdzie chcemy zabezpieczyć się przed powstawaniem zatorów, utrzymujemy przez całą zimę w korycie rzeki wolną od lodów rynnę przy pomocy specjalnych statków, tzw. lodołamaczy (Pomorze).

#### 4. Lodowce

Osobliwą formę ścieku w postaci stałej stanowią lodowce.

Podstawą tworzenia się lodowca jest istnienie obszaru zasilania w postaci strefy wiecznego śniegu ze stałą nadwyżką opadów śnieżnych nad stratami. Wobec stale wzrastającej warstwy śniegu w miarę



zwiększania się ciśnienia następuje rekrytalizacja: ilość zmieszanego ze śniegiem powietrza maleje, śnieg przybiera strukturę drobnoziarnistą; nosi wówczas nazwę śniegu firnowego (firnu). Na przemian powtarzające się topnienia i marznięcia w czasie opadów powodują, że jedna warstwa śniegu od drugiej oddzielona jest warstewką lodu. Stąd w śniegu firnowym zaznacza się wyraźnie struktura warstwowa.

Lód jest materiałem plastycznym. Plastyczność wzrasta w miarę zwiększania się ciśnienia i podwyższania temperatury.

Wynikiem plastyczności jest ruch lodowca. Teorie cieczenia lodu przyjmują plastyczność molekularną albo plastyczność ziarn, wilgotną lub suchą. W myśl tej ostatniej pod uciskiem przesuwają się ziarna w kierunku prostopadłym do osi krystalizacyjnej (wzdłuż blaszek). Do przewyciężenia tarcia wystarcza ciśnienie  $1\frac{1}{2}$  kg/cm<sup>2</sup>, stąd dla ziarn o polu przekroju równym 1 cm<sup>2</sup> cieczenie nastąpi w głębokości 17 m. Trzeba pamiętać, że granica wytrzymałości na ściskanie wynosi 70 kg/cm<sup>2</sup> prostopadle do blaszek, a 25 kg/cm<sup>2</sup> równolegle, natomiast na rozciąganie tylko 7 ... 8 kg/cm<sup>2</sup>, a na zginanie i skręcanie tylko 1 kg/cm<sup>2</sup>. Stąd łatwość odkształcania się.

Wilgotne teorie cieczenia zakładają, że wewnątrz lodowca pod wpływem ciśnienia i ślizgania się warstw firnowych odbywa się stałe topnienie lodu, zaś cząstki płynne ułatwiają ruch lodowca.

W rezultacie ruch lodowca jest czymś pośrednim między ruchem cieczy i ciała stałego. Na dnie istnieje stosunkowo duża prędkość, która powoduje, że lodowiec nie tylko cieknie ale ślizga się po dnie. Poza tym prędkości zmieniają się podobnie jak przy ruchu wody. Średnia prędkość na powierzchni w stosunku do maksymalnej na powierzchni wynosi wg Hessa 0,78  $v_{max}$ ; średnia prędkość w pionowej w stosunku do powierzchniowej = 0,63. Prędkość na dnie = 0,25 powierzchniowej. Prędkość brzegowa wynosi od  $\frac{1}{10}$  do  $\frac{1}{3}$  średniej prędkości w całym przekroju poprzecznym, w Alpach od 30 do 150 m/rok. Blümcke i Hess obliczają prędkość posuwania się lodowca wzorem

$$v = \frac{4,40 \sqrt{RJ}}{1 - 0,122 \sqrt{RJ}} \text{ m/rok} \quad (54)$$

We wzorze tym  $R$  oznacza promień hydrauliczny,  $J$  — spadek.

W Grenlandii  $v$  równa się od 1000 do 7000 m/rok, w Himalajach 700 ... 1300 m/rok. Prędkość wzrasta od najwyższych miejsc firnu aż do końca języka. Pomiaru temperatury lodowca wykazały ciepłotę nie wiele niższą od punktu topnienia. W lodowcach alpejskich w głębokości 18 m temperatura wynosi:  $-0,012^{\circ}\text{C}$

30	"	"	"	$-0,023$	"
82	"	"	"	$-0,062$	"
148	"	"	"	$-0,137$	"

Prędkość ruchu lodowca zwiększa się ze wzrostem opadów, maleje ze wzrostem strat, natomiast grubość lodowca zmienia się minimalnie. Opierając się na postulacie, że co przybędzie w obszarze zasilania, to zniknie w obszarze topnienia, można ustawić bardzo proste równanie ruchu lodowca. Niechaj  $da$  i  $dA$  oznaczają pola przekroju „strugi” lodowca (wiązki jego linii prądu, porów. rys. 138) na przecięciu z powierzchnią lodowca, przy czym  $dA$  znajduje się w obszarze zasilania,  $da$  — w strefie zanikania. Oznaczając dalej:  $S$  — przyrost roczny lodowca w obszarze zasilania,  $s$  — ubytek w ciągu roku w obszarze topnienia (obie wielkości liczone w stosunku do jednostki powierzchni i mierzone prostopadłe do elementów  $dA$  i  $da$ ), warunek ciągłości ruchu wyrazi się w formie:  $SdA = sda$ . Jeśli linie prądu wchodzą w przekroju  $dA$  do wnętrza lodowca pod kątem  $\Phi$  z szybkością  $V$ , a wychodzą z przekroju  $da$  pod kątem  $\varphi$  z szybkością  $v$ , to wtedy  $S = V \sin \Phi$  oraz  $s = v \sin \varphi$  czyli

$$SdA = sda = V \sin \Phi dA = v \sin \varphi da.$$

Stąd wynika:  $\sin \Phi = \frac{S}{V}$ ;  $\sin \varphi = \frac{s}{v}$ ; gdy  $s > v$ , lodowiec będzie się kurczył, „cofał”, a gdy  $S > V$ , lodowiec będzie się wydłużał, „przysrastał”.

Przy końcu lodowca prędkości na brzegach i przy dnie są większe niż na środku. W zimie prędkość większa w górze, w lecie na dole.

Tam gdzie są przeszkody w ruchu, następują pęknięcia i tworzą się szczeliny. Nagła zmiana prędkości w przekroju poprzecznym powoduje szczeliny podłużne biegnące ukośnie w tył od brzegów. Podniesienie łożyska (próg) powoduje szczeliny denne; szczeliny poprzeczne na powierzchni pokazują się, gdy dno raptem zapada się. Wielkie przepaście powstają w obszarze firnowym, tam gdzie lodowiec zaczyna ciec.

Z powodu ruchu drobin lodowca, struktura jego zmienia się z warstwowej na pasmową.

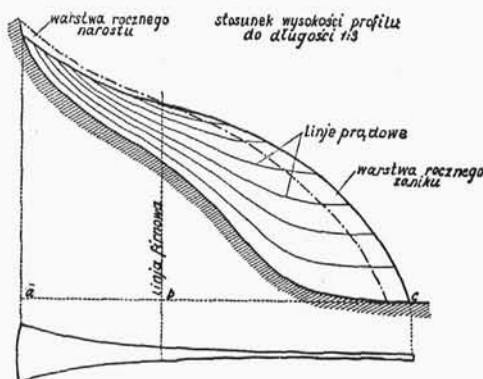
Ruch lodowca możemy sobie przedstawić w postaci przesuwających się jakby ruchem laminarnym poszczególnych warstw (rys. 138). Na odcinku „ab” jest obszar zasilania z nadwyżką opadów, na długości „bc” jest obszar zanikania, topnienie przewyższa dopływ, w przekroju „b” występuje równowaga między akumulacją a ablacją.

Wielkość ziarn lodu wzrasta ku końcowi lodowca od kilku mm do kilkunastu cm.

Wobec różnic ilości opadów i przebiegu temperatury w różnych latach — prędkości poruszania się lodowca, jego topnienia (ablacji) i położenie końcowego języka zmieniają się z roku na rok,

a nadto podlegają zmianom w okresach dłuższych (okresy lat mokrych i suchych). Do tego dochodzą zmiany sekularne będące następstwem zmian klimatycznych, idących w pewnym określonym kierunku.

Zewnętrznie objawiają się te zmiany narastaniem lub ubywaniem (cofaniem się) lodowca. Końcowy odcinek (język) lodowca narastającego jest stromy i gruby, cofającego się cienki i wąski.



Rys. 138.  
Ruch lodowca.

Ciągłość lodowca przerywają nierówności terenu; cypel skalny jest końcem jednostajnie spływającego lodowca, natomiast u stóp przepaści tworzy się dalszy ciąg lodowca z własnym obszarem zasilania, przy czym zasilanie w znacznej części będzie się odbywało kosztem materiału z lodowca górnego. Koniec lodowca przechodzi w ściek, w którym przepływy wahają się odpowiednio do zmian temperatury.

Ruchy lodowca mogą być niezależne od rzeźby podłoża (lodowce śródlądowe), poza tym lodowce mogą być rozsiane po wyżynach (islandzkie), mogą wpadać wprost do morza z płaskowzgórza (grenlandzkie), mogą wykorzystać głęboko wcięte zatoki morskie (fiordy norweskie), tworzyć się w dolinach wysokogórskich (alpejskie) a także na płytkich morzach (nawodne).

Razem z lodowcami poruszają się na dnie i bokach głazy, ale prędkość mieszaniny lodu i rumowiska jest znacznie mniejsza (około 10 razy). Stąd pochodzi silne tarcie między lodowcem a jego podłożem, wywołujące zjawiska erozji w postaci staczania się skalnych brył i odłamków po dnie doliny, albo w postaci złobienia samej doliny (zarówno dna jak brzegów). Ponieważ największa prędkość jest pośrodku, przeto kształt poprzeczny dna wyrabia się w postaci

paraboli. Kształt brzegów zależy od rodzaju pokładów skalnych. Przy jednakowej twardości pokładów erozja przede wszystkim idzie w głąb, powstaje wówczas kształt doliny lodowcowej głęboko wciętej o stromych ścianach. Jeżeli pokłady ścian są słabsze, wówczas tworzy się przekrój szeroki o łagodnych stokach.

Przy dużych ciśnieniach, gdy plastyczność lodu na dnie dochodzi prawie do stanu płynnego, erozja dna ustaje a lodowiec rozszerza się na boki. Zawartość wody w stanie ciekłym w lodzie lodowca wzrasta z temperaturą według relacji  $m = -0,007 t + 0,0004 t^2$ .

W głębokości	11 m	$m = -0,047$	$\text{g/m}^3$
"	22 m	$+0,094$	"
"	110 m	$0,471$	"
"	220 m	$0,942$	"
"	440 m	$1,884$	"

Przekonano się o tym z wierceń, w których woda nie zamarzła.

Jest też hipoteza wpływu soli wydzielanej przy rekryształizacji, która obniża punkt zamarzania. Źródłem ciepła jest także skorupa ziemi (średnia temperatura roczna) i tarcie lodowca o dno i brzegi.

Koechlin<sup>70)</sup> wylicza dla Alp, że maximum grubości lodu wynieść może 240 m przy wytrzymałości na ciśnienie  $22 \text{ kg/cm}^2$  a na rozciąganie  $7...8 \text{ kg/cm}^2$ . Jeśli nachylenie dna doliny do poziomu jest  $\beta$  (rys. 139), a powierzchni lodowca  $\alpha$ , zaś tarcie  $= tg \varphi$ , to

$$tg \alpha = \frac{1}{k} (tg \varphi - tg \beta) + tg \beta \quad (55)$$

gdzie  $k < 1$ ; jest to współczynnik zależny od konsystencji lodowca, tym większy, im bardziej płynny jest lodowiec.

