RÉGIME DES GLACES DES RIVIÈRES

par M. W. LASZLOFFY
Ingénieur-Docteur

Les manuels des ingénieurs hydrauliciens ne s'occupent pas des détails du régime des glaces des rivières. Le phénomène de la congélation, bien qu'il ne soit pas tout à fait inconnu sur les grands fleuves d'Europe occidentale, ne revient pas toutes les années. La débâcle y est de courte durée et il n'y a pas d'embâcles menaçant les riverains de graves inondations. Pour ce qui est des cours d'eau de moindre importance, leur régime de glace n'accuse pas de traits remarquables, ceci d'autant moins que l'hiver est l'époque de l'étiage.

Ce n'est que depuis peu que - conjointement surtout à différents problèmes touchant l'aménagement des forces hydrauliques - on a procédé à une étude plus approfondie des phénomènes gênants occasionnés par les glaces. La lutte systématique contre ces inconvénients, ainsi que la prévision de l'apparition et de l'importance des divers phénomènes du régime des glaces prit un essor particulier sur la base de ces études.

La présente étude a pour but d'esquisser un résumé concernant le régime des glaces des rivières, d'une part sur la base des observations faites sur les rivières hongroises, et d'autre part, en tenant compte des recherches faites en Europe Orientale et Septentrionale ainsi qu'en Amérique du Nord.

En nous occupant du régime des glaces, nous allons traiter :

1° — la formation des glaces,
2° — l'écoulement des glaçons,
3° — la prise de la rivière,
4° — la débâcle.

1° — FORMATION DES GLACES

La température des cours d'eau naturels, en raison du mouvement hélicoïdal de l'eau occasionné par les sinuosités du lit et de la turbulence, est, plus ou moins, la même dans tous les points du profil transversal. Il va sans dire que la couche de quelques centimètres d'épaisseur de la surface, en contact avec l'air, accuse des différences thermométriques sensibles, de même que les eaux presque stagnantes dans les endroits peu profonds où elles se réchauffent plus vite en été et se refroidissent rapidement en hiver. Enfin, des différences de température atteignant 2 à 3 c° dans le même profil transversal peuvent être provoquées par un afflux vers la rivière d'eaux souterraines. (1).

Toutefois cela ne change rien au fait que nous avons signalé, à savoir que le refroidissement en hiver des eaux courantes, contrairement à ce qui se passe dans les lacs, s'effectue à la fois dans leur masse totale.

Après un refroidissement de quelques 0,1 ou 0,01 c° au-dessous de zéro, la formation des glaces se met en train **dans le profil entier.** Les conditions et l'allure du phénomène ont été éclaircies par le savant russe M.W.J. ALTBERG (2). Suivant ses recherches, les conditions de cristallisation de la glace sont les suivantes :

1°) état en surfusion de l'eau (facteur thermodynamique) ;
2°) écoulement turbulent facilitant les échanges thermiques (facteur dynamique) ;
3°) présence de germes de cristallisation (grains de poussières se trouvant en suspension dans l'eau, faibles inégalités du fond du lit ou des surfaces d'objets se trouvant dans l'eau ;
4°) conduction constante de la chaleur par l'air froid en contact avec la surface de l'eau.

Pour ce qui est de leur formation et de leur structure, les germes cristallins sont entièrement identiques, qu'ils se forment sur le fond du lit

(1) F.I. BYDIN : Thermal and ice regime of some rivers in U.S.S.R. and the conditions of foreeing the same. — Ass. Internat. d'Hydrologie Scientifique. Bulletin n° 23. 6° Assemblée Générale à Edimbourg. II. Comptes rendus et Mémoires des Commissions des Neiges et des Glaciers. Riga 1938 pp. 245-273.

(2) W.J. ALTBERG : Twenty years of work in the domain of underwater ice formation 1915-1935 - Ass. Int. d'Hydrologie Scientifique. Bull. n° 23. Riga 1938 pp. 373-407.

M. et Mme CHENAIS : Constantes physiques de l'eau, Paris, Dunod, 1939.

Article published by SHF and available at http://www.shf-lhb.org or http://dx.doi.org/10.1051/lhb/1948058

ou à l'intérieur de l'eau. Puisqu'il n'y a pas de différence entre eux au point de vue physique, M. ALTBERG a introduit la dénomination « **glace sous l'eau** » (underwater ice). Toutefois le lieu de formation de certaines boulettes de glace est révélé par la présence des particules terreuses qui y sont englobées. C'est ce fait conforme à l'expérience acquise par les bateliers, qui a amené à faire une distinction entre la « glace de fond » (anchor ice) et le «fraisil » ou sorbet de glace (frazil ice). (Quand le gel, dans une rivière agitée, se poursuit rapidement, on obtient une masse de petits cristaux très fins qui, bien que plus légers que l'eau liquide, ne remontent pas à la surface - la viscosité retarde leur mouvement ascensionnel et le mouvement de l'eau les entraîne -, c'est ce qu'on appelle le sorbet).

L'importance de la glace de surface (surface ice, sheet ice) est insignifiante dans la vie des cours d'eau, bien que l'on observe la formation de pellicules de glace dans les parages et en général, le long des rives (shore ice) où les eaux accusent peu de mouvement.

a) au cours de l'écoulement, le travail mécanique de l'eau se transforme en chaleur. Plus l'écoulement est rapide, plus la quantité de chaleur qui se développe est grande. En supposant des conditions thermométriques analogues, le refroidissement et la congélation des glaces se produisent plus lentement sur les tronçons de fleuve à forte pente et à courant rapide que sur les secteurs à faible vitesse se trouvant dans la plaine. Cependant, comme dans la congélation de l'eau, le dégagement constant de chaleur joue un rôle prépondérant, la formation des glaces peut être également considérable sur les tronçons de rivière à courant rapide, où la surfusion de l'eau est réduite.

b) la quantité des particules solides en suspension dans l'eau et servant de germes pour les cristaux de glace dépend de nombreux facteurs. A notre point de vue, il faut souligner tout d'abord, que l'écoulement superficiel diminue en hiver, où les rivières sont alimentées de plus en plus par les nappes aquifères. Ce sont des eaux filtrées. Les précipitations atmosphériques tombent en forme de neige et la couverture de

Photo 1. — Glace de fond sur le **Talabor**, rivière à courant rapide dans les Carpates de NE.

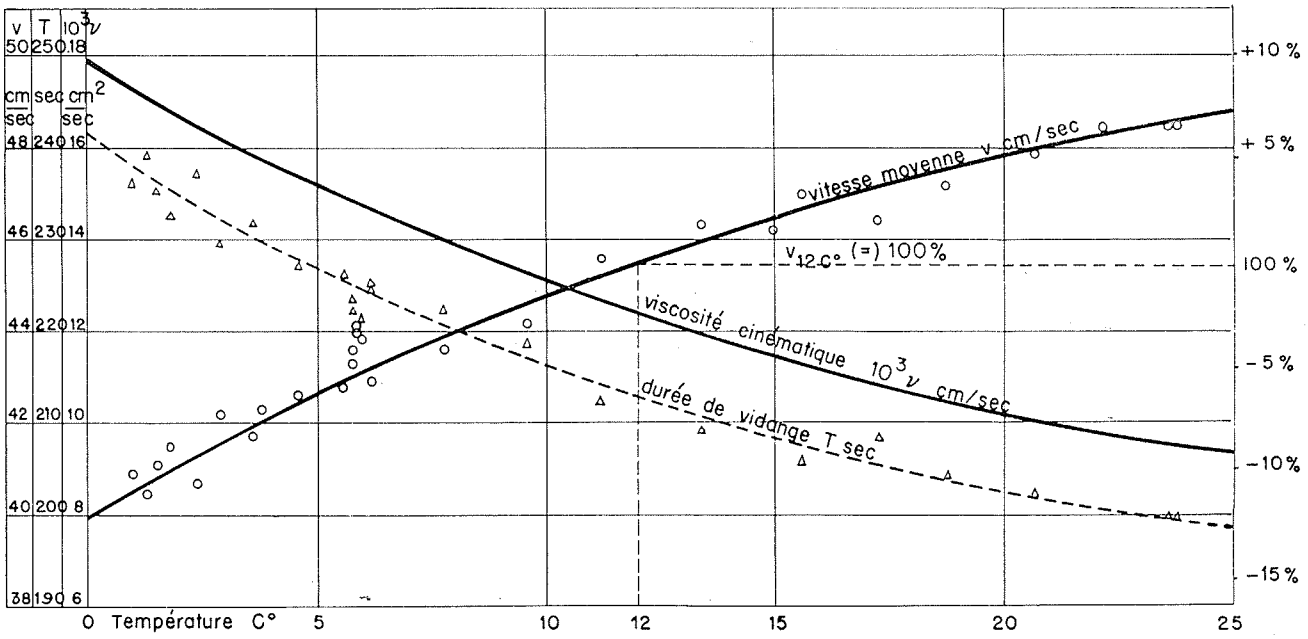


Fig. 1. — Influence de la température de l'eau exercée sur la vitesse d'écoulement (suivant les expériences de l'auteur)

neige empêche la formation de la poussière, ce qui contribue également à diminuer de plus en plus la quantité des matières solides en suspension des rivières. En outre, dans le cas d'un gel prolongé, le débit des rivières et simultanément leur force d'entraînement va aussi en diminuant. Le morcellement des matières entraînées à gros grain s'affaiblit, et par suite, la quantité des grains de vase en suspension dans l'eau devient plus faible. Il en résulte une diminution de la proportion de glace formée, puisque c'est à partir des particules solides que la cristallisation s'amorce. On sait très bien que les eaux en hiver sont plus limpides et plus transparentes qu'en toute autre saison. Il en ressort que **le rythme de la formation des glaces,** dans le même tronçon, **est plus rapide au commencement de l'hiver** que plus tard, alors que les eaux se clarifient.

c) la couverture de glace des rivières contribue également à diminuer le rythme de la formation des glaces. En effet, la couverture de glace joue le rôle d'un isolateur tout en rendant difficile la conduction constante de chaleur, c'est-à-dire de suffire aux conditions signalées sous 4°.

La formation des glaces, c'est-à-dire le refroidissement de l'eau jusqu'au zéro c°, n'a aucune influence sensible sur les conditions de l'écoulement, bien que la modification de la densité et de la viscosité de l'eau doive s'exprimer dans la vitesse de son mouvement. Au laboratoire, par exemple, quand j'ai vidé un vase de 4.000 cm³ par un tuyau de 7,4 mm de diamètre et de 1.100 mm de longueur, j'ai obtenu différentes durées de vidange et différentes vitesses moyennes (3). Suivant les résultats des expériences représentées sur la fig. 1, les courbes de durée de vidange et du coefficient de la viscosité cinématique sont sensiblement parallèles. La mesure de la vitesse, en adoptant comme vitesse moyenne (100%) la vitesse correspondant à une température de 12 c°, révélait des écarts de — 7 à + 13%. Ces expériences ont été faites en laboratoire, en employant un tuyau de verre à paroi lisse. Mais il semble que parmi les multiples facteurs exerçant une influence sur l'écoulement des eaux des cours d'eau naturels, l'effet de la température soit peu sensible. La précision des jaugeages n'est pas suffisante pour qu'on puisse vérifier une influence telle. M. EHRENBERGER, en jaugeant le débit d'un cours d'eau naturel de température de 8,7 et 20 c° à la même hauteur d'eau a obtenu des résultats identiques (4).

La formation des glaces est facilitée par la présence des divers objets et des constructions établies dans l'eau. Par conséquent, la glace sous l'eau peut occasionner de graves inconvénients dans le service des usines hydrauliques et de pompages, ainsi que dans la manipulation des

(3) W. LASZLOFFY : Régime des glaces des fleuves en général et plus particulièrement du Danube. Vizugyi Kozlemenyek (revue d'Hydraulique), 1934, pp. 369 à 435 (en langue hongroise avec des résumés français, anglais, allemand et italien), Budapest 1934.

(4) R. Ehrenberger : Temperatur und Wasserbewegung. Die Wasserwirtschaft, Vienne 1933, pp. 105 à 123.

écluses et des barrages des rivières canalisées. (5). La glace de fond peut former de véritables îlots émergeant au-dessus de l'eau, restant souvent pendant toute la durée de l'hiver. Elle peut occasionner aussi des perturbations dans le service des installations de captage des usines d'alimentation en eau potable. M. ALTBERG signale qu'en 1914, la ville de Leningrad connut des disettes en eau potable, car le fond du lit de la Néva était couvert de glaces de fond de 1 m. d'épaisseur, même à une profondeur de 20 mètres, faisant obstacle au cheminement des eaux vers les puits.

Les études physiques et descriptives ayant pour but d'éclaircir les divers phénomènes de glace et d'éliminer leurs inconvénients sont d'importance primordiale au point de vue de l'emplacement des ouvrages et du calcul des divers dispositifs de protection par chauffage. L'importance pratique de la **cryoscopie** va, à l'heure actuelle, en s'accroissant. Les résultats des recherches thermodynamiques, ainsi que les observations statistiques ont fourni les bases scientifiques de la prévision de la formation des glaces. Toutefois, les constatations de nature quantitative ne sont pas encore propres à une généralisation.

2° — L'ECOULEMENT DES GLAÇONS

Le poids spécifique de la glace étant inférieur à celui de l'eau (0,9167 gr/cm³ contre 0,99987 gr/cm³ au zéro c°), les paquets transparents composés des cristaux congelés, ainsi que les masses de glace se détachant du fond du lit montent à la surface de l'eau en formant des glaçons.

Les glaçons s'écoulant sur la surface de l'eau se cognent, sans cesse les uns contre les autres, deviennent ronds et il se forme sur leur pourtour un rebord qui joue un rôle très important dans le processus du renforcement des glaces. En effet, en raison de ce rebord, tous les glaçons épousent la forme d'une assiette plate. Or, ces assiettes se heurtent les unes contre les autres, s'enfoncent dans l'eau, se remplissent d'eau, laquelle une fois gelée, renforce les glaçons. D'autre part, par suite des dits rebords, la surface de contact des glaces minces devient plus grande, facilitant leur congélation (fig. 2), de sorte que

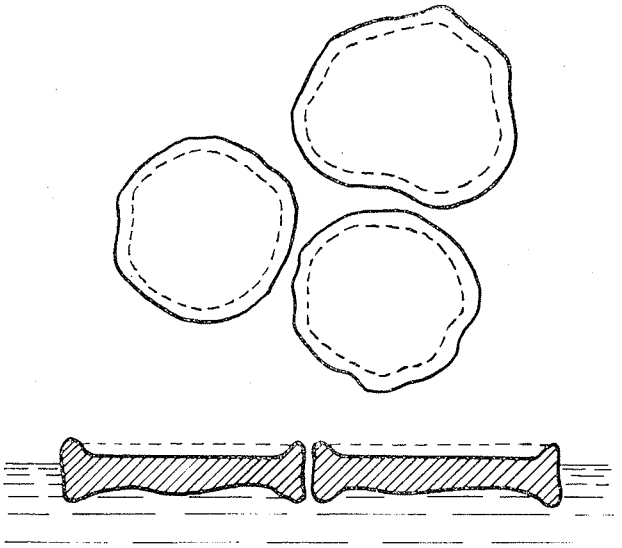


Fig. 2. — Forme caractéristique des glaçons.

le diamètre des glaçons en marche s'accroît brusquement pour recouvrir bientôt toute la surface de la rivière.

a) les règles relatives à **l'écoulement des glaçons** ont été exprimées en forme mathématique, par M. SCHOKLITSCH (1930) (6) : Soient « B » la largeur du plan d'eau, « v » la vitesse moyenne de superficie, « $\sigma < 1$ » la quote-part du plan d'eau occupé par la glace, désigné dans la suite « **degré de couverture de glace** » ; on obtient la quantité des glaces passant par les profils consécutifs « 1 » et « 2 » de la rivière.

$$\sigma_1 B_1 v_1 = \sigma_2 B_2 v_2 \quad (M^2/sec.) \ldots\ldots (1)$$

formule qui veut dire que, dans le cas d'une marche constante des glaces, le produit des trois quantités est constant dans tous les points d'un tronçon de rivière, ou bien que la modification d'une quelconque de ces grandeurs a pour conséquence la modification des deux autres. En supposant constante la quantité de glaces passant par le profil dans l'unité de temps, les cas suivants peuvent se poser :

a_1) le débit de la rivière se modifie (au moment de la marche des glaces, il diminue en général) ; supposons que les eaux baissent. La largeur du plan d'eau et la vitesse d'eau dimi-

(5) Ces phénomènes sont bien connus sur les voies d'eau de la France Nord-Est. M. A. THIMEL, Directeur de la Société Générale d'Entreprises, mentionne ses expériences acquises sur la Moselle dans une lettre privée : « Les agents des Ponts et Chaussées me signalaient (et j'ai d'ailleurs pu constater le fait) le phénomène de la glace de fond. Lorsque la température s'abaisse brusquement, les premiers glaçons que l'on voit se détachent du fond de la rivière et paraissent à la surface en paquets ayant un peu l'apparence d'une éponge, mélangés de terre ou de vase, probablement arrachée du fond de la rivière. Cette glace est très dangereuse pour les barrages de navigation, car elle vient s'appliquer sur les éléments de bouchure des barrages et sa consistance plastique la fait pénétrer dans les joints et les fissures, de sorte que l'on peut voir alors un embâcle de l'ouvrage qu'il devient impossible de manœuvrer.

(6) SCHOKLITSCH : Wasserbau. Springer, Vienne 1930, tome 1, page 158.

nuent également, par conséquent le degré de couverture de glace augmentera (raison hydraulique).

a_2) en supposant une largeur constante du plan d'eau, la vitesse d'eau se modifie (par ex. la pente se modifie). En mettant $B_1 = B_2$ on obtient de la formule (1) :

$$\frac{\sigma_2}{\sigma_1} = \frac{v_1}{v_2}$$

c'est-à-dire que le degré de couverture de glace varie en rapport inverse de la vitesse. En d'autres termes, la diminution de la vitesse entraîne l'augmentation du degré de couverture de glace. Etant donné que la vitesse est directement proportionnelle à la profondeur et à la pente ($v = k\ R^m J^n$), le degré de couverture de glace s'accroît partout où la pente du niveau d'eau ou la profondeur moyenne diminue (7).

a_3) Supposons que la vitesse reste invariable et que la largeur du lit se modifie. Si $v_2 = v_1$, $\sigma_2 : \sigma_1 = B_1 : B_2$ le degré de couverture de glace est en rapport inverse de la largeur du plan d'eau. Il va sans dire que la même quantité de glace occupe une plus grande portion d'une surface d'eau de moindre étendue que d'une surface d'eau de plus grande étendue, et inversement.

b) La pente des cours d'eau s'atténue successivement à partir de leur source vers leur embouchure. La forme du profil en long idéal est une courbe concave (vue de haut en bas) dont la tangente est horizontale à son point extrême correspondant à l'embouchure. Considérant qu'à mesure que la pente s'affaiblit la vitesse diminue, **la formation des glaces va en s'accroissant à partir de la source vers l'embouchure de la rivière** (voir 1/a) et, en même temps, le degré de couverture de glace a une tendance progressive (voir 2/a_2) (raison géographique).

c) Le degré de couverture de glace se modifie également par suite de la **configuration du lit.** Les glaçons en marche dans les courbes aiguës de la rivière, n'étant pas à même, par suite de leur inertie, de suivre le courant passant au point de l'inflexion d'un côté à l'autre, restent le long du côté de leur cheminement. En raison de cela, ils piétinent sur le haut-fond (côté convexe) de la courbe suivante, tout en rétrécissant le profil d'écoulement (fig. 3). Suivant ce qui a été signalé sous 2/a_3, le degré de couverture de glace s'accroît brusquement.

(7) Dans l'Hydraulique fluviale, on remplace le rayon hydraulique par la profondeur moyenne, c'est-à-dire R = h.

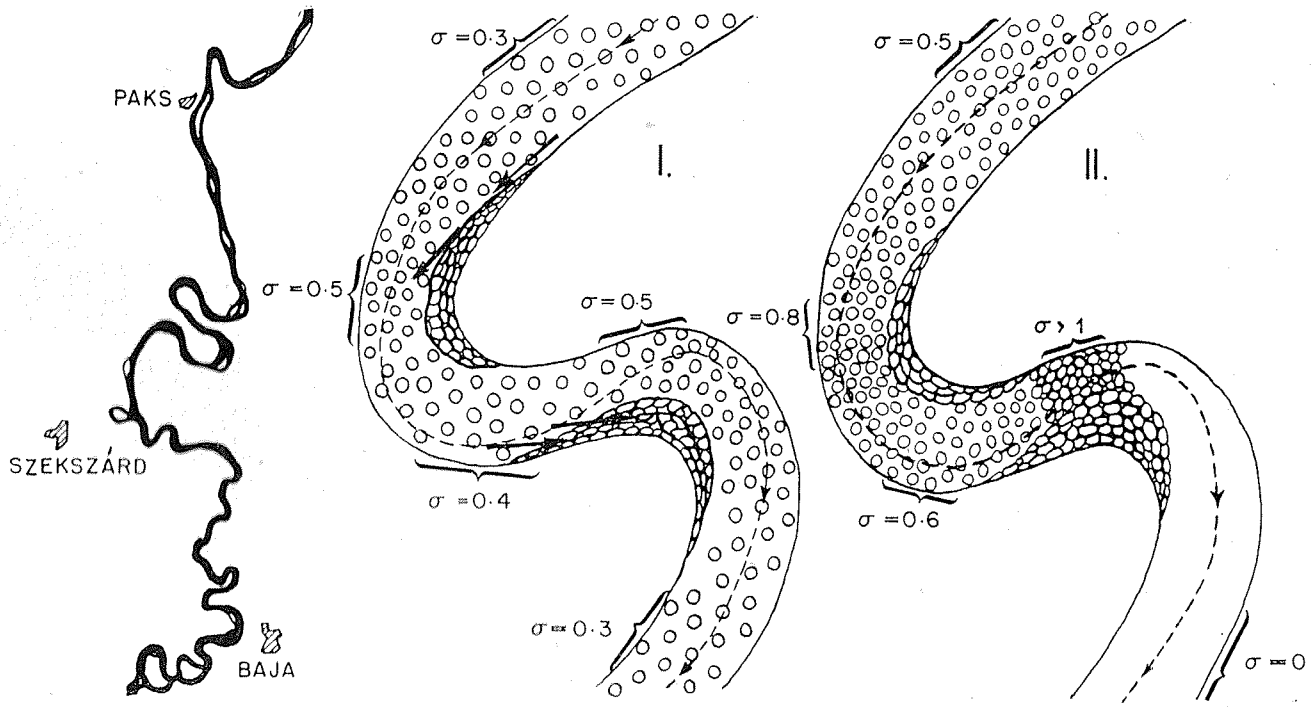


Fig. 3. — Rôle des courbures de rivières joué dans l'arrêt des glaces. A gauche : Sinuosités caractéristiques d'un secteur du Danube Moyen (Km 1470 à 1540) avant la régularisation,

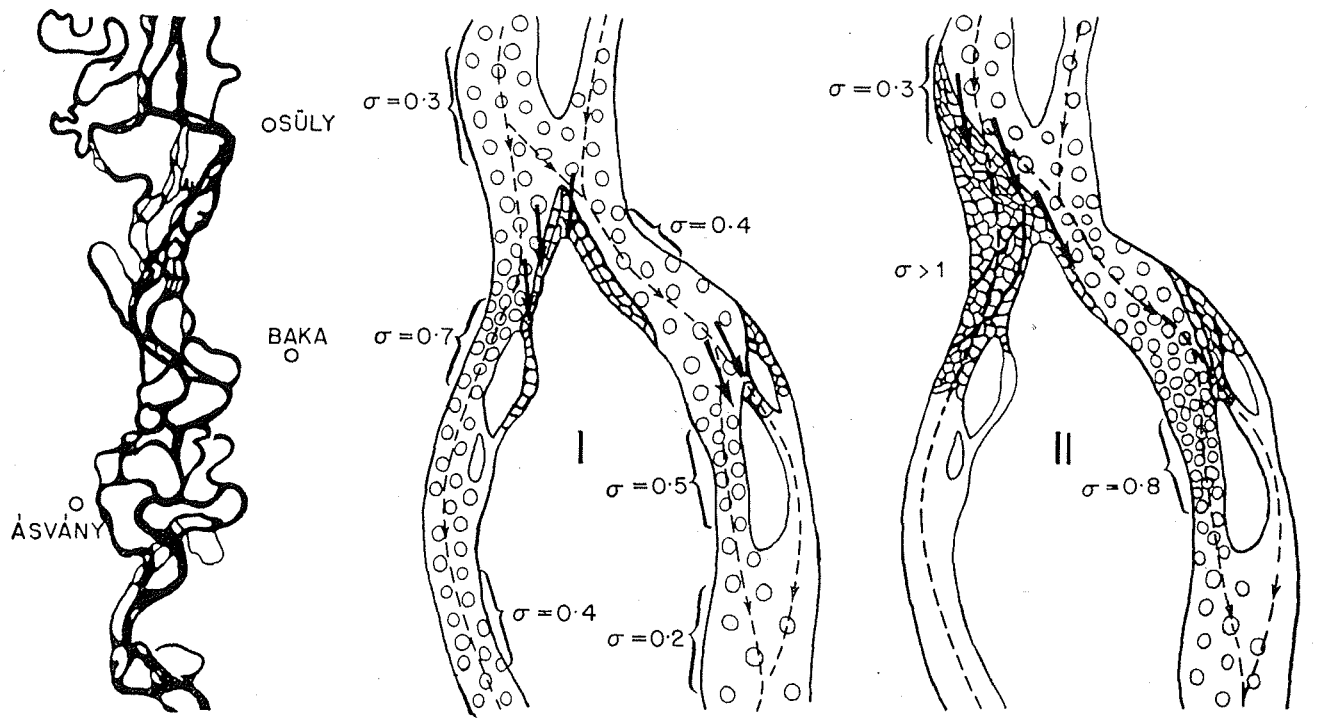


Fig. 4. — Rôle des hauts-fonds et des divagations joué dans l'arrêt des glaces. A gauche : Tronçon du Danube en aval du confluent de la Morava-March (Km 1810 à 1835) avant la régularisation.

Les glaçons s'arrêtant aux pointes des hauts-fonds et des îles, contribuent aussi à rétrécir la voie de passage (fig. 4). En raison du rétrécissement de la voie des glaçons aussi bien que de la diminution de la profondeur et de la vitesse due à la bifurcation du lit en amont de la pointe de l'île, une augmentation locale du degré de couverture de glace se produit.

Il s'ensuit de ce qui a été mentionné, que, lors de la marche des glaçons :

1°) le degré de couverture de glace de la rivière, pour des raisons hydrauliques et géographiques, s'accroît successivement à partir de la source vers l'embouchure.

2°) la rivière subit simultanément à plusieurs endroits des modifications sensibles suivant la valeur de la pente locale et suivant la configuration du lit.

Il est certain que l'apparition des glaces influence essentiellement les conditions d'écoulement. Les cristaux se formant dans l'eau augmentent le frottement intérieur du liquide qui n'est qu'en partie équilibré par la diminution de la quantité du limon en suspension. Par suite de la formation de la glace de fond, la rugosité du fond du lit se modifie. Enfin, les glaçons s'écoulant sur la surface de l'eau donnent un surplus de travail à l'écoulement. Dans le cas où les 60 à 80 % de la surface d'eau sont couverts de glaces, les glaçons, en se cognant les uns contre les autres, heurtant les rives, s'arrêtant et tournant sans cesse, freinent les couches d'eau de la surface. Cet effet se trouve encore augmenté en présence d'un vent soufflant en sens contraire de l'écoulement.

