152 F CANADA, INLAND WATERS DIRECTORATE
SCIENTIFIC SERIES
152 (FRENCH)

Environnement Canada | Environment Canada

Institut national de recherche en hydrologie

C. C. I. W.
LIBRARY

RAPPORT N° 32 DE L'INRH

ÉTUDE N° 152, SÉRIE SCIENTIFIQUE DE LA DGEI

Observations sur le manteau glaciel et le débit du fleuve Yukon près de Whitehorse en 1983-1984

M.E. Alford et E.C. Carmack

GB
707
C335
no. 152F

RH

DIRECTION GÉNÉRALE DES EAUX INTÉRIEURES ET DES TERRES
INSTITUT NATIONAL DE RECHERCHE EN HYDROLOGIE
CENTRE NATIONAL DE RECHERCHE EN HYDROLOGIE
SASKATOON (SASKATCHEWAN) 1987
(Available in English on request)

Environnement Canada Environment Canada

Institut national de recherche en hydrologie

RAPPORT N° 32 DE L'INRH

ÉTUDE N° 152, SÉRIE SCIENTIFIQUE DE LA DGEI

Observations sur le manteau glaciel et le débit du fleuve Yukon près de Whitehorse en 1983-1984

M.E. Alford* et E.C. Carmack†

*Anciennement à :
Division des relevés hydrologiques du Canada
Direction des ressources en eau
Direction générale des eaux intérieures
Région du Pacifique et du Yukon
Whitehorse (Yukon)

Adresse actuelle :
Yukon Expeditions
127 Alsek
Whitehorse (Yukon)

†Direction générale des eaux intérieures
Institut national de recherche en hydrologie
Centre national de recherche en hydrologie
Saskatoon (Saskatchewan)

Adresse actuelle :
Pêches et Océans Canada
Institut des sciences océaniques
9860 West Saanich Road
Sidney (Colombie-Britannique)

INRH

DIRECTION GÉNÉRALE DES EAUX INTÉRIEURES ET DES TERRES
INSTITUT NATIONAL DE RECHERCHE EN HYDROLOGIE
CENTRE NATIONAL DE RECHERCHE EN HYDROLOGIE
SASKATOON (SASKATCHEWAN) 1987
(Available in English on request)

Publié avec l'autorisation
du ministre de l'Environnement

© Ministre des Approvisionnements et Services Canada 1987

N° de cat. En 36-502/152F

ISBN 0-662-94301-5

Table des matières

Page

RÉSUMÉ viii

ABSTRACT ix

PERSPECTIVE DE GESTION x

REMERCIEMENTS xi

1. INTRODUCTION 1
   - Fondements théoriques 1
   - Description régionale 1
   - Questions de génie hydro-économique 3
     - Inondations 3
     - Dommages dus aux glaces 3
     - Gestion des déchets 3
   - Objectifs 3
   - Plan 4

2. CONCEPT EXPÉRIMENTAL ET MÉTHODES 5
   - Débit et niveaux d'eau 5
   - État de la glace 6
   - Informations météorologiques 6

3. OBSERVATIONS SUR LE CYCLE HIVERNAL 1983-1984 7
   - Tendances générales 7
   - Prise des glaces 8
   - Manteau glaciel du milieu de l'hiver 11
   - Débâcle 11
   - Manteau glaciel et épaisseur 15

4. FORMATION ET DÉCROISSANCE DES BARRAGES SUSPENDUS 16
   - Principes généraux de formation 16
   - Profils des barrages de frasil 16
     - Données chronologiques 16
     - Croissance et décroissance à Marwell 16
     - Occurrence à travers le bief 17
   - Conditions d'écoulement connexes 17
   - Caractéristiques physiques 18
   - Propriétés optiques 20
   - Percolation 22

5. CONSIDÉRATIONS SUR LE BILAN THERMIQUE 23
   - Observations météorologiques 23
   - Considérations fondamentales 24
   - Calculs des flux thermiques 24
     - Flux thermique de surface 24
     - Flux thermique d'advection 28
     - Réchauffement dû au frottement 28
     - Échange thermique avec le lit 28
     - Échange de chaleur associé aux chutes de neige 28

Table des matières (suite)

Page

Résultats du bilan thermique 29
Méthode des degrés-jours 33
Approximation du flux thermique linéaire 33
Transfert de chaleur interne : du fleuve à la glace 34

6. HYDROLOGIE 35
Niveaux d'eau et débit 35
Répartition des vitesses 36
Résistance hydraulique 37
Coefficients de résistance bruts 38
Formules générales 38
Méthode de calcul 38
Configurations saisonnières du coefficient de Chézy 39
Analyse des profils de vitesse 46
Formulation générale 46
Analyse de la loi de la puissance deux 47
Analyse de la loi logarithmique 49

7. DISCUSSION 51
Tendances générales du cycle glaciel 51
Prise des glaces 51
Milieu de l'hiver 51
Débâcle 52
Problèmes d'exploitation 52

RÉFÉRENCES 53

ANNEXE A. Cartes montrant la répartition du manteau glaciel en 1983-1984 55

ANNEXE B. Tension de vapeur saturante 61

Tableaux

1. Manteau glaciel dans le bief de Whitehorse 15
2. Aires de section transversale et paramètres d'écoulement à Marwell 18
3. Comparaison des mesures de débit 22
4. Observations météorologiques 25
5. Flux thermique de surface 30
6. Géométrie du chenal 40
7. Paramètres hydrauliques 43
8. Profils verticaux des vitesses—analyse de la loi de la puissance 48
9. Valeurs de contrainte et de rugosité déterminées par l'analyse de la loi logarithmique 48

Illustrations

Page

Figure 1. Schéma du cycle glaciel saisonnier dans un réseau de lacs et de cours d'eau. 1
Figure 2. Carte de la région 2
Figure 3. Emplacement des stations 2
Figure 4. Courbe du niveau d'eau en fonction du débit à Marwell 3
Figure 5. Moulinet et saumon 5
Figure 6. Traîneau de mesure portatif chauffé 5
Figure 7. Schéma de la sonde de battage 6
Figure 8. Relevés de débit pour le fleuve Yukon à Whitehorse. 7
Figure 9. Chronologie de la prise des glaces et de la débâcle 7
Figure 10. Conditions glacielles au moment approximatif du niveau d'eau maximal à Marwell pendant trois hivers 8
Figure 11. Période de gel observée en 1983-1984 8
Figure 12. Floe de frasil et nappe de slush. 9
Figure 13. Glace de rive. 9
Figure 14. Falaise de glace 10
Figure 15. Chenal libre et falaise de glace en progression 10
Figure 16. Processus de débâcle observé en 1983-1984 11
Figure 17. Formation de plaques. 12
Figure 18. Formation de rides 12
Figure 19. Débordement à Marwell 13
Figure 20. Amoncellements de débâcle. 13
Figure 21. Superficie libre de glace (novembre 1983 à février 1984). 14
Figure 22. Épaisseur moyenne des glaces et volume de glace à Marwell (novembre 1983 à mars 1984) 14
Figure 23. Profils chronologiques du barrage de frasil à Marwell 17
Figure 24. Profils latéraux du barrage de frasil à Marwell, montrant des horizons de glace et de slush 18
Figure 25. Profils longitudinaux du barrage de frasil le long du bief observé. 19
Figure 26. Vitesse moyenne à Marwell et nombre de Froude en fonction du temps. 19
Figure 27. Vitesse moyenne à Marwell en fonction de l'aire du barrage suspendu et de l'aire du chenal libre 19
Figure 28. Schéma du dépôt du barrage de frasil 19
Figure 29. Dureté de la slush en fonction de la profondeur. 20
Figure 30. Profils du rayonnement solaire. 21
Figure 31. Température de l'air. 23
Figure 32. Vitesse du vent 23
Figure 33. Pression barométrique 23
Figure 34. Humidité relative. 23
Figure 35. Bilan du rayonnement à ondes courtes. 23
Figure 36. Couverture nuageuse 24
Figure 37. Schéma des paramètres du bilan thