

河 冰

George D. Ashton 著

黃芳男譯

臺灣省立台南第一高級中學

前 言

水是地球上最能引起人們興趣的物質之一，不僅因為人們賴以為生，也因為其凝固點在地表四季溫度變化的範圍之內，其狀態從液體，至氣體，至固體，來回的規則變化，頗為有趣。其固態相的形狀，形形色色，從又小又脆的雪花，到極大質量的格陵蘭和南極冰帽（Ice cap）。（後者合占全球淡水總量的95%。）

在本篇研究報告中，我們討論河冰。雖然河冰僅占地球上冰的一小部分，但是它們却很重要，因為人們趨往河邊聚居，利用河流運輸貨物，以河水當做飲用水，又常常將廢棄物排入河水中；廢棄的熱量，也排入河水中，以河水做為散熱至大氣的廉價工具。河冰的存在，不僅干擾了河水的此等用途，也常使河水氾濫，造成嚴重的災害，因為水位比同樣流量無河冰時高出兩倍以上。

當水冷却至 0°C ，而且繼續損失熱量時，冰便形成，但通常在氣溫降至 0°C 以下時發生。在初冬，由於熱慣性（Thermal inertia）之故，較大的河流比較小的河流稍晚達到此一溫度。不過此一時間差距不是很大。而且每日氣溫的循環變化，常使夜間形成的冰，隔天融化；直到最後，有足夠的冰形成，或白天的氣溫夠低，足以形成一層覆冰層（Ice cover）為止。冬季時，覆冰層覆蓋的範圍和期間（Duration）已經記錄並畫成地圖。同時，我們也已經合理的描畫出年年北半球覆冰層的平均行為（Average behavior）（見圖1）。就像下面我們將看到的，此一平均行為，使河冰的類型（Type）和產狀（Occurrence）的極端可變性（Extreme variability），模糊不清。

似乎一直很少有人作有關河冰造成經濟災害的評估。其原因，部分是因為此現象一直跟隨著我們，部分則是因為評估流冰擁塞（Ice jam）災害的困難。流冰擁塞是冰劇烈運動所形成，而且在一已知河段（Reach of river）中的分布，常很不平均。較大的財政困難，常和流冰擁塞，能源減產，以及航行中斷等問題伴生。河冰的特徵，可以說是一系列短期間劇烈變化的似穩狀態（Quasi-steady states）。雖然這些短期間對形成下一個穩定狀態很重要但是很不容易觀察、預測、和瞭解。

冰的形成 (Ice Formation)

當水冷却至 0°C ，而且繼續散熱至大氣時，冰開始形成。水裏如含有其他物質，則需冷却至凝固點以下，才能結冰。絕對純水 (Absolutely pure water) 的均勻成核溫度 (Homogeneous nucleation temperature)，低於 0°C 很多。非均勻成核溫度 (Heterogeneous nucleation temperature)——外來粒子 (Foreign particle) 促使冰結核的溫度——雖然比較高，而且隨物質的不同而變化，但是仍然低於 0°C 幾度。密閉容器中的水，即使搖盪之，也很容易在冰形成之前，達到甚為過冷的溫度 (Supercooling——冷却至凝固點以下)。然而，河水中冰第一次出現時所觀察到的過冷溫度，很少低於零下幾個百分之一度。

輕微過冷即能成冰的原因，已經有種種的推論加以解釋。有關河冰形成機制的推論有：自發性非均勻成核 (Spontaneous heterogeneous nucleation)；已經存在水流 (Flow) 中的母冰 (Parent ice) 之次級成核 (Secondary nucleation)；薄的過冷水流表層中的非均勻成核；晶體的繁殖過程 (Crystal multiplication process)；表面水和其上冷空氣的質量交換；以及綜合以上機制和變化衍生的推論。我個人贊成質量交換機制的理論，亦即是最初的結核發生在水面上的空氣中，形成的晶體掉至水面，再以此晶體為核，迅速增大。此一質量交換機制和通常觀察到的冰晶 (Ice crystal) 在氣溫下降至凝固點以下幾度才開始形成的現象是吻合的；雖然其臨界溫度 (Threshold temperature) 還不清楚。

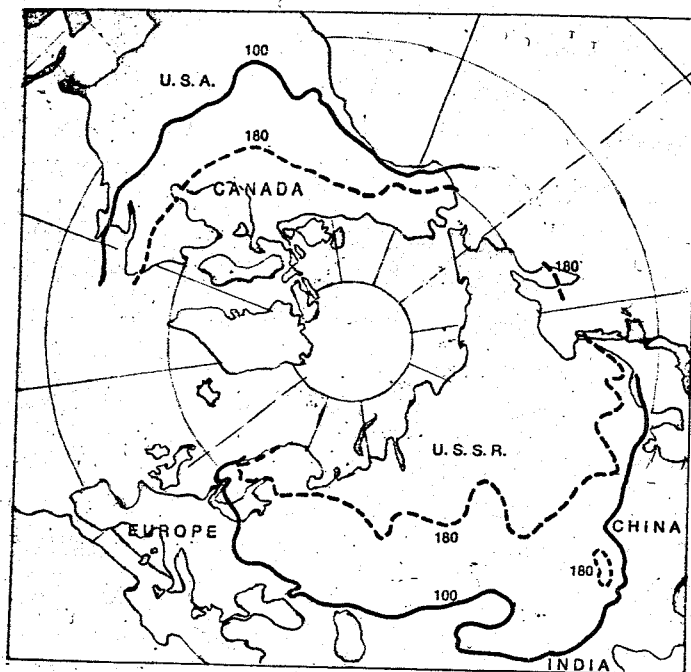


圖 1：等值線 (contour line) 表示北半球的河流和湖泊，每年因冰層覆蓋，使航行受阻的平均日數。

幾乎所有的河流都是亂流 (Turbulence)，因為他們的雷諾數 [速度 U 和深度 D 的乘積，除以粘滯率 (Kinematic viscosity) V 而得； 0°C 時， $V = 1.79 \times 10^{-6} \text{ m}^2$] 比 600 大很多，600 是層流

(Laminar water ——無旋渦) 和亂流間的臨界值 (Threshold value)。亂流擾動水，使水面與其下的水流不斷有水塊 (Water parcel) 交換。假使河水流速慢，此混合作用無法將過冷的水，或最初的冰晶帶至任何深度，水面將僅形成一層薄冰。大多數的河流，流速較快時，即能將全部深度的水流過度冷卻，也能將最初的小冰晶，帶至較深的水流中。

這些小冰晶，叫潛冰針 (Frazil)。大多數常呈圓盤狀，直徑只有幾個毫米。他們也可能呈不規則的小板狀 (Platelet)，通常直徑在 10 到 15 毫米。晶體的繁殖成長，會使混合水的溫度上升。其水溫的時間型態如圖 2 所示。

浸在過冷水中的潛冰晶體，是處在一種不平衡的狀態中，而且成長迅速〔因此稱之為活動潛冰 (Active frazil)〕。它們很容易附著在水流中的物體上，例如聚集在進水閘 (Intake screen)，水面下的植物，甚至河底。附著在河底的潛冰塊 (Mass of frazil)，叫錨冰 (Anchor ice)。假使潛冰塊的浮力，大於附著力 (Adhesive force)，常會漂浮至水面，並順便把河底的物質帶上來，包括大的石頭在內。當晶體凝聚 (Flocculate)，在上升速度最後超過亂流的向下運送時，它們漂浮至水面，更進一步團聚 (Agglomerate) 成類似半球形的盤 (Pan)；這些冰盤最後積聚成冰層。當水溫回復至 0°C ，或更高時，潛冰晶體停止成長，此時的潛冰呈鈍態 (Passive)。鈍態的潛冰，因為不能附著 (不像活動潛冰)，它較容易被上下抽動、移動，因而發生其他變化。

計算水面熱量的損失，自可估計潛冰形成的速率。因為幾乎所有的熱量損失，均發生在冰的形成過程中。在流速快，冰層無法形成的河段中，冬天大部分的日子裏，都可以形成潛冰，而且形成的量可以很大。在流速較慢的

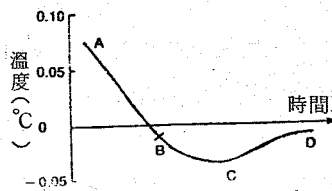


圖 2：過冷水形成潛冰過程中的溫度變化，有一標準型態。當線從起點 A 按一定冷卻速率至 B 點發生偏離時，潛冰開始形成。在 C 點，冰形成的速率，等於冷卻速率，除以冰的密度和熔解熱 (heat of fusion) 的乘積。至整個過程的終點，它只花幾分鐘的時間，而且溫度從 D 點以下，漸近 0°C 。

河段，水面聚集的潛冰，減慢了亂流的交換作用，也減緩了潛冰形成的速率。野外的經驗得知，要阻止這些潛冰堆積成一層完全的冰層，表流速度 (Surface-flow velocity) 必須大約大於 0.5 m/s 。在流速較快的河段，潛冰順流而下，最後沈積在一緩慢流動的河段的冰層下面，常常造成“懸堤 (Hanging dam)”。一旦由潛冰形成的覆冰層已經穩定下來，其進一步的增厚，是受制於表面的熱量損失，此熱量損失用以平衡來自下面暖水 (0°C) 經冰上傳的熱。

覆冰層的增厚

河冰的增厚是經由種種的作用，包括由流速所決定的聚積作用 (Accumulation process)：經由推 (Shoving) 和堆 (Piling) 而增厚；經由熱成長 (Thermal growth) 而增厚；和經由氾濫的河水在最初的冰原 (Ice sheet) 上凍結而增厚。(經由固體漂冰 (Solid ice floe) 的堆積而增厚的作用，將稍後敘述。)

一層冰的增厚 (和融化)，取決於冰層下面水中的熱，經冰層的傳導，散熱至冰層上面冷空氣的

熱平衡作用。而且水在 0°C ，從固態變為液態，所以覆冰層底面，必須經常維持在熔點， 0°C 的溫度。在此一分界面 (interface) 的熱平衡，必須是

$$\phi_i - \phi_{wi} = \rho_i \lambda \frac{dh}{dt} \quad (1)$$

式中 ϕ_i 是流經冰層，每單位面積的熱流量， ϕ_{wi} 是水轉移至冰的熱量， ρ_i 和 λ 分別是冰的密度和熔解熱 (Heat of fusion)， h 是冰的厚度，而 t 則是時間；因此 dh/dt 是增厚的速率 (見圖 3)。簡言之，經由冰散熱的量 (ϕ_i) 和從水得到的熱 (ϕ_{wi}) 之差，用以生成冰，其速率常數 (Rate constant) 就是熔解熱。自然界的河流，除非水源來自湖泊，否則由於不斷流經上游的冰層，河水的冬溫非常接近 0°C (通常在幾個百分之一度以內)。同時，我們也注意到亂流的垂直混合作用，遠超過 0°C 和 4°C 間水密度差所引起的效應 (水在 4°C 時密度最大)。溫度分層 (Temperature stratification)，只發現於非常緩慢流動的河流中，而且其水溫很少超過幾個十分之一度。約略計算，由水轉移至冰的熱 (ϕ_{wi}) 可以忽略不計，覆冰層增厚主要的原因則是經由冰的熱傳導，以 ϕ_i 表示。就像大多數固體物質一樣，經由冰的熱傳導速率，是和兩頭的溫度差成正比，和厚度成反比，因此

$$\phi_i \cong k_i \frac{T_m - T_s}{h} \quad (2)$$

式中 T_m 是熔點溫度 0°C ， T_s 是頂面溫度 (Top surface temperature —— 它通常是 $\leq 0^{\circ}\text{C}$)，而 k_i 則是熱導率 (Thermal conductivity， 0°C 時， $k_i = 2.24 \text{ } \text{wm}^{-10} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)。

方程式(2)中，我們已經假設經由冰的溫度呈線型變化 (Linear variation) (因此用符號 $\cong$)。這在數學上不但非常方便，而且也是很好的近似法 (Approximation)。因為對於冰，由於比熱容量 (c_p) 效應 (Specific heat capacity effects) ($\cong \rho_i c_p h T_s / 2$) 之故，儲藏在覆冰層內的能量，比熔解熱的能量少很多。以邊界條件 (Boundary condition) $t = 0$ 時， $h = 0$ ，方程式(1)簡單的積分得到

$$h = \left[\frac{2k_i}{\rho_i \lambda} \int_0^t (T_m - T_s) dt \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3)$$

有時右邊以係數 α 乘以凍結度日 (Freezing degree-days) 總數的平方根表示。據經驗， α 介於 $(2k_i/\rho_i \lambda)^{\frac{1}{2}}$ (以英制計很方便，等於 $1 \text{ 吋}/^{\circ}\text{F}/\text{日}$) 理論值 (“ Theoretical ” value) 的 0.5 至 0.9 之間。其中的偏差 (Deviation)，起因於上述分析中的一些近似法。其中最重要的是，假設冰層頂面的溫度，和空氣的溫度相同。

包含與熱邊界層 (Thermal boundary layer) 相關連的熱阻 (Thermal resistance) 在內，會產生和觀測現象很一致的結果。同時也顯示，冰在小範圍內的厚度增厚，和 t 成正比，而非 $t^{\frac{1}{2}}$ 。當然，整個覆冰層所產生的影響是，覆冰層在水和空氣之間，形成一層隔離層 (A layer of insulation)。我們也注意到，當氣溫在凝固點以上時，冰層的頂面和底面都是 0°C 。而且除了輻射之外，沒有經由冰層的熱轉移。

冰的密度比水小 ($\rho_i/\rho_w = 0.916$)，所以可以浮在水面上。而且能夠承載其上的負荷 (Load)，只要此等負荷不會重得使冰層沈沒。有時冰層頂上的雪層 (Snow layer)，超過此一極限，覆冰層

便有河水氾濫，此時河水流經裂縫，由雪層底部向上滲。這些水最後凍結，形成一層白色的冰（白色是因有空氣被拘留之故），叫雪冰（Snow ice）。就像降雪一樣，此等淹沒（Submergence）、氾濫（Flooding）、和凍結（Freezing）的現象，也是間歇性的。而且在這些變化間，覆冰層以上述方法，繼續增厚。經過幾段期間的變化，河冰在底部和頂部，交替的增厚。在降雪量多的地區，由雪冰形成的覆冰層增厚部分，可能比包含較多正常發育成的冰（Grown ice）的部分大。

這些過程和潛冰在冰層下面的堆積，形成一種最有趣的層狀結晶構造。因為每一種過程，形成一種屬於它自己特有的結晶構造。雪冰的特徵是小冰粒（Small ice grain）；潛冰是稍大的晶體；凍結進入融化（Melt）的冰是大而或多或少垂直排列的柱狀晶體（Columnar crystal）。如果從河流的覆冰層，取一薄的垂直剖面，用十字偏光濾器（Crossed polaroid filter）檢驗其中不同的冰層，將是十分明顯，而且特別漂亮。因為其組織依晶體方向（Crystal orientation），顯示所有的顏色。

冰漣痕和蜂窩狀構造（Ripples and Rotting）

初冬期間，覆冰層下的水溫非常接近 0°C ，而且熱增厚作用（Thermal thickening process），形成一個非常光滑平坦的底面。在冬天期間，暖水（Warm water）從地下水，從雨水，或融雪的水，和從工業製造及都市的廢水，引入河流中。這些暖水，升高河水水溫，使其稍為超過凝固點，有時只是幾個百分之一度而已。亂流將熱量轉移至覆冰層，使冰層底面形成起伏狀——即冰漣痕（Ice ripple）。冰漣痕的峯谷相間排列，其方向與速度矢量（Velocity vector）相垂直，而且有波長 L （波峯至波峯的距離）與流速 U 成反比的有趣性質。因此，速度快形成短波，速度慢形成長波。典型的 $U \cdot L$ 是 $0.12\text{m}^2\text{s}^{-1}$ 。

最初冰漣痕幾乎很微小，其波長似乎是在此時便定了。然後波型逐漸擴大，波峯（在波高和波長之比是 $2A/L \cong 0.05$ 處）的下游形成漩渦（Eddy），而且波型最後變成有些不對稱，面向下游的坡，較面向上游的坡陡。他們似乎有波高比波長大約是 0.1 的極限，其波型向下游移動很緩慢。

冰漣痕標準的起伏型態，如

圖 4 所示。圖 4 是從冰層縱的方向，取下一片冰，再將它顛倒過來的景象。冰漣痕很少見到，因為他們位於覆冰層底面。當覆層平均厚度減少時，有時谷區（Trough region）完全熔化，在垂直水流的方向，形成一拉長而開放的水斑（Water patches）。

就我所知，李曼（Lehmánn）是第一個以文字描述此一表面完

全熔化型態（Surface melt-through）的學者。

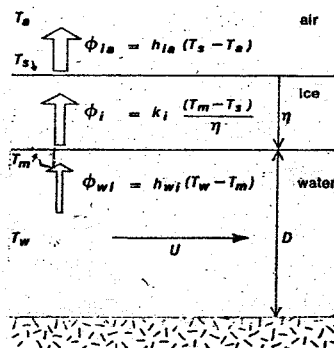


圖 3：覆冰層的成長和熔化，是起因於三個主要能量通量因素（energy flux component）間的不平衡： ϕ_{Ia} 是氣溫 T_a 和冰層頂面溫度 T_{s_s} 之差所形成的，是冰轉移至空氣的熱量； ϕ_I 是 T_a 和冰層底面熔點溫度 T_m 之差所形成的，是經冰板（ice slab）傳導的能量通量； ϕ_{wl} 是水流在流速 U 和溫度 T_w ，經受迫對流（forced convection）至底面所形成的能量通量。

然而，冰澱痕的不尋常存在，引發我們對於亂流、轉移熱量知識等基本問題的重視。因為理論上的預測得到的結論是，融化在峯區（Crest region）最大，在遮蔽區（Sheltered lee region）最小〔特別是在分離漩渦（Separation eddy）發生之前〕，這和實際發生的情形，恰好相反。相同的特徵，也在以溶解轉移（Solutional transfer）逐漸侵蝕接觸部分的水流（例如：石灰岩地區、地下伏流的水道）中觀測到；雖然其特有的U、L乘積比冰澱痕小。

覆冰層的退化，包括種種差不多是同時發生的過程。當氣溫上升至凝固點以上時，支流流量增多，水溫也增高。增多的流量，施加較大的機械力（Mechanical force），而較高的溫度，則促使底面的融化。暖支流水流的流入，開始於沿河岸地區，使覆冰層在靠近淺灘地區（Bank area），首先融化。通常這些淺灘，也是覆冰層固定的地點（Anchor point），據以反抗其下水流的剪應力（Shear stress）。此一近岸融化（Near-shore melting），使覆冰層變脆弱，易受機械作用的破壞。

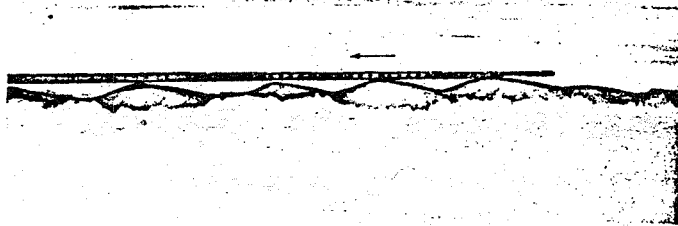


圖 4：冬季期間，覆冰層下面暖水的亂流，使冰層底面形成波浪狀——即冰澱痕。這一冰板〔來自愛荷華州（Iowa）的西得河（Cedar River）〕是從覆冰層依縱走方向取下，再將它顛倒過來，其上有發育完全的冰澱痕之標準型態。

通常覆雪層（Snow cover）在頂面融化時，覆冰層也同時在 0°C 變成等溫。伴隨此一等溫狀態的是，冰在晶粒間界（Grain boundary）融化，形成普遍的冰強度（Strength）衰退。而晶粒間界在先前凍結過程中，曾聚集一些雜質。在其最極端的形狀中，特別是冰層經簡單凍結作用而增厚時，蜂窩狀（Rotting），或“蠟燭狀（Candling）”（如此稱呼是因為柱狀晶體，很像很多蠟燭緊密網繫在一起）構造的形成，可使冰層內部強度變弱，即使其厚度只不過稍微縮小。成蜂窩狀使冰層更形脆弱，易遭機械作用的破壞。蜂窩作用的過程，始見於底面、頂面、或兩者都有。

流冰擁塞 (Ice Jams)

河冰最令人苦惱的問題或許就是流冰擁塞。因為剛一注意到，流冰即已造成局部氾濫，毀壞財產，阻斷通航和能源生產，造成經濟上的損失；單在美國，每年即以幾千萬美元計。流冰擁塞不像別種氾濫，流水可能被引導至下游氾濫。流冰擁塞形成的氾濫，空間上不是到處一樣——即高水位（High flood level）可在河流的某個地點發生，而上下游却少發生氾濫。往往流冰擁塞形成時，其後聚集河水，最後潰裂時，便會釋放水和冰，那時流冰擁塞移往下游發生，並重複整個過程。

流冰擁塞已經被區分成許多種類，而且也有過論文對它作過很多的描述。以目前的研究目的，我們將之區分成三種類型：即簡單的表面堆積，其厚度取決於上游邊緣地區（Upstream edge），水流和冰的特性；占水流橫截面大部分的堆積——仍然是漂浮；和所謂“乾（Dry）”流冰擁塞，其冰的堆積延伸至河底，並攔淺其上。對於流冰的擁塞，除了第一種類型之外，比較少有分析性的研究。而

且無論文學上有很多的敘述，到目前為止，仍然少有對他們發展情形作詳細計量的測量。說真的，更大災難型的流冰擁塞，足以形成令人畏懼的景象，會使人感到棘手，無從處理。

當河冰順流漂浮到上游漂浮堆積的終點時，一塊塊的浮冰塊（Floe）停止前進。水流速度，如大約在 0.6ms^{-1} 以下時，浮冰塊單獨並列堆積；速度如更高，通常因向下轉而沈沒。其間的流速，則在很接近前面邊緣處沈積，其堆積總厚度，可以下列關係，合理表示：

$$\frac{V}{[2gt_j(1-\frac{\rho_i}{\rho_w})]^{\frac{1}{2}}} = (1-\frac{t_j}{H}) \quad (4)$$

式中， V 是水流流速， H 是深度， t_j 是堆積厚度，而 $\frac{\rho_i}{\rho_w}$ 則是冰的比重。經此過程，冰可以堆積至 t_j/H 的值，大約等於 $\frac{1}{3}$ 。除了少許變化，這也是覆冰層如何在初冬期間形成的過程。但覆冰層在那裏首先穩定下來，而開始上游堆積過程的進行，還不完全清楚。當然，表面有明顯阻礙物的地方是例外，例如水庫（Reservoir）入口處有一完整的覆冰層，或冰欄木（Ice “loom”）（通常是一串漂流的木材，橫過河流，刻意使覆冰層穩定）。

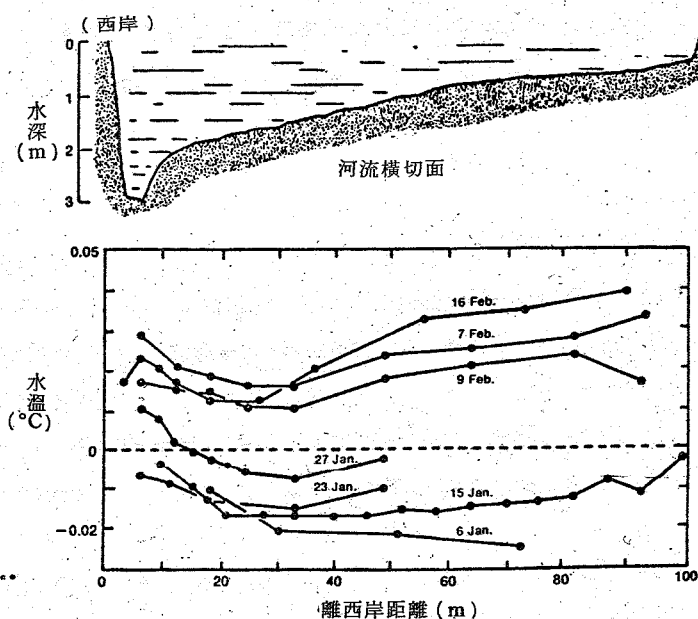


圖 5：愛荷華州，西得河（Cedar River）上，冰層下的水溫，採用 7 個冬日的記錄顯示，距離西岸不同距離，變化微小。一月份量得的， 0°C 以下的溫度並不歸因於過冷的作用，而是歸因於固體熔解使凝固點下降的作用。二月初開始的，水面下明顯的熔化顯示冬天中，即使很小的溫差，也有其重要性，特別是當氣溫也接近 0°C 時。

上述堆積類型的發生，也需要冰的堆積，能夠抵抗施加其上的壓力——有兩種主要的力，即其下水流的切力，和沿河流表面斜坡的重力分力。因為這些力，在河岸受摩擦阻力的抵抗，而且和河流寬度成正比。此種類型的堆積，是屬於窄河的特徵。辨別“窄”和“寬”河的標準是有用的。

假使河流是寬的，冰的堆積無法抵抗施加其上的力，則將因內部衰退（Internal failure）而增

厚，通常形容為推（Shoving）和堆（Piling）。增厚作用將繼續進行至冰層內部強度能夠將力轉移至河岸為止。當然它會一直提供橫截面附加的閉塞作用，造成水位升高。此一過程，已經由柏里塞特（Pariset）等學者用一種十分直進的方法分析過。而且他們的分析，已經提供了足夠的見識，使能預測許多此類例子的行為。

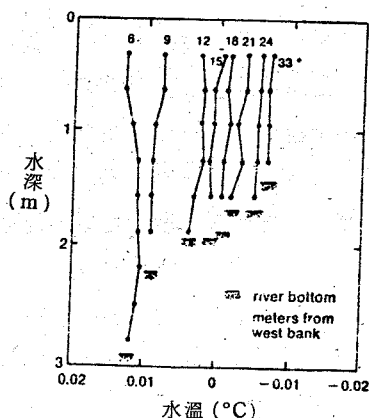


圖 6：1 月 27 日（點於圖 8 中的一天）在離西得河西岸，不同距離處記錄的水溫，在任何垂直剖面中，均無明顯的變化。

所有上述的分析，均基於假設是在漂浮情形下堆積的。然而很多情形，不是冰的供給量如此大，就是水流如此多變化，以致於冰必須攔淺，或堆高才能達到平衡。這些就是所謂“乾（Dry）”流冰擁塞，而且特別是在較小的河流上，他們的行為顯示很不穩定。

通常認為流冰擁塞，開始形成於窄而收縮的（Contracting）河段。其相反的情形，通常是流冰擁塞，開始於河道分歧的河段，或河流坡度由陡變緩的地方。這是當水流變慢，和變深時，全部表面運輸速率減小的結果。然而迄今，其臨界條件（Critical condition）還不明顯。

熱污水的效應

通常河流水溫，隨平均氣溫的年週期變化而變化。不過因使河水冷卻或加熱需要些時間，所以時間上，有延遲的現象。然而，當氣溫下降至凝固點以下時，河水因其凝固點的關係，不能有水溫下降的反應，冰的形成取代平衡熱量的損失。就如同圖 5 和圖 6 所示，冰一形成，冰層下的水溫非常接近 0°C 。

在較大的河流中，由於水的熔解熱大，整個冬天熱量的損失，不足以使所有的河水結凍。同時，冰層使其下的河水，和其上的冷空氣隔離，減少熱量損失。以致冰形成的速率，比河水上無冰層覆蓋，直接和大氣接觸形成冰的速率小很多。然而河水繼續流動，亂流轉移水的熱至冰，以致水溫十分接近 0°C 。

上述冬季河水的熱變律（Thermal regime），會被排入河流中的熱污水（Thermal effluent）所擾亂。假使熱污水和接納它的河水完全混合，或河水全部來自一暖源（Warm source），例如深水庫（Deep reservoir），則在河水冷卻至 0°C ，和冰開始形成之前，須要一些時間，和一段相當的距離。因為熱量損失，或多或少和氣溫在凝固點以下多少度成正比。順流而下至冰形成處的距離，隨氣溫而變。在很冷的期間，距離較短；而接近凝固點的期間，距離較長。有些河流，此一冰鋒（Ice front）位置前後的變動，可達好幾十公里。過去曾經假設，冰鋒位於 0°C 等溫線處而分析之。不過融化已經存在的冰，需要能量，會使時間延遲，而使得此一分析變得有點複雜。

當熱污水注入河邊時，就像通常的情形一樣，污水會很快和接納它的河水在垂直方向混合。而且如前所述，當往下游流的時候，會有對流的作用。由於亂流的混合作用，熱污水會逐漸往側面方向擴散。開放水面的地區（Open surface area），此一往側面方向的混合，和無冰期間的情形相同，但是冰層下的混合速率則大約是開放情形的一半。

過去曾經有人建議，適當的發電廠地址將使河流不會被冰封，全年均能通航。不過，假使要使整條河流均無覆冰層，其所需的熱量極大。因為沒有冰層的隔離作用，開放水域（Open water area）至氣溫在凝固點以下好幾度的熱量損失很大。

結 論

本篇簡短的研究報告，未能涉及很多副主題，包括冰留的結構（Ice-retention structure），河冰的作用力，冬季覆冰河流航運，和河冰的機械性質等問題。不過，在冰封期間，當我們利用河流的慾望增加，和把河冰問題當做可處理時，這方面的研究似乎已經成熟了。很多情形下，就冰特別的性質和特徵，將其他方面進步的研究，加以適當的修改，即很容易應用到河冰現象的分析。

寒冷地區研究工程實驗室，已經建造主要設備以研究上述主題。很多研究工作仍須繼續進行，其趨勢像過去一樣，從似穩狀態的觀點檢查河流。假使將來有了較大的發展，必須對於這些短暫的，屬於劇烈活動的，高度動態期間（Dynamic period），給予更多的注意。劇烈活動發生於穩定狀態間，而且大多可決定下一次穩定狀態。近年脈動雷達系統（Pulsed-radar system）的發展，已經提供了測量河冰厚度的方法，無須求助於機械的穿透和測量方法，而且可獲得足以證明實驗及解析結論所需的重要野外資料（Field data）。

譯自“American Scientist” 1979 January-February

參考文獻

1. Altberg, W.J. 1963. Twenty years of work in the domain of underwater ice formation (1915-1935). *Proc. Int. Union Geol. Geophys.*, Int. Assoc. Sci. Hydrol., pp. 373-407.
2. Devik, O. 1942. Supercooling and ice formation in open water. *Geofys. Publ.* 13:1-10.
3. Michel, B. 1967. From the nucleation of ice crystals in clouds to the formation of frazil ice in rivers. *Proc. Int. Conf. Low Temp. Sci.*, Sapporo, Japan, 1:129-37.
4. Chalmers, B., and R. B. Williamson. 1965. Crystal multiplication without nucleation. *Science* 148:1717-18.
5. Osterkamp, T. E. 1975. Frazil ice nucleation mechanisms. *Geophys. Inst., Univ. Alaska Rep. No. UAGR-230*.
6. Carstens, T. 1966. Experiments with supercooling and ice formation in open water. *Geofys. Publ.* 26:1-18.
7. Carey, K. L. 1966. Observed configuration and computed roughness of the underside of

- river ice. St. Croix River, Wisconsin. U.S.G.S. Prof. Paper 550-B, pp. B192-B198.
8. Larsen, P. 1969. Head losses caused by an ice cover on open channels. *J. Boston Soc. Civil Eng.* 56:45-67.
 9. Ashton, G. D., and J. F. Kennedy. 1972. Ripples on underside of river ice covers. *J. Hydraul. Div. ASCE* 98:1603-24.
 10. Lehmann, F. W. P. 1926. Stauungs-, zerreisungs-und schmelzungserscheinungen auf dem eise von himngewaessern. *Petermanns Geographische Mitt.* 68:188-89.
 11. Curl, R. L. 1966. Scallops and flutes. *Trans. Cave Res. Group of Great Britain*, vol. 7, no. 2, pp. 121-60.
 12. Michel, B. 1971. Winter regime of rivers and lakes. Monogr. III-Bla, Cold Reg. Res. and Eng. Lab., Hanover, NH.
 13. Bolsenga, S. J. 1968. River ice jams:A literature review. Res. Rep. 5-5, U.S. Lake Survey, Detroit, MI.
 14. Pariset, E., and R. Hausser. 1961. Formation and evolution of ice covers on rivers. *Trans. Eng. Inst. Can.* 5:41-49.
 15. Pariset, E., R. Hausser, and A. Gagnon. 1966. Formation of ice covers and ice jams in rivers. *J. Hydraul. Div. ASCE* 92:HY6:1-24.
 16. Ashton, G. D., and J. F. Kennedy. 1970. Temperature and flow conditions during the formation of river ice. Int. Assoc. Hydraul. Res. Symp. on Ice and Its Action on Hydraulic Structures, Reykjavik, Iceland, paper 2.4.
 17. Donchenko, R. V. 1978. Conditions for ice jam formation in tailwaters. Draft Translation 669, Cold Reg. Res. and Eng. Lab., Hanover, NH.
 18. Dingman, S. L., W. F. Weeks, and Y. C. Yen. 1968. The effects of thermal pollution on river ice conditions. *Wat. Resources Res.* 4:349-62.
 19. Engmann, E. O. Turbulent diffusion in channels with a surface cover. *J. Hydraul. Res.* 15:327-35.
 20. Dean, A. M. 1977. Remote sensing of accumulated frazil and brash ice in the St. Lawrence River, Rep. 77-8, Cold Reg. Res. and Eng. Lab., Hanover, NH.
 21. Bates, R. E., and M. A. Bilello. 1966. Defining the cold regions of the northern hemisphere. Tech. Rep. no. 178, Cold Reg. Res. and Eng. Lab., Hanover, NH.