Dans cette période de cheminement des glaces, on ne peut effectuer aucune mesure, sinon aux risques et périls des instruments. On ne saurait non plus tirer des conclusions de la montée du niveau d'eau (conséquence de l'accroissement du frottement sans que le débit du fleuve s'accroisse) sur l'effet des glaces en marche exercé sur la vitesse. En effet, au moment du commencement de l'écoulement des glaces, le débit du cours d'eau, du fait du gel, diminue brusquement. Donc, si l'apparition des glaces occasionne la montée du niveau d'eau, la diminution du débit a un effet contraire, ce qui ne permet pas de distinguer séparément les deux effets.

En vue d'éviter les endommagements des ouvrages, il faut toujours, en élaborant les projets des travaux hydrauliques, tenir compte de l'écoulement libre des glaces. Les ouvrages de protection des rives exécutés sur des rivières où l'apparition des glaces est fréquente, doivent

présenter des surfaces lisses afin que les glaçons s'écoulant ne puissent les attaquer. L'espacement des piles des ponts et des barrages doit être fixé de sorte qu'il soit un peu supérieur à 2 fois le diamètre des glaçons. A l'heure actuelle, les éléments de bouchure des barrages en rivière comportent des clapets permettant de faire écouler, de temps en temps, les glaces sans la suppression prolongée de la retenue.

3° — LA PRISE DU FLEUVE

Partout où le degré de couverture de glace devient $\sigma \geqq 1$ c'est-à-dire si la superficie des glaçons arrivant dans l'unité de temps est supérieure à la surface libre d'eau devant être franchie dans le même temps, les glaces s'accumulent et s'arrêtent forcément. L'arrêt peut aussi se produire par suite des motifs mécaniques, même si $\sigma < 1$ dans le cas où les glaces s'accumulant finissent par prendre la forme d'une voûte.

Comme nous l'avons vu, le degré de couverture de glace s'accroît avec la diminution de la pente. Par conséquent le parcours inférieur des fleuves se prend plutôt que le parcours supérieur. Sur un tronçon relativement long à pente moyenne uniforme, les glaces s'arrêtent simultanément dans plusieurs endroits : dans les courbes aiguës, dans les rétrécissements ou dans les endroits accusant peu de profondeur, donc partout où σ devient $\geqq 1$. Les glaçons étant en marche sur un secteur de rivière limité par deux points d'arrêt, les glaces forment une couverture continue se développant en sens aval-amont. Etant donné cependant que le total de leur surface est inférieur à celle du plan d'eau — puisque σ était < 1 pour le secteur entier — il reste entre deux tronçons, couverts de glaces, une surface plus ou moins longue libre de glaces (voir fig. 3 et 4). Ces surfaces libres se ferment, en général, après glissement de la couverture de glace du tronçon plus en amont.

Après la prise de la rivière, l'aspect de **l'écoulement d'eau se transforme au fond.** Le plan d'eau ouvert est remplacé par une couverture continue des glaçons entassés. Au lieu de l'écoulement libre, les eaux s'écoulent sous charge.

Nous indiquons sur la fig. 5, pour le profil de Kaunas de la rivière Nemunas, la variation, au

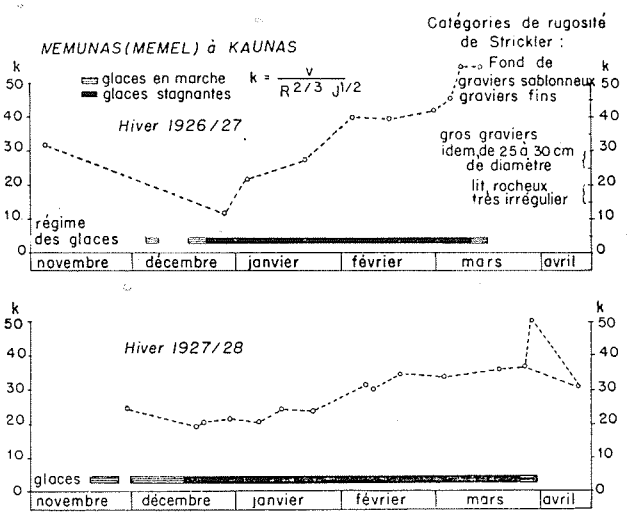


Fig. 5. — Variation au cours de l'hiver, du coefficient de vitesse figurant dans la formule de STRICKLER (Sur la base des mesures du **Service Hydrométrique Lithuanien**).

cours de l'hiver, du coefficient de vitesse k de la formule de STRICKLER :

$$v = k\, R^{2/3}\, J^{1/2} \qquad (8)$$

sur la base des mesures du Service Hydrographique Lithuanien. Comme il ressort de la figure, le coefficient de vitesse se chiffrant par 32 à 35 environ en temps ordinaire, a baissé jusqu'à k = 9 à 11 en hiver, puis il a atteint la valeur de 54,6 ; sa valeur variait donc entre les limites de 0,35 k à 1,7 k. Nous avons représenté sur la figure la date de l'apparition des glaces, ainsi que de la prise de la rivière. Il est bien visible que, lors de la prise du fleuve, la rugosité du lit est très grande, puis elle diminue au fur et à mesure que la surface inférieure de la couverture de glace devient moins accidentée ; elle devient même plus faible que dans la période sans glace. Ce qui s'explique par le fait que le profil d'écoulement est limité en haut par une surface de glace plus lisse que le fond du lit, d'une part, et que la végétation sur les rives augmentant essentiellement la rugosité, meurt.

En raison de la prise de la rivière, l'aire de la section d'écoulement diminue également d'une façon considérable ; la figure 6, représentant les résultats d'un jaugeage effectué sur le Danube, en donne une idée.

---

(8) En pratique, $k = \frac{1}{n}$, où n désigne le coefficient de GANGUILLET-KUTTER.

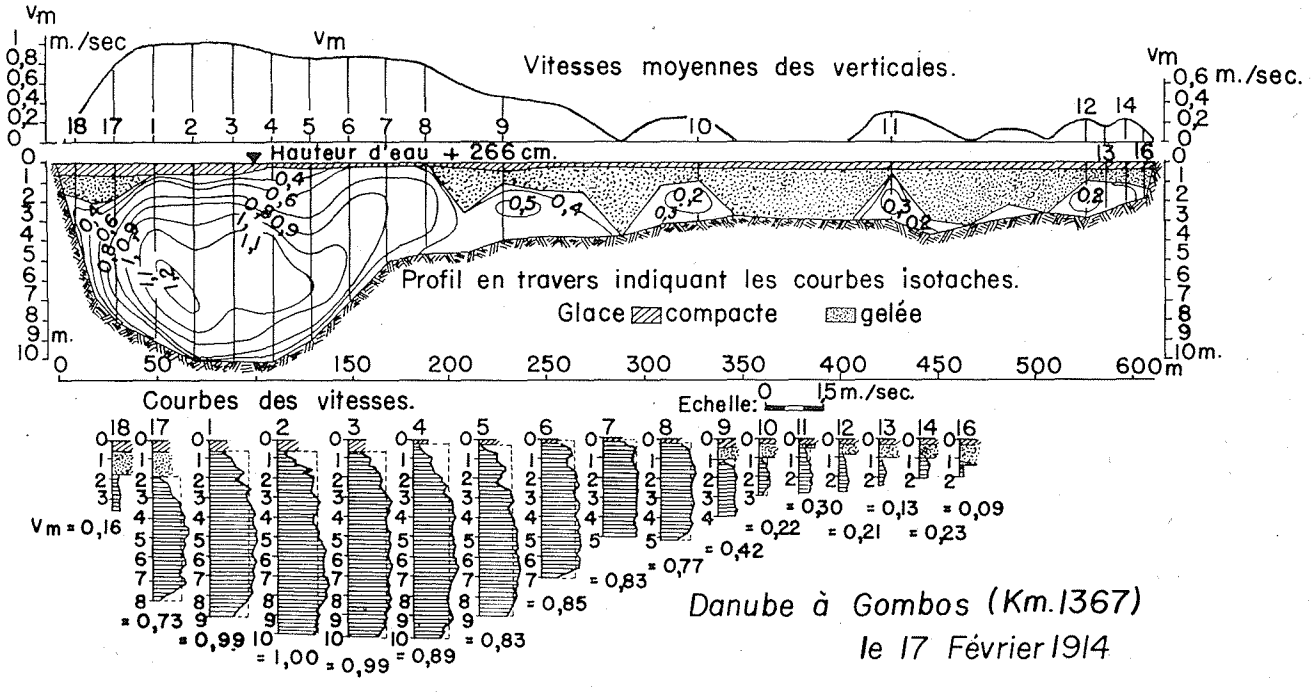


Fig. 6. — Influence des glaces sur l'écoulement des eaux. (Résultats d'un jaugeage du **Service Hydrographique Hongrois**). Hauteur d'eau : + 266 cm. ; aire de la section mouillée : **F** = 1824 m². Vitesse moyenne : 0,75 m/sec. ; débit effectif : **Q'** = 1360 m³/sec. ; débit apparent - à la même hauteur d'eau sans glaces - : **Q** = 2120 m³/sec. ; (rapport $\varphi = \frac{Q'}{Q} = 0{,}64$).

L'effet exercé par la croûte de glace sur l'écoulement des eaux peut être caractérisé, d'après M. KOLUPAILA [9], comme il suit : En désignant par $F = B\,h$ la section d'écoulement, la vitesse d'eau est :

$$v = k\,R^{2/3}\,J^{1/2} = k\,h^{2/3}\,J^{1/2}$$

donc, le débit écoulé dans la période sans glace :

$$Q = Fv = B\,h\,k\,h^{2/3}\,J^{1/2}$$

Dans la rivière couverte de glaces, si l'épaisseur de la glace au-dessous du plan d'eau est « e », la profondeur moyenne est :

$$h' = (h - e),\ F' = B'\,(h - e),\ v' = k'\,R'^{2/3}\,J'^{1/2}$$

et considérant que la surface de frottement a doublé : $R' = \frac{h - e}{2}$

donc :

$$Q' = F'\,v' = B'\,(h - e)\,k'\left(\frac{h - e}{2}\right)^{2/3} J'^{1/2}$$

Le rapport des deux valeurs est de :

$$\frac{Q}{Q'} = \frac{B}{B'}\,\frac{h}{h - e}\,\frac{k}{k'}\left(\frac{h - e}{2\,h}\right)^{2/3}\left(\frac{J'}{J}\right)^{1/2}$$

(9) S. KOLUPAILA : Die Berechnung der Winterabflussmengen ; Tallinn, 1928.

En faisant abstraction des différences des largeurs et des pentes, on obtient la formule :

$$\varphi = \frac{Q'}{Q} = 0{,}63\,\frac{k'}{k}\left(1 - \frac{e}{h}\right)^{5/3} \qquad (2)$$

exprimant le rapport par lequel le débit diminue du fait de la couverture de glace. Il ressort de la formule qu'en raison de l'arrêt des glaces — abstraction faite de la modification de la rugosité du lit et de l'épaisseur de la glace — la section d'écoulement ne débite plus que les 2/3 de son apport primitif.

Le changement brusque de la résistance de frottement, ainsi que de la section d'écoulement lors de l'arrêt des glaces se manifeste dans la montée rapide du niveau d'eau, en raison duquel

Ci-contre : Fig. 7. — Régime des glaces et variation du niveau d'eau sur le Danube Moyen au cours de l'hiver 1913-14. La figure indique la formation des glaces, la prise du fleuve et la débâcle en fonction du temps, se rapportant aux stations limnimétriques consécutives. — A droite : kilométrage du fleuve et nom des stations limnimétriques les plus importantes. Il est bien visible que la couverture de glace se développe en sens de l'aval vers l'amont, que sa formation due à des causes mécaniques, commence à plusieurs endroits, et que la débâcle se produit en sens du courant. L'arrêt de la glace occasionne un rapide exhaussement du niveau d'eau. A l'occasion de la débâcle, il se produit des violentes crues locales tout à fait irrégulières. En aval du confluent de la Drave (Km 1382) l'effet favorable du lit élargi se manifeste nettement.

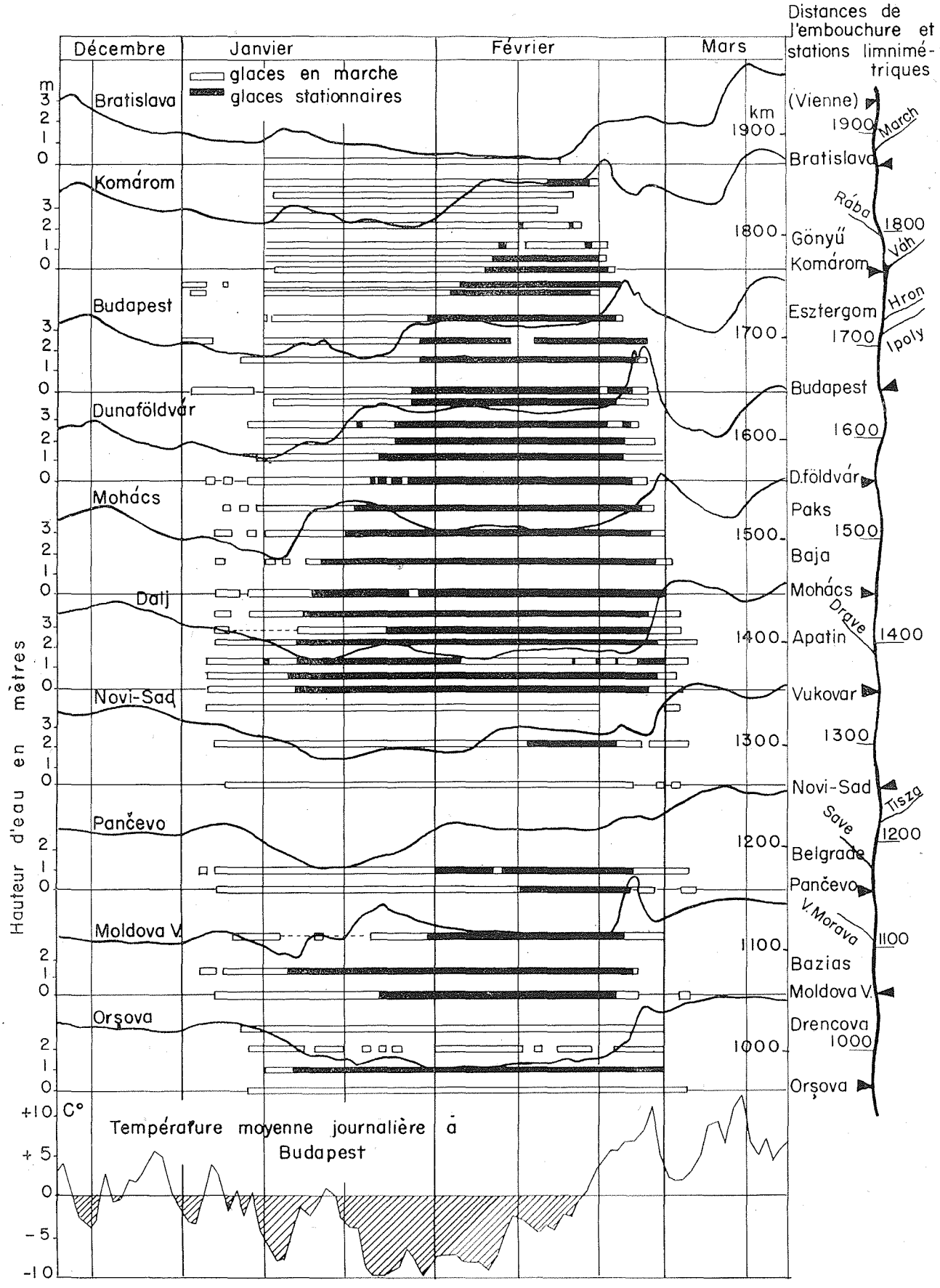

Décembre
Janvier
Février
Mars
glaces en marche
glaces stationnaires
Distances de l'embouchure et stations limnimétriques
Hauteur d'eau en mètres
m
Bratislava
Komárom
Budapest
Dunaföldvár
Mohács
Dalj
Novi-Sad
Pančevo
Moldova V.
Orşova
km
1900
1800
1700
1600
1500
1400
1300
1200
1100
1000
(Vienne)
Bratislava
Gönyű
Komárom
Esztergom
Budapest
D.földvár
Paks
Baja
Mohács
Apatin
Vukovar
Novi-Sad
Belgrade
Pančevo
Bazias
Moldova V.
Drencova
Orşova
March
Rába
Váh
Hron
Ipoly
Drave
Tisza
Save
V. Morava
C°
Température moyenne journalière à Budapest
+10
+5
0
-5
-10

Photo 2. — Chemin sur la glace du Danube, à côté de **Lang-Enzersdorf,** près de Vienne (Km. 1938, Janvier 1929)

Photo 3. — Vue à travers le Danube vers **Schönbüchl,** (Km 2032 - Janvier 1929).

les glaces déjà arrêtées seront à nouveau disloquées. C'est par ces glissements réitérés des embâcles que la **couverture ferme de glace** se forme sur une longueur considérable de la rivière. La figure 7, représentant le secteur de presque 1.000 km. de longueur du Danube moyen et indiquant, en dehors du régime des glaces, les variations des hauteurs d'eau, fait bien ressortir le processus de la formation de la couverture unie de glace, ainsi que la montée tantôt violente, tantôt modérée se produisant simultanément. La formation de la couverture de glace remonte à une vitesse de 15 à 20 km. par jour sur le secteur régularisé du Danube moyen, tandis que, sur le secteur non régularisé, elle atteint 35 à 40 km., voire même 100 km. par jour !

La surface inférieure de la couverture de glace s'use en raison du frottement continu de l'eau courante. La rugosité du lit s'atténue progressivement au cours de l'hiver; par conséquent, le niveau d'eau baisse ; ce fait est aussi dû, en partie à la diminution du débit. Par suite de la baisse du niveau, la couverture de glace se rattache aux rives sur une bande de plus en plus large.

Considérant qu'il existe une surfusion dans les particules d'eau en contact avec la surface inférieure de la croûte de glace, celle-ci engraisse. La surfusion est plus accentuée à proximité des rives où le courant est plus faible qu'ailleurs, ce qui contribue à ce que les bords de la glace se collent aux rives de mieux en mieux.

Tout ce que nous avons mentionné permet de dégager les conclusions suivantes :

1° — plus l'hiver est froid,
2° — plus le niveau d'eau, en raison de cela, a baissé après la prise,
3° — plus la vitesse du fleuve est faible (usure moindre, surfusion accentuée des particules d'eau en contact avec la glace),
4° — plus la pente est modérée (arrêt plus précoce de la glace, durée d'engraissement plus longue).

plus la couverture de glace est épaisse.

On peut constater en outre que :

1° — plus le niveau d'eau en présence duquel la rivière s'est prise est faible (plus la section d'écoulement est rétrécie),
2° — plus les glaçons sont entassés (prise brusque de la rivière, glissements ultérieurs)

plus la résistance du lit est grande.

Au point de vue **géographique,** comme il ressort de ce que nous avons dit, les parcours inférieurs des rivières à pentes faibles se trouvent dans une situation plus défavorable que les parcours supérieurs.

Au point de vue **météorologique,** c'est l'hiver froid succédant à un automne sec qui est le plus défavorable, car, dans ce cas, la prise de la rivière se produit à un étiage prolongé.

Etant donné que la rivière couverte de glace stationnaire ne permet pas d'effectuer facilement des jaugeages, les **conditions d'écoulement** sont plus ou moins éclaircies. Nous caractérisons le régime des eaux des rivières en général, suivant les variations de leur niveau. Par contre, pour l'élaboration des projets d'aménagement des cours d'eau, ce ne sont pas les hauteurs d'eau qui intéressent l'ingénieur, mais plutôt les débits écoulés. Il est évident que la relation des hauteurs d'eau et des débits est tout à fait autre dans le cas d'une rivière couverte de glaces que dans les périodes sans glaces. Par conséquent, les courbes habituelles de débit ne peuvent être

Photo ci-contre. — Surface congelée de la rivière **Talabor** dans les Carpates de NE. La prise de l'eau s'effectue tout d'un coup. On voit nettement les vagues raidies des blocs de pierre sur le fond du lit. A droite la rive, en arrière-plan une bande étroite à surface libre. La glace est couverte de frimas. (Cette photographie, ainsi que celle illustrant la couverture est de M. P. SALAMIN).

utilisées pour déterminer les débits de la saison hivernale. On ne pourrait s'attendre non plus à déterminer une courbe de débit d'hiver de validité constante. On doit donc remplacer la fonction $Q = F(h)$ valable au cours de l'été, pour la durée de la couverture de glace, par une fonction :

$$Q' = F(k' e, J', h)$$

où la variation de la valeur des variables indépendantes est non seulement grande, mais encore capricieuse.

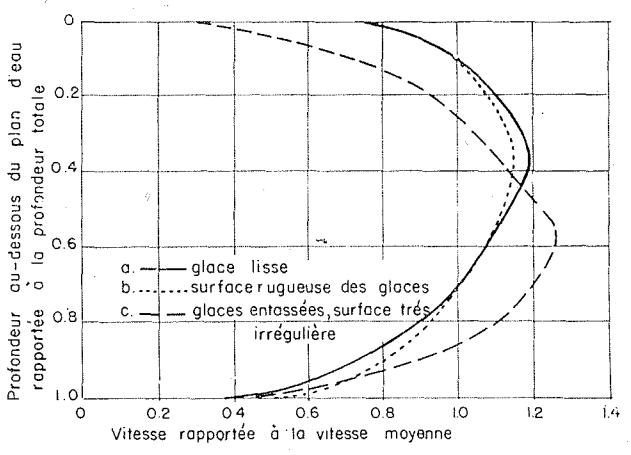


Fig. 8. — Répartition de la vitesse au-dessous de la croûte des glaces. Moyennes des courbes de vitesses déduites des jaugeages effectués sur les rivières des U.S.A. et du Canada, par H.K. BARROWS et R.E. HORTON.

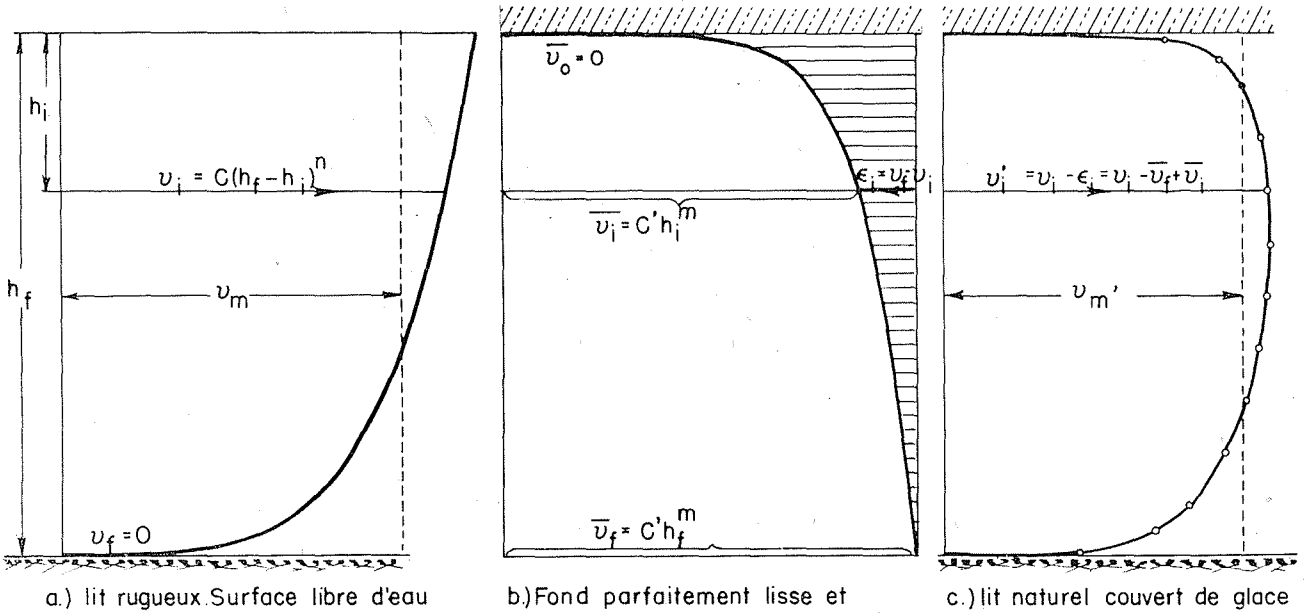
a) moyenne de 352 courbes.
b) moyenne de 51 courbes.
c) moyenne de 13 courbes.

Bien que les agents enregistrant les hauteurs limnimétriques ne manquent pas de mesurer l'épaisseur de la glace, la fig. 6 nous convainc qu'on n'en saurait tirer des conclusions sur le degré de rétrécissement effectif du profil en travers. Donc, **on n'est pas à même de calculer théoriquement le débit** de la rivière couverte de glace. Toutefois, on dispose des résultats d'expérience relatifs facilitant l'évaluation des débits hivernaux **approximatifs.**

On s'est efforcé tout d'abord d'éclaircir la répartition des vitesses au-dessous de la couverture de glace. La figure 8 indique les résultats des mesures de MM. BARROWS et HORTON [10]. M. le Professeur KOLUPAILA a exprimé la répartition des vitesses, sous une couverture de glace, sous forme mathématique [11]. Dans sa conclusion, dans les détails de laquelle je n'entre pas ici, il fait figurer deux paraboles à axe vertical. L'une d'elles, ayant son sommet sur le fond, exprime la répartition normale des vitesses, tandis que l'autre se rapporte à un profil en travers supposé limité en haut par une couverture rugueuse de glace, et en bas, par un fond parfaitement lisse (figure 9). Le rapport des débits s'écoulant par l'unité de largeur, conformément aux conditions correspondant aux cas

(10) H.K. BARROWS - R.E. HORTON : Determination of stream flow during the frozen season - U.S.A. Geological Survey, Water Supply and Irrigation Paper, n° 187, Washington 1907.

(11) S. KOLUPAILA : Ueber die Verteilung der Geschwindigkeit auf der Lotrechten des Stromes. III. Hydrologische Konferenz der Baltischen Staaten - Warszawa 1930.



a.) lit rugueux Surface libre d'eau

b.) Fond parfaitement lisse et couverture de glace

c.) lit naturel couvert de glace

Fig. 9. — Répartition des vitesses au-dessous de la couverture de glace d'après KOLUPAILA.

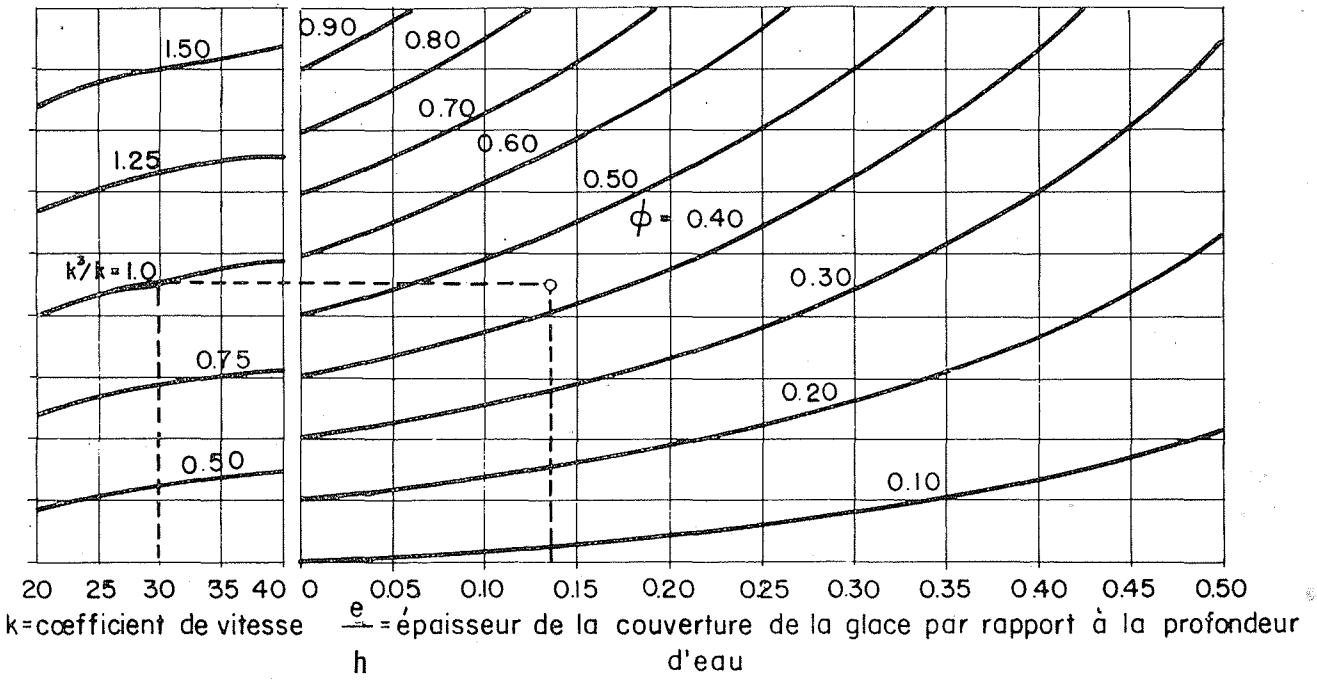


Fig. 10. — Abaque pour déterminer la valeur du coefficient de réduction φ, facilitant l'évaluation du débit écoulé au-dessous des glaces :

$$\varphi = f\left(k \frac{k'}{k} \frac{e}{h}\right)$$

Exemple : Soient, pour un profil donné **k** = 30, **h** = 4 m. et e = 0 m. 55, donc $\frac{e}{h}$ = 0,137 et admettons que le rapport k'/k = 1. En traçant une horizontale passant par le point (**k** = 30, k'/k = 1) de l'abaque (côté gauche) et, en menant une verticale au point e/h = 0,137, l'intersection des deux droites donne la valeur de φ cherchée.

c) et a) peut être exprimé, en définitive, par la fonction :

$$\varphi = \frac{q'}{q} = 0.707 \frac{k'}{k}\left(\frac{k' - 1.11}{k' + 6.66}\right)\left(1 - \frac{e}{h}\right)^{5/3} = F\left(k, \frac{k'}{k}, \frac{e}{h}\right)$$

que nous avons représentée sur la figure 10 [12] (l'une des suppositions introduites en vue de faciliter le calcul est : J' = J). En ce qui concerne les variables indépendantes, on connaît la valeur de k sur la base des mesures effectuées dans la période sans glace, ou bien on la choisit suivant la grosseur granulométrique de la matière du fond du lit ; quant à la valeur de k', ce sont les limites $1.5 \geq \frac{k'}{k} \geq \frac{2}{3}$ qui la caractérisent. Dans le cas d'une évaluation de k', il faut tenir compte de ce que nous avons dit conjointement à la fig. 5. La valeur de $\frac{e}{h}$ est caractéristique pour le rétrécissement du lit. Quant à l'épaisseur de la glace, elle est mesurée, à maints endroits de la rivière, par les observateurs des échelles limnimétriques ; enfin, la profondeur d'eau est connue sur la base de la hauteur du niveau d'eau.

Bien que la corrélation représentée sur la fig. 10 ne puisse se rapporter qu'à une seule verticale — en raison de l'incertitude de la détermination des valeurs k' et e et des simplifications introduites au cours de la déduction — on peut utiliser celle-ci pour déterminer approximativement le débit s'écoulant au-dessous de la glace dans le profil entier. Moyennant la valeur de φ obtenue sur la figure, le débit écoulé au-dessous de la glace est :

$$Q' = \varphi\, Q$$

où Q désigne le débit apparent correspondant, sur la courbe de débit, au niveau identique sans glace. Dans la période sans glace φ est forcément égal à 1, d'ailleurs φ peut être déterminé à partir des mesures.

Dans le cas où l'on déterminerait le débit s'écoulant au cours des mois d'hiver à l'aide de la courbe de débits valable pour la période sans glace, on commettrait facilement une erreur de 100 à 200 % dans le calcul des débits moyens **mensuels,** et dans le cas d'un hiver prolongé, on pourrait surestimer le débit moyen **annuel** de 15 à 30 % [13]. Au cours de la rédaction des

(12) Voir l'ouvrage signalé sous 3).

(13) S. KOLUPAILA : The river flow beneath the ice, Ass. Intern. d'Hydrologie Scient., Bull. n° 23, Riga 1938 pp. 297-308.

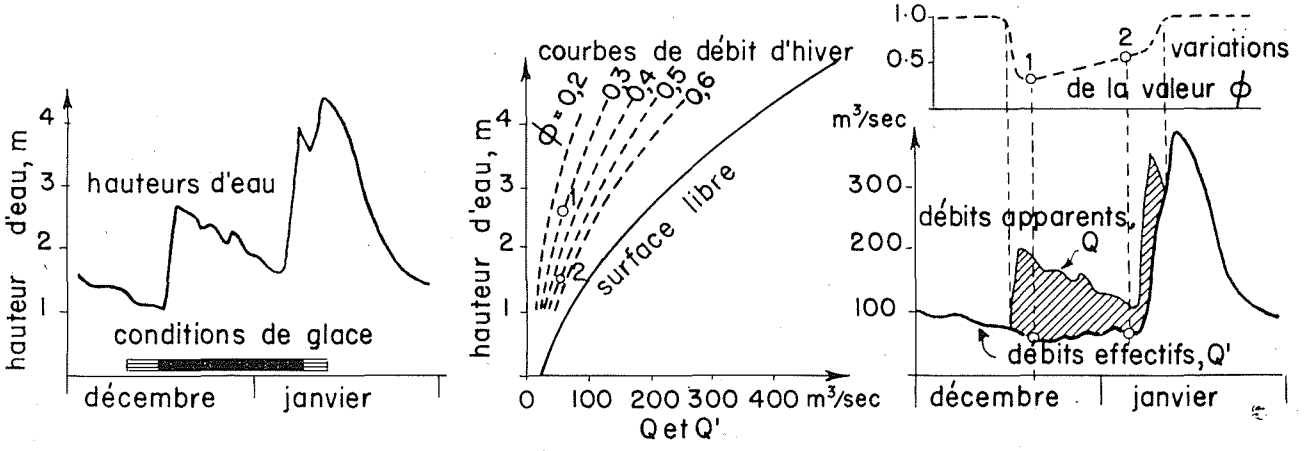


Fig. 11. — Détermination de débit s'écoulant au-dessous de la glace, d'après M. KOLUPAILA.

projets d'aménagement des rivières, la connaissance des **débits effectivement écoulés** s'impose.

Il semble qu'en pratique, c'est le procédé de M. KOLUPAILA qui est le plus commode à appliquer (figure 11). Au-dessous de la courbe des hauteurs, M. KOLUPAILA indique, en premier lieu, les conditions des glaces. Puis, utilisant la courbe de débits valable pour la période sans glace, il détermine la courbe des débits écoulés, comme s'il n'y avait eu aucune glace (ligne Q). Il va sans dire que cette courbe, quant à la période de congélation, ne correspond pas aux conditions véritables, mais elle indique des valeurs supérieures aux débits effectivement écoulés. Or, en construisant — sur la base des jaugeages effectifs d'une part, et tenant compte de ce qu'au moment de la prise du fleuve ainsi que de la disparition des glaces, $Q' = Q$, d'autre part — la figure représentant la variation du coefficient φ, on obtient, par interpolation, la valeur respective de φ pour un jour quelconque.

Cette valeur de φ multipliée par la valeur apparente du débit Q donne le débit effectif Q'. On peut imaginer ce procédé de réduction comme si l'on se servait - suivant l'épaisseur et la rugosité momentanée de la glace - de différentes courbes de débit, dont les abscisses, au lieu de donner Q, indiquent la valeur :

$$Q' = \varphi \quad Q$$

J'ai démontré dans mon ouvrage mentionné plusieurs fois que l'on est à même de dresser la figure auxiliaire de φ fournissant de bons résultats si l'on ne dispose pas de mesures faites au-dessous de la glace. En effet, à l'occasion de la prise de la rivière - comme nous l'avons vu - la hauteur d'eau monte brusquement et il se produit un nouvel équilibre dans l'écoulement des eaux. Or, le débit s'écoulant reste invariable à ce moment, ou, plus exactement, il garde sa tendance de baisse due aux conditions thermométriques. Par conséquent, une extrapolation simple sur la figure des débits apparemment écoulés permet d'obtenir la valeur suffisamment exacte de $\frac{Q'}{Q}$ se rapportant au temps de la prise du fleuve. C'est sur un raisonnement analogue que s'appuie la détermination de la valeur de φ valable pour le moment de la débâcle. Dans la plupart des cas, on obtient déjà, moyennant ces deux points, une figure de réduction répondant aux exigences pratiques. Toutefois, si l'on dispose des observations se rapportant à l'épaisseur de la glace et si le profil en travers est connu, on est à même de calculer, moyennant le diagramme représenté sur la figure 10, quelques valeurs intermédiaires de φ. La variation de φ une fois connue, les débits apparents déterminés sur la base de la courbe de débit valable pour la période sans glace, peuvent être réduits.

L'exactitude de ce procédé applicable également dans les cas où l'on ne dispose pas de résultats de jaugeages d'hiver peut être augmentée si l'on détermine les figures des débits écoulés relatives à plusieurs stations limnimétriques consécutives. Dans ce cas, on peut choisir comme point de départ des calculs la section où les glaces se sont arrêtées le plus tôt et le plus rapidement, donc où la montée du niveau d'eau, c'est-à-dire le changement des conditions d'écoulement est le plus prononcé. En outre, on peut contrôler si les maxima (et minima) de débit calculés pour les stations consécutives se présentent suivant un ordre chronologique.

Au point de vue de l'ingénieur hydraulicien, il importe de connaître également la poussée exercée par les glaces sur les ouvrages d'art établis dans la rivière. Nous ne nous occupons pas ici de cette question. Toutefois, nous nous référons à l'article de M. L. VADOT. (14).

(14) L. VADOT : Note sur l'effet des corps flottants sur l'écoulement des rivières et poussée résultante sur les barrages. " La Houille Blanche ", n° 4, Juillet 1946, pp. 257-263.

4° — LA DEBACLE

Au printemps, lors de la montée de la température, la destruction de la couverture de glace des rivières commence. La quantité de chaleur nécessaire au dégel est fournie par l'air aussi bien que par l'eau. Bien que la superficie de la couverture de glace soit en contact avec les courants atmosphériques tièdes, sa surface inférieure est touchée, dans ces premiers jours du printemps, par les eaux de température près de zéro. La décomposition s'effectue donc d'une manière très lente. Par contre, le processus de la fonte des neiges, consistant en l'entassement des cristaux de glace dont la masse meuble permet aux courants tièdes d'y pénétrer sans difficulté, est rapide. On dit par approximation qu'il correspond à 1 cm. de neige fraîche, 1 mm. de précipitations liquides, ce qui signifie une teneur en vide de 90 %. Bien que les neiges s'entassent et que leur densité augmente avec leur durée, leur compacité reste bien inférieure à celle de la couverture de glace des rivières. En outre, il ne faut pas oublier que la structure des couches superficielles, en contact avec l'air tiède, est la plus meuble, les couches inférieures les plus anciennes étant les plus denses. En supposant une température analogue, le processus de la fonte est plus rapide sur les versants du fait du mouvement plus vif des vents et de la radiation solaire plus active dans les régions élevées qu'au fond de la vallée poussiéreuse et brumeuse, où l'air froid demeure stagnant.

Les eaux de la fonte se mettent en marche sur les versants, d'après la loi éternelle de la gravité. On ne voit que de petites flaques d'eau dans les vallées, alors que, dans les montagnes, dans des milliers de sillons, la vie des eaux se renouvelle déjà. La température relativement basse, les refroidissements de nuit, l'effet des forêts, l'évaporation plus forte due aux courants vifs d'air dans des zones supérieures, diminuent le processus, mais ne compensent pas le rôle décisif de la pente dans le phénomène de l'écoulement des eaux de fonte. Suivant les études de l'Institut bavarois d'hydrologie sur un versant à inclinaison α, la vitesse est de $v = 20 \sin.^{3/5} \alpha$. Bien que nous n'ayons considéré cette formule que comme approximative, elle permet de se faire une idée du rôle joué par la pente du terrain dans l'écoulement (nous avons exprimé les pentes en %).

Pente du versant % ..	0,1	0,5	1	5	10	15	20	30
Vitesse de l'écoulement m/sec.	0,31	0,84	1,26	3,3	5,0	6,4	7,6	9,6

Tout est encore gelé dans les vallées et la couverture de glace des cours d'eau n'a encore rien perdu de sa compacité lorsque dans les montagnes, la montée des eaux commence.

Il va sans dire que la section étroite sous la couverture de glace ne peut permettre l'écoulement des débits croissants des eaux. La hauteur d'eau doit sensiblement monter, afin que, sous l'effet de sa charge, la vitesse soit augmentée d'une manière convenable. En effet, si dans la formule $Q = Fv$ la section d'écoulement F ne se modifie pas à mesure que le débit Q s'accroît, il faut que la vitesse v augmente. La couverture de glace n'étant pas à même de résister aux efforts provenant de l'écoulement sous charge, fond et se met en mouvement. Or, à ce moment, la hauteur d'eau vient occuper un niveau plus élevé qu'auparavant, correspondant aux conditions d'écoulement à surface libre. Le poids spécifique de la glace étant moindre que celui de l'eau, la force d'ascension de l'eau enlève simultanément les restes des glaces se trouvant encore attachés aux rives. Le procédé de la destruction des glaces s'effectue de l'amont vers l'aval.

C'est maintenant que la débâcle commence. Cette débâcle est cependant bien différente de l'écoulement calme des glaçons précédant la prise du fleuve. Il ne s'agit plus de glaçons ronds se répartissant uniformément sur la surface de

Photo 4. — Pénétration des glaçons dans les jardins, par dessus les murs de clôture à **Nagymaros** (Km 1708 - 22 mars 1929).

la rivière, mais de gros blocs de formes irrégulières que les eaux s'écoulant entraînent sous la couverture encore compacte des glaces qu'elles rencontrent devant elles. Les débris de la couverture de glace sont balayés par le courant et partout où les glaces se sont entassées et renforcées, à l'occasion de la prise du fleuve, soit là où la section d'écoulement des eaux est déjà

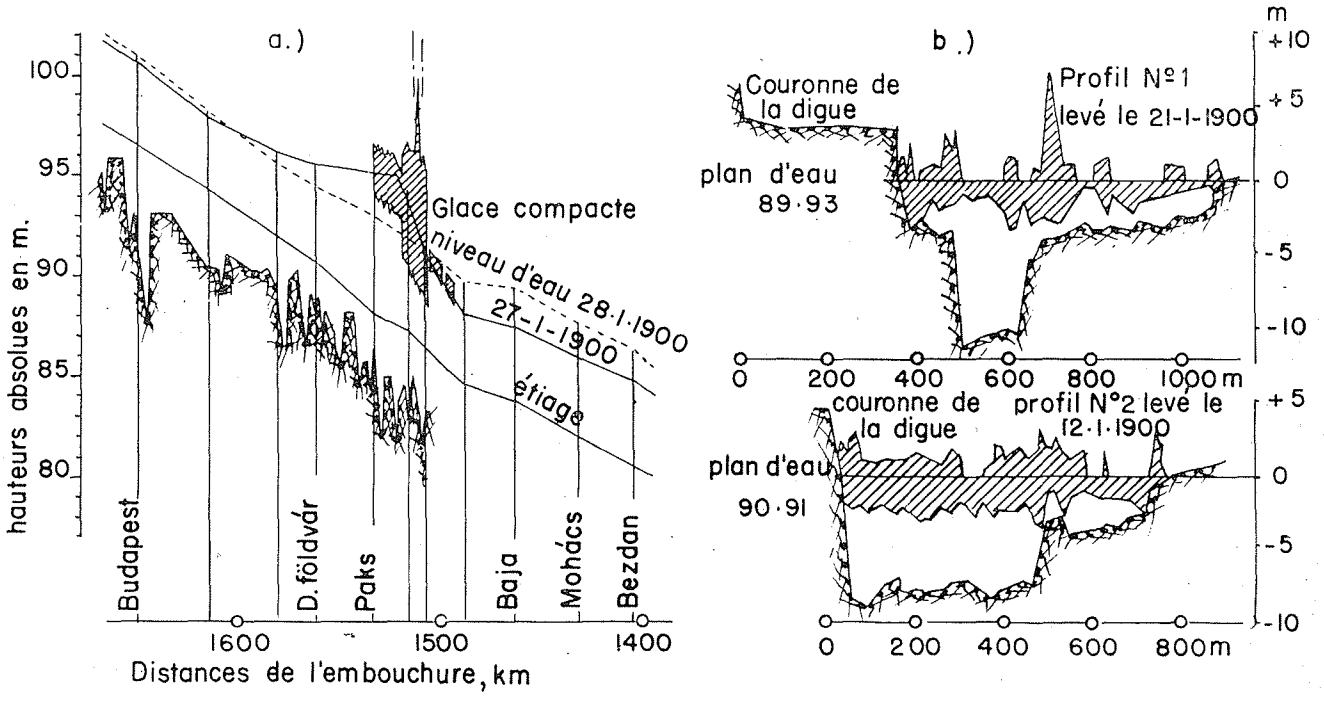


Fig. 12. — Embâcle sur le Danube moyen en mois de Janvier 1900 :
a) Profil en long démontrant le niveau d'eau avant et après la dislocation de l'embâcle.
b) Profils en travers.

considérablement rétrécie, le flot bouche sa propre voie d'écoulement (fig. 12).

Les étroites sections d'écoulement ne permettent aux eaux de s'écouler que sous une énorme pression, laquelle se produit par le remous occasionné en amont des barrages et des bouchons de glace. Le niveau d'eau va en s'accroissant jusqu'à ce que :

a) la pression d'eau soit suffisante pour chasser les eaux au-dessous de la glace,

b) ou bien jusqu'à ce que les eaux trouvent une autre voie d'écoulement en contournant l'obstacle de l'écoulement. Plus le lit est encaissé, plus il est probable que le cas a) se produise.

La hauteur des crues occasionnées par les embâcles ne peut être calculée, car elle est une fonction des facteurs les plus divers (formation et état du lit, conditions météorologiques et hydrologiques momentanées et antérieures ; formes des blocs de glace, etc.). Etant donné que la montée des eaux est trop violente, on ne peut se défendre contre celles-ci qu'en établissant au préalable des ouvrages de protection. Ceux-ci doivent être réalisés même dans le cas où ils se trouveront superflus ultérieurement.

Sur la base de ce que nous avons dit, la débâcle s'effectue, pour ainsi dire, par un enroulement de la couverture de glace de l'amont vers l'aval. Les morceaux brisés de celle-ci, entassés tantôt dans les méandres, tantôt à la pointe des îles, s'écoulent, après bien des arrêts, pas à pas, vers l'embouchure de la rivière. Entre temps, le processus de la destruction se poursuit et enfin, la glace disparaît.

1) plus le niveau est bas lors de la prise de la rivière (donc, plus la section d'écoulement au-dessous de la couverture est étroite),
2) plus l'hiver est froid et prolongé (donc, plus les glaces sont épaisses),
3) plus le dégel est violent (donc, plus le débit est grand),
4) plus la pente de la rivière est douce (donc, plus la vitesse est faible),
5) moins le lit du fleuve est encaissé,
6) plus il est dégénéré,

plus la débâcle est dangereuse.

La destruction de la glace n'est pas du tout un processus successif s'effectuant à partir de la source jusqu'à l'embouchure, mais elle se produit sur plusieurs tronçons simultanément. Par le dégel général, tous les affluents sont gonflés, de sorte que la fonte de la couverture de glace et sa destruction commence en même temps à l'embouchure de tous les affluents importants. A moins que les endroits de la confluence ne soient pas très proches, **il n'y a que les tronçons entre deux affluents dont les glaces puissent s'accumuler.** Au point de vue du régime des glaces, c'est toujours le tronçon le plus long qui provoque des dangers plus grands, c'est-à-dire le secteur sur lequel les embouchures des af-

fluents sont mieux espacées l'une de l'autre. Il ressort de tout cela que les embâcles les plus dangereux se forment sur la partie aval des dits tronçons, juste en amont de la confluence des tributaires.

Les règles générales définies pour des conditions idéales sont forcément modifiées suivant l'espace et le temps, surtout quand il s'agit de grands fleuves. Citons la divergence climatique des différentes régions du bassin versant, les variations capricieuses des conditions thermométriques, la formation du réseau d'eau et la configuration découlant des facteurs géologiques. La situation des secteurs de plaine des rivières est cependant, en tout cas, plus grave au point de vue de l'écoulement des glaces, que celle des secteurs supérieurs et elle impose aux riverains l'exécution de travaux de défense contre l'inondation.

L'étude des conditions des glaces donne des indications utiles pour la défense des terrains contre les inondations dues aux embâcles. Considérant que nous ne sommes pas à même de modifier les conditions géologiques, géographiques, climatiques et thermométriques, il n'y a que trois moyens à notre disposition pour remédier au régime des glaces, à savoir :

1°) en rendant plus lisse la voie d'écoulement des glaces et prévenant l'accumulation de celles-ci par la **régularisation du lit.**

2°) en réalisant des **endiguements** ou murs de protection.

3°) en empêchant d'une façon continuelle la prise de la rivière par l'emploi de **bateaux brise-glaces** ou **d'explosifs.**

Etant donné qu'il est impossible d'atteindre une sécurité absolue, quelle que soit la méthode que nous employons, il faut avoir recours à ces trois moyens. La régularisation du lit, bien qu'elle soit onéreuse, est sans doute la plus importante, rendant en même temps service à la navigation. Par contre, la construction seule des digues insubmersibles n'est pas une solution du problème, car la hauteur des crues provoquées par les embâcles est quelque chose de plus incertain, de sorte que les travaux seront très coûteux, ou bien le danger de la submersion des terrains subsistera (bien que dans une mesure plus restreinte qu'auparavant). L'emploi des brise-glaces permet de retarder la prise de la rivière ou de disloquer les glaces arrêtées, mais, en présence des conditions thermométriques exceptionnelles, ils sont vaincus tôt ou tard par la nature. Enfin, l'effet des explosifs est sensiblement diminué par le phénomène de la regélation. Sur la base des expériences acquises au cours d'un demi-siècle par le service hongrois des eaux, on ne peut pas débarrasser des glaces les longs secteurs de la rivière au moyen des explosifs, bien qu'ils rendent quelquefois de bons services, surtout locaux. Les forces naturelles se manifestant à l'époque de la mise en marche des glaces sont tellement puissantes (l'énergie thermique fournie par les courants d'air, énergie cinétique de l'eau en mouvement) qu'à côté de celles-ci, l'effet des explosifs n'entre pas en ligne de compte (il ne faut pas oublier, en outre, que pour des motifs techniques, c'est uniquement une petite fraction de l'énergie chimique des explosifs qui est utilisée).

La débâcle, en dehors du fait qu'elle expose au danger d'inondation les régions riveraines, menace aussi les ouvrages d'art établis dans la rivière et les bateaux en station. L'effet des glaces se mettant en mouvement est surtout néfaste

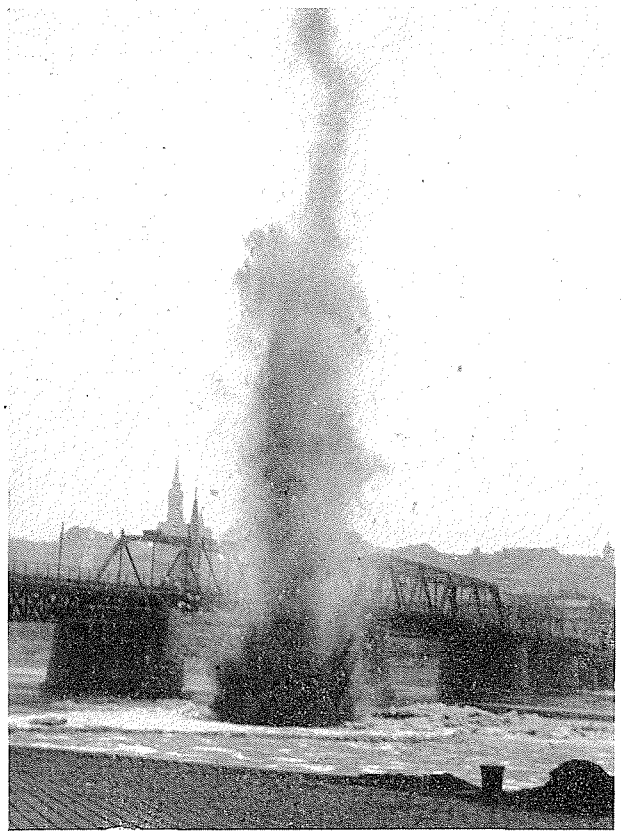


Photo 5. — Dislocation de la glace entassée devant le pilier du **Pont-Kossuth**, de **Budapest**, au moyen d'explosifs. (Km 1648 - 10 février 1947).

s'il s'agit des ouvrages d'accostage reposant sur pilotis dans des eaux profondes, car la poussée de la glace travaille, dans ce cas, sur une longue arme. L'effort de cisaillement est également considérable : même des pieux en béton armé de 30/30 cm ont été détruits. Les bateaux, surpris par les glaces en plein fleuve et soulevés

sur le dos des entassements de glaçons souvent de 5 à 6 mètres de hauteur, sont exposés à des efforts pour lesquels leur squelette n'est pas calculé. On a vu des bateaux mis aux rives, même sur la couronne des digues insubmersibles. Par conséquent, il importe que, sur les rivières exposées à la marche des glaces, les bateaux puissent entrer en 24 heures dans un refuge hivernal. Cela signifie, dans le cas du Danube, que l'espacement des refuges d'hiver ne dépasse pas 60 kilomètres. Dans les ports d'hiver, les bâtiment doivent être protégés contre la pression des glaces en coupant soigneusement les glaces autour d'eux.

Nous avons mentionné que la présente étude se borne aux constatations qualitatives. Le régime des glaces ne peut être caractérisé d'une

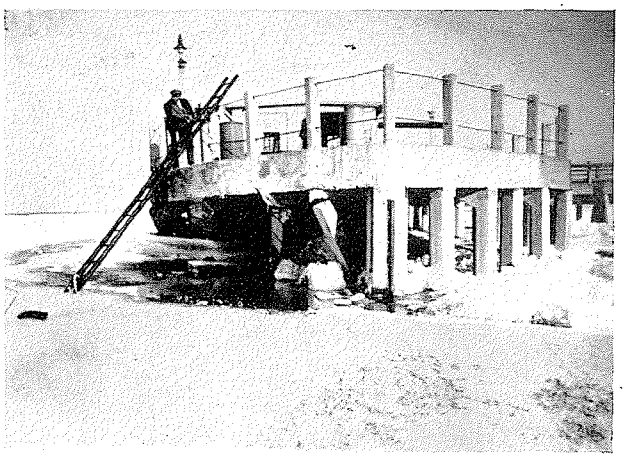


Photo 6. — Piliers en béton armé de débarquement d'huiles minérales à **Almásfüzitö** sur le Danube, rasés par les glaces (Km 1758 - 17 mars 1929).

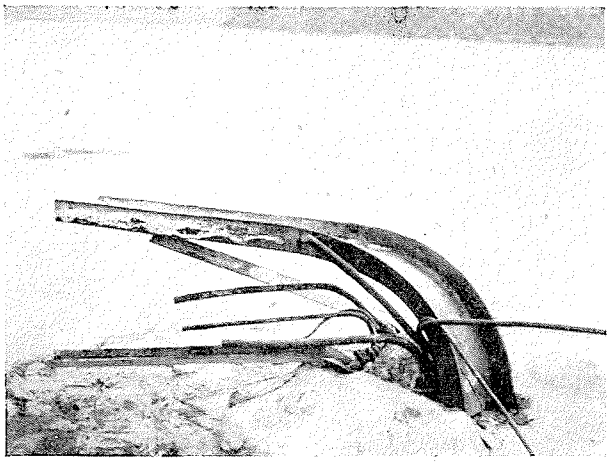


Photo 7. — Reste du mât en béton armé ayant servi à l'éclairage de l'entrée du port de **Bratislava** (24 mars 1929)

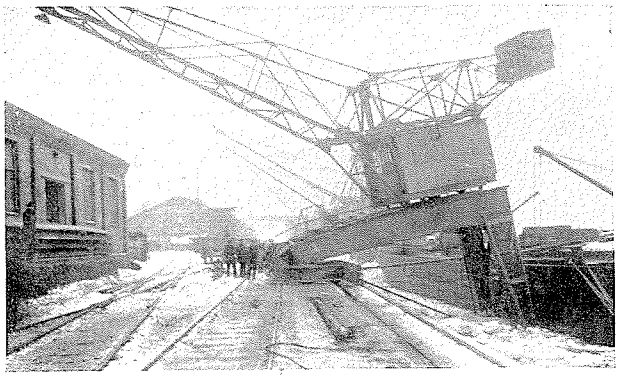


Photo 8. — Grues endommagées par la débâcle sur le quai du Danube à Bratislava (Km 1870 - Mars 1929).

Photo 9. — Chaland sur le Danube au Km 1856, entraîné par la débâcle. (23 février 1947).

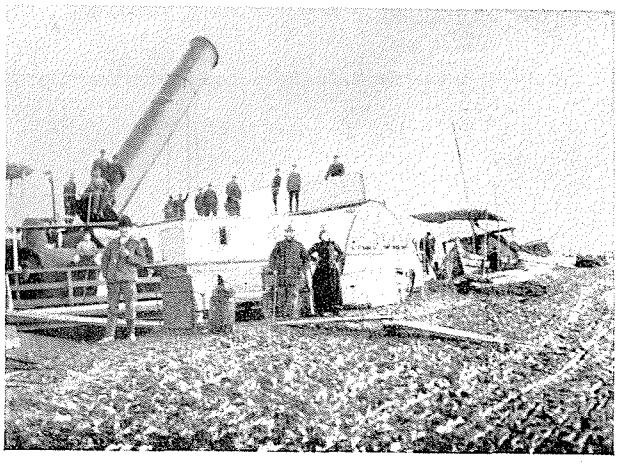


Photo 10. — Le 23 janvier 1900 ; par suite de la mise en marche de l'embâcle se trouvant en aval de **Paks,** le remorqueur **Alföld** et ses 8 chalands bloqués dans les glaces, ont été déposés au Km 1520, sur la couronne de la digue insubmersible.

manière quantitative, car - comme nous l'avons vu - il s'agit non seulement de phénomènes thermodynamiques, mais encore de facteurs mécaniques (configuration du lit) décisifs. Pour des raisons climatiques, le régime des glaces par exemple des rivières de l'U.R.S.S., est différent de celui des rivières de l'Europe occidentale ; et il se manifeste d'une manière tout autre, pour des motifs géographiques, dans les cours d'eau des différentes régions de la même zone climatique. Enfin, les conditions de glaces se modifient même dans le même secteur d'un fleuve, car l'état du lit, influant sur l'arrêt des glaces, n'est pas stable.

Bien qu'il y ait des investigateurs cherchant à caractériser le régime de glace des rivières par des formules mathématiques, le rôle principal dans celles-ci n'est pas joué par les facteurs physiques, mais par les données statistiques. En se servant du calcul des probabilités, quelques-uns sont arrivés à des résultats apparemment excellents. Les formules de prévision, cependant, déduites par des séries d'observations plus ou moins longues - en dépit d'une corrélation de haut degré - n'excluent pas des erreurs considérables. Par exemple, Madame MASCHKEWITCH donne des prévisions - en ce qui concerne la prise du fleuve et la débâcle, ainsi que la hauteur des hautes eaux de printemps - sur 4 à 6 semaines par l'échelle de Babiegorodsk de la rivière Moscou (près de Moscou). L'erreur des prévisions des dates se chiffrant en moyenne par 4 à 5 jours, peut atteindre 16 jours. L'erreur dans les pronostics se rapportant au maximum de la hauteur d'eau est inférieure à 100 cm. dans 70 % des cas, mais elle peut atteindre même 225 centimètres. [15].

Conscient de l'impossibilité de généraliser les données se rapportant aux conditions des glaces, et de ce que les données signalées ci-dessous ne sont pas susceptibles d'être appliquées pour des rivières étrangères, je tâcherai de justifier les règles signalées ci-dessus par l'exemple du Danube [16].

La figure 13 représente le profil en long du

(15) O. MASCHKEWITCH : Prévisions hydrologiques à long terme, relatives à des cours d'eau de moindre importance. - Moscou, 1936, en langue russe avec résumé français.

(16) Voir en détail l'étude de l'auteur, publiée par la Commission du Régime des Eaux du Danube : « Etudes sur le régime des glaces du Danube », Milan, Ulrico Hoepli, éditeur, 1934, pp. 63 à 102.

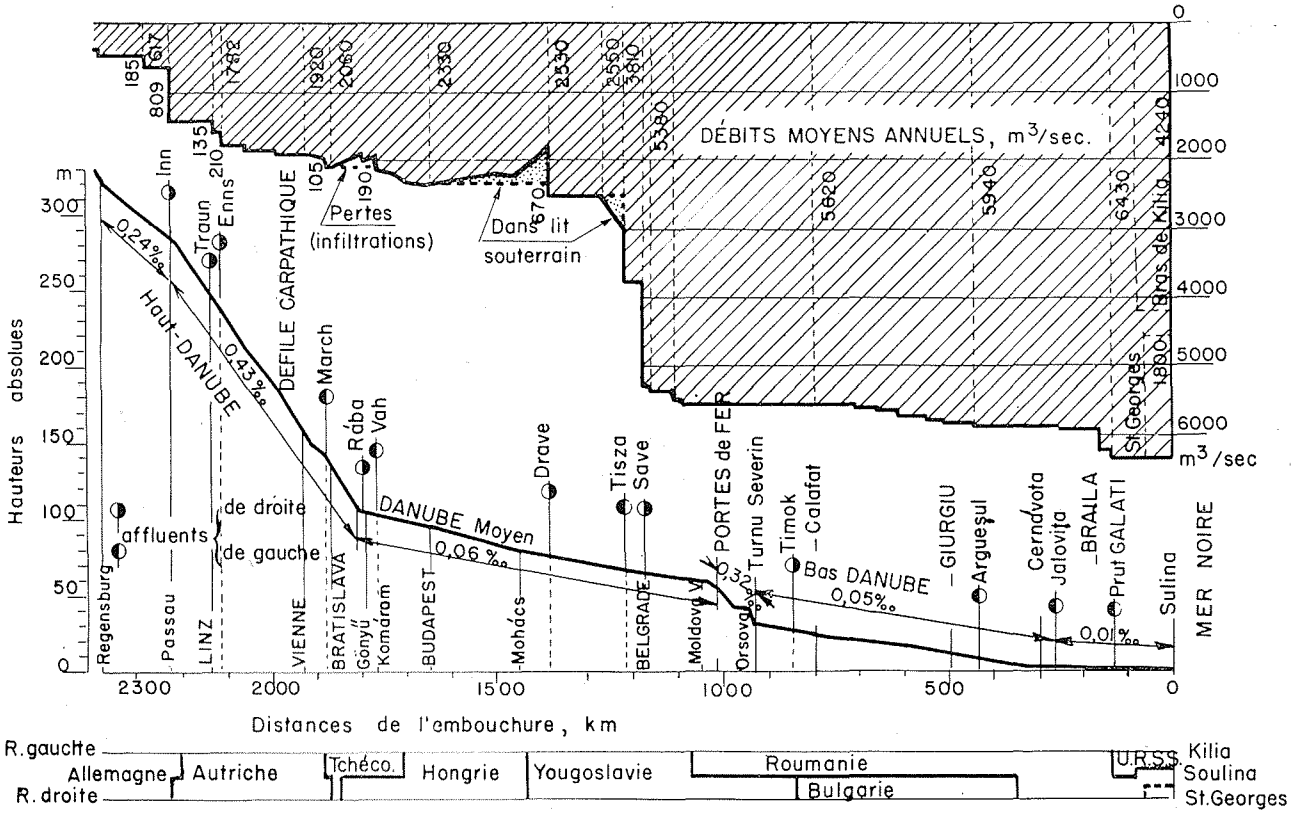


Fig. 13. — Profil en long schématique du Danube et son débit moyen annuel.

fleuve. Les débits moyens annuels figurant en haut démontrent l'importance hydrologique des affluents. (17). Il ressort du profil en long que le Danube a le caractère d'une rivière de montagne jusqu'au confluent du Vash, tandis qu'à l'aval de l'embouchure de cette rivière, dans la Grande Plaine, il a les caractéristiques d'un fleuve de plaine se manifestant par des sinuosités et par la tendance à former des hauts-fonds. En aval de l'embouchure de la Drave, de la Tisza et de la Savé, le débit du Danube s'accroît brusquement, de même que son profil en travers. Par conséquent, la configuration du lit, au point de vue des conditions des glaces, est plus favorable. En aval des cataractes des Portes de Fer, le fleuve arrive dans la Plaine Roumaine ; puis, en aval de l'embouchure du Prut, c'est déjà le delta du fleuve qui commence.

Les données statistiques figurant dans le Relevé 1 justifient les règles que nous avons déduites pour ce qui est des conditions des glaces et surtout en ce qui concerne l'influence du lit. Bien que les données du relevé ne soient pas complètement homogènes, il en ressort clairement que la fréquence de l'apparition des glaces sur le Danube Moyen à pente faible est sensiblement plus grande que sur le Haut-Danube à forte pente (colonne 11). La différence entre les deux secteurs est encore plus accentuée si l'on fait une comparaison entre les données relatives à la durée de la prise du fleuve. Les données relatives au Bas-Danube, différentes de celles du Danube Moyen, s'expliquent par des motifs climatiques. En effet, l'hiver se présente plus tard dans le bassin roumain que dans le bassin des Carpates. A Turnu-Severin, ville juste en aval du défilé carpato-balkanique, le Danube se prend très rarement. Le lit du Danube, ayant en amont et en aval du défilé de 800 à 1.200 m. de largeur, s'y rétrécit sur une longueur de 1,5 km. jusqu'à 150 m. C'est là que les glaces s'arrêtent ; il se forme des barrages énormes, tandis que le secteur en aval reste exempt de glaces.

L'influence des pentes et des conditions de lit se manifeste nettement dans les données se rapportant à la durée de la période des glaces (colonnes 7 et 8) et au moment où les différents phénomènes relatifs aux glaces se présentent. On voit que la mise en marche des glaces stagnantes se produit dans le sens du courant (colonnes 5 et 6), ce que fait ressortir d'ailleurs la figure 7. Les contradictions que comportent les données de la colonne 3, relative au Danube Bas et Moyen, s'expliquent par des différences climatiques. La date de la prise du fleuve à Bratislava (colonne 4) est très précoce. Il faut cependant tenir compte du fait que l'arrêt des glaces est à cet endroit un phénomène assez rare et que la dite date est la moyenne arithmétique de données peu nombreuses. Les données de cette colonne vérifient d'ailleurs que la couverture de glaces remonte de l'aval vers l'amont sur le Danube Moyen, ainsi que sur le Bas-Danube.

Nous avons indiqué dans le relevé le rapport du nombre des jours de glace observés sur les stations limnimétriques consécutives, en adoptant comme unité les données enregistrées à Linz (Autriche) (colonne 9). Les chiffres démontrent non seulement l'influence décisive de la pente, mais encore le fait que les bassins du Danube Moyen et du Bas-Danube se conduisent d'une manière indépendante l'une de l'autre. En examinant le rapport existant entre la durée de la prise du fleuve et le nombre total des jours de glace (colonne10), où les effets des pentes différentes ne se font plus sentir, on voit nettement l'influence de l'état dégénéré du lit sur le secteur en aval de Budapest du Danube Moyen, ainsi que sur le Bas-Danube. En effet, le chiffre indiquant le rapport signalé est de 0,3 à Budapest, tandis qu'il est déjà de 0,5 à Paks et à Mohacs, de même qu'à Giurgiu. C'est uniquement à l'état non encore régularisé du lit que l'on doit attribuer les différences signalées. A Braïla, la valeur du dit rapport s'élève à 0,7, par suite de l'influence due au delta.

Il n'y a que les données relatives à Mohacs qui sont en contradiction avec les règles générales que nous avons énoncées, ce qui s'explique par des influences climatiques faciles à vérifier (effet de la Méditerranée).

Suivant des notes historiques remontant à l'an 1012, ce sont toujours les inondations avec charriages des glaçons qui furent les plus dangereuses sur le Danube Moyen. Il faut signaler l'inondation de 1838 de Budapest, lorsque 54 % des maisons ont été détruites, 25 % seulement restant intactes. (18). Sur un secteur de

(17) La description plus détaillée du Danube : voir W. LASZLOFFY « Régime du secteur hongrois du Danube », lithographie en français, imprimé en allemand. Hidrologiai Kozlony (Revue Hydrologique), Budapest 1935.