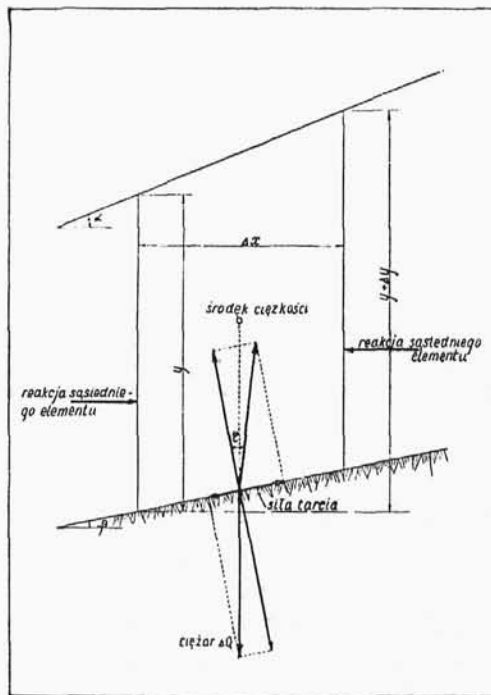
W skończonej szerokości będą różne grubości warstwy lodu. Przy wzroście głębokości wzrasta  $k$ , zmniejsza się  $tg \varphi$ , a stąd wzrasta prędkość. Między spadkiem dna a szerokością doliny istnieje ścisły związek, który według Koechlina przypomina związek hiperboliczny; stąd szerokość lodowca jest w ścisłym związku z jego grubością. W Alpach przy  $h = 240$  m szerokość wynosi 600 do 1000 m. Dla dna poziomego  $tg \alpha = \frac{tg \varphi}{k}$ ; pomijając wpływ kształtu przekroju, współczynnik  $k$  zwiększa się w miarę powiększania się grubości lodowca, a zarazem zwiększa się płynność lodowca. Stąd grubość zależna jest od tarcia o dno i od spadku.

Dla stałego spadku górnej powierzchni lodowca, równemu spadowi dna doliny, mamy  $tg \alpha = tg \beta$ . Z równania (55) wynika, że wów-

<sup>70)</sup> R. Koechlin, *Mécanisme de l'eau*, Paris, 1924.

czas  $\operatorname{tg} \beta = \operatorname{tg} \varphi$  czyli  $\operatorname{tg} \alpha = \operatorname{tg} \beta = \operatorname{tg} \varphi$ , tj. tarcie określa spad dna i powierzchni lodowca, a tym samym i szerokość.

Dla pewnych stosunków klimatycznych musi nastąpić równowaga. Gdy w zimie zwiększa się nadwyżka opadu nad topnieniem, grubość lodowca się powiększa, prędkość i erozja wzrasta, lodowiec się przedłuża. Ponieważ równocześnie wzrasta ilość śniegu i zmniejsza się topnienie, więc na długość lodowca wpływa to podwójnie. Tak np. zwiększenie ilości opadów w stosunku do topnienia o 20% spowoduje wzrost długości lodowca o 40% (lodowiec Rodanu sięgałby do jeziora Genewskiego).



Rys. 139.

Wpływ ciśnienia na ruch lodowca jest bardzo duży:  $1\frac{1}{2}$  atmosfery ( $1\frac{1}{2}$  kg/cm<sup>2</sup>) wystarcza, żeby lodowiec zaczął ciec.

Dla ziarn o przekroju 1 cm<sup>2</sup> cieczenie następuje przy temperaturze 0° już w głębokości 17 m.

Ciągłe posuwanie się w przód i wstecz lodowca przy zmianach temperatury w zimie i lecie powoduje, że na języku i po bokach gromadzą się coraz większe zwały rumowiska, przeważnie okruchów skalnych, z materiałem zmiażdżonym do najdrobniejszych

cząstek (namul). Są to moreny czołowe i boczne. Jest to osad prawie nieprzepuszczalny i dlatego po cofnięciu się lodowca pozostają jeziora. Podobnie jak wodospady, jeziora są świadectwem niedawnego powstania dolin rzecznych i w miarę postępów erozji ulegają również powolnemu zanikaniu.

Tworzeniu się jezior sprzyjają: różnorodność pokładów geologicznych, większa łatwość erozji lodowcowej i możność tworzenia się moren o dużych rozmiarach.

Lodowce spływające do morza posuwają się też dolinami (fjordami) albo po stoku. Wówczas spad powierzchni lodowca oraz prędkość jego posuwania się zwiększają się ku ujściu, a grubość jest największa w środku lodowca.