(18) W. LASZLOFFY : Inondation de 1838 et régularisation du Danube - Vizugyi Kozlemenyek (revue d'Hydraulique, Budapest, 1938 (en hongrois avec des résumés en français, anglais, italien et allemand).

TABLEAU I. — Régime des glaces du Danube

1	2	3		4		5		6		7		8		9		10	11		12
		DATE								Durée en jours				Durée relative			Nombre de fois		
Distance séparant le lieu considéré de l'embouchure	ECHELLE	LA PLUS PRECOCE	MOYENNE	LA PLUS PRECOCE	MOYENNE	MOYENNE	LA PLUS TARD	MOYENNE	LA PLUS TARD	MOYENNE	LA PLUS LONGUE	MOYENNE	LA PLUS LONGUE	de la période des glaces	de la prise du fleuve	Rapport de la durée de la prise au nombre total des jours de glace	où les circ. fav. à la prise ap.	où la prise du fleuve eut lieu	Données relatives aux années
		DE L'APPARITION DES GLACES		DE LA PRISE DU FLEUVE		DE LA MISE EN MARCHE DES GLACES		DE LA DISPARITION DES GLACES		DE LA PERIODE DES GLACES		DE LA PRISE DU FLEUVE					en 100 ans		
Km																			
2.135	Linz (1) (2)									19	59 (1928/29)	0	0	1	0	0	92	0	1897/1946
1.934	Vienne (2)						15/III/1929		15/III/1929	20	45 (1928/29)	23	36 (1928/29)	1,05	3,84	1,65	86	14	
1.856	Bratislava (3)	17/XII/1908	25/XII	10/XII/1879	4/I	7/II	18/III/1929	10/II	18/III/1929	25,6	86 (1890/91)	8,6	67 (1879/80)	1,35	1	0,37	93	29	
1.647	Budapest	15/XI /1888	22/XII	11/XII/1879	14/I	15/II	19/III/1929	16/II	24/III/1929	36,7	98 (1879/80)	11,8	83 (1879/80)	1,93	1,38	0,32	97	39	
1.531	Paks	15/XI /1908	16/XII	9/XII/1879	9/I	20/II	21/III/1895	15/II	26/III/1895	43,6	102 (1894/95)	23,0	85 (1879/80)	2,30	2,67	0,53	97	59	1876/1932
1.448	Mohacs	16/XI /1908	24/XII	9/XII/1879	9/I	16/II	19/III/1929	14/II	26/III/1929	40,5	102 (1879/80)	19,1	82 (1879/80)	2,14	2,22	0,47	97	59	
930	Turnu - Severin (4)	7/XII/1925	4/I	21/XII/1929	4)	4)	12/III/1929	16/II	23/III/1929	20,5	68 (1908/09)	0,4	20 (1928/29)	1,28		0,02	70	2	1900/1946 sans 1916/1918
494	Giurgiu	7/XII/1902	3/I	15/XII/1902	23/I	21/II	20/III/1929	18/II	26/III/1929	28,7	75 (1928/29)	13,1	59 (1939/40)	1,51	1,52	0,46	77	46	
171	Braïla	»	6/I	9/XII/1902	10/I	27/II	27/III/1932	26/II	30/III/1929	36,4	75 (1908/09)	24,7	86 (1941/42)	1,92	2,87	0,68	80	55	
0	Sulina (5)			6/XII/1902	7/I			25/II	31/III/1875			48,8	101 (1879/80)		5,68			81	1836/1930

REMARQUES. — On a calculé la date moyenne de l'apparition des phénomènes de glace sur la base des années au cours desquelles ces phénomènes se sont présentés. Par conséquent, la date moyenne de la disparition des glaces à certaines limnimètres devance celle de la mise en marche des glaces. La moyenne de la durée de la période des glaces est la moyenne de toutes les années.

1 - A Linz, le Danube ne se prend pas. En 1928-29 (hiver extrêmement froid) la limite amont de la couverture de glace était au kilomètre 2040.

2 - Nous ne disposons pas de données détaillées se rapportant à l'apparition des phénomènes de glace. Les données de 1929 indiquées pour Vienne sont probablement des valeurs limites.

3 - Sur la base de l'échelle de Rusovce.

4 - Au cours de 44 années, le Danube ne se prit qu'une fois.

5 - Données de la Commission Européenne du Danube empruntées à l'ouvrage publié à l'occasion de sa 75e année de son existence. On n'a communiqué que les données relatives à la prise du fleuve.

Les données du relevé ont été fournies par les **Services hydrographiques de l'Autriche, de la Hongrie et de la Roumanie.**

170 km. de longueur en aval de la capitale et sur une bande de 30 km. de largeur, le fleuve a inondé la plaine en dévastant 91 communes. La superficie des terrains submergés était de 0,5 millions d'hectares. C'est cette inondation qui a provoqué l'initiative des travaux de régularisation systématique du Danube. Au cours des travaux, on a réalisé un lit moyen uni en fermant les faux-bras, en établissant des digues longitudinales ayant pour but de rétrécir le lit des secteurs trop élargis, tout en creusant des coupures et en exécutant des dragages suivant la nécessité (fig. 14, 15). En aval de Budapest, les travaux de régularisation s'avançèrent, avant la première guerre mondiale, jusqu'au kilomètre 1504. Plus en aval, on relève le secteur le plus dégénéré, s'étendant jusqu'au confluent de la Drave, secteur dont la régularisation n'a pas pu être réalisée. Etant donné que, lors de la débâcle, les glaces accumulées d'un tronçon de 400 km. ne peuvent que très difficilement s'écouler entre les sinuosités et les nombreuses îles de ce secteur, en formant de puissants barrages (fig.12), la sécurité de Budapest contre les inondations, au point de vue des hautes eaux hivernales, laisse encore beaucoup à désirer, même à l'heure actuelle.

Il ressort de l'exemple du Danube-Moyen qu'en procédant aux travaux de défense contre les hautes eaux hivernales, ce n'est pas souvent à l'endroit le plus directement menacé que l'on doit commencer ces travaux, mais bien plus en aval. Dans cet ordre d'idée, il arrive fréquemment que la régularisation de très longs secteurs s'impose, travaux dont, comme il va sans dire, la navigation bénéficie également.

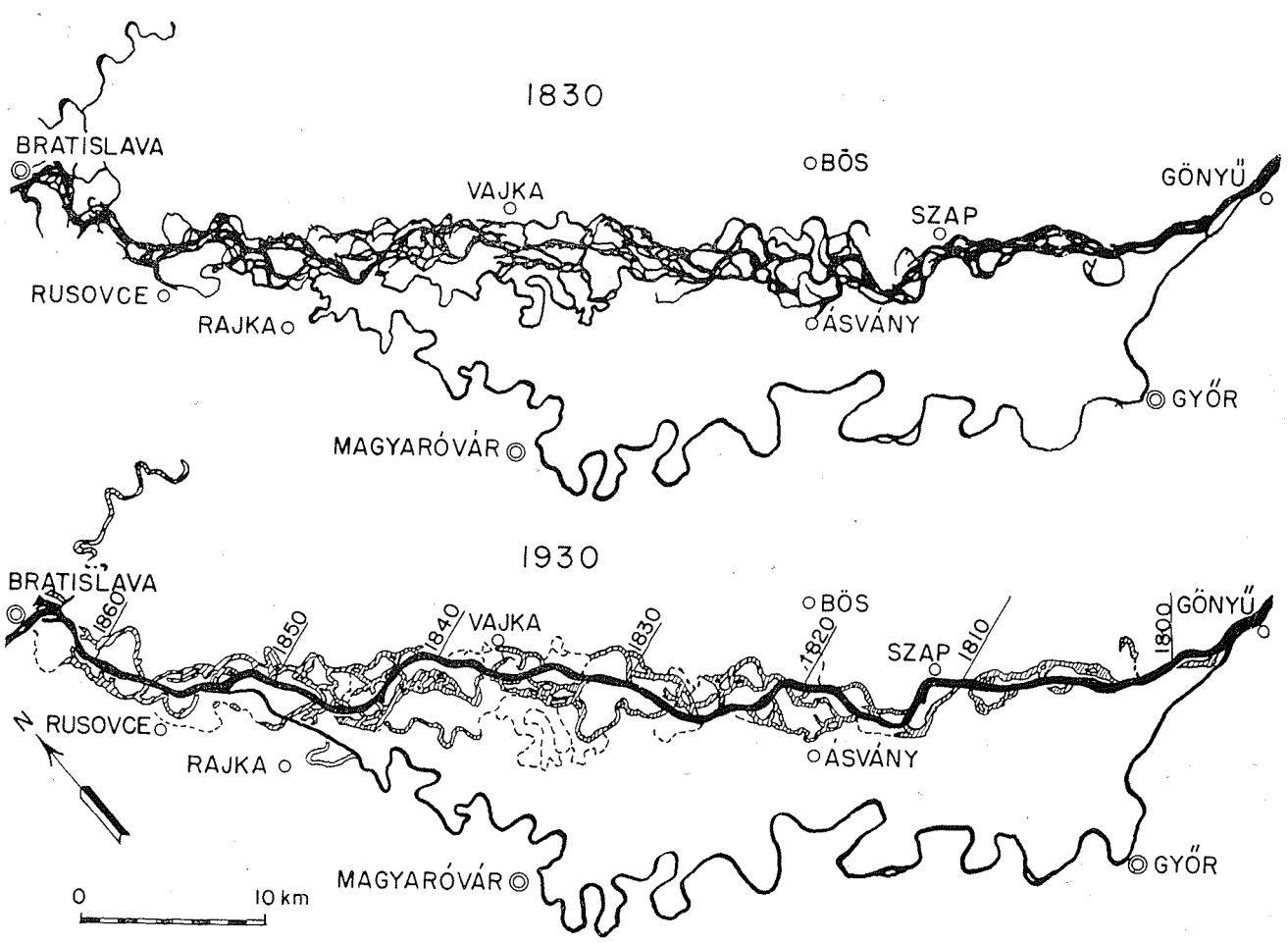


Fig. 14. — Partie d'un tronçon du Danube divaguant sur le cône de déjection s'étant formé dans le bassin pannonien. Avant et après la régularisation.

En terminant mon étude, qu'il me soit permis de vérifier, moyennant quelques données, l'effet de la régularisation sur le régime des glaces du fleuve. En faisant une comparaison entre les données de 10 années choisies parmi les années de température moyenne hivernale analogue de la période avant la régularisation (1828 à 1863) et après celles-ci (1902 à 1937), on obtient ce résultat : la moyenne de la durée de la prise du fleuve à Budapest a diminué de 20 jours à 8,2 jours.

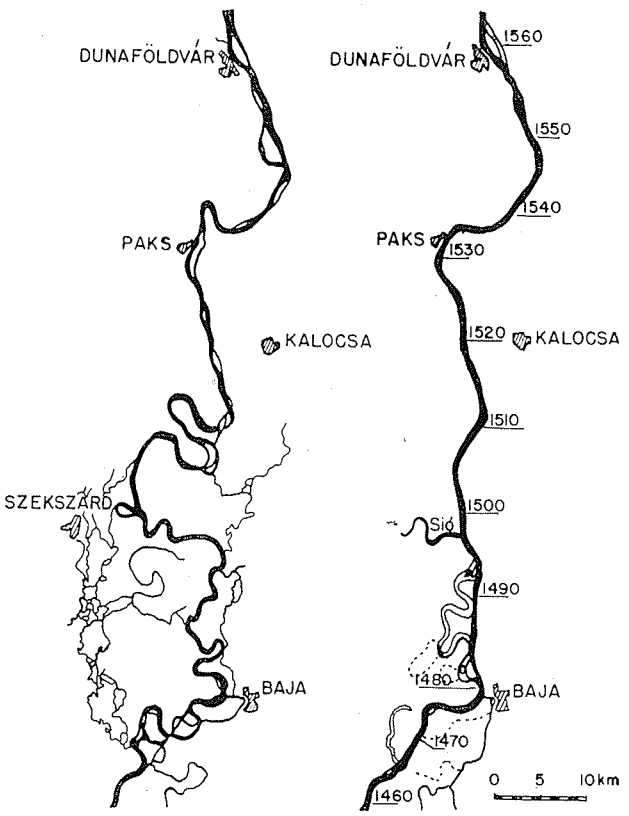


Fig. 15. — Partie du Danube moyen avant et après la régularisation. (Km 1460-1560).

Encore plus convaincante est peut-être la comparaison faite entre le régime des eaux des périodes de 35 années choisies parmi les années de température moyenne analogue avant et après la régularisation (relevé II). Il en ressort qu'avant la régularisation, 40,1 % des maxima annuels tombaient aux mois de janvier-mars et 19,9 % aux mois de mai-juillet, tandis qu'après la régularisation, les pourcentages respectifs étaient de 22,9 et 42,9 %, ce qui veut dire qu'avant l'exécution des travaux les hautes eaux dominantes de l'année se sont présentées avec la débâcle, tandis que depuis l'achèvement des travaux, le régime des eaux suit nettement l'allure de la pluviosité.

La comparaison faite entre les courbes de durée des hauteurs d'eau se rapportant à de longues périodes avant et après la régularisation démontre la baisse considérable des niveaux maxima des crues, même à Paks et à Mohacs, témoignage caractéristique de l'efficacité des travaux de régularisation.

TABLEAU II

Effet de la régularisation sur le régime du Danube à Budapest. — Répartition suivant la date, du maximum de hauteur d'eau annuel avant et après la régularisation.

MOIS			Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre	Total
Répartition suivant les mois des maxima de hauteur d'eau observés dans 35 années de température hivernale analogue et choisies de la période.	Avant la régularisation 1834/74	ans	3	9	2	5	2	4	1	5	—	—	1	3	35
		%	8,6	25,8	5,7	14,3	5,7	11,4	2,8	14,3	—	—	2,8	8,6	100
	Après la régularisation 1886/1931	ans	2	3	3	5	4	5	6	3	2	1	1	—	35
		%	5,7	8,6	8,6	14,3	11,4	14,3	17,2	8,6	5,7	2,8	2,8	—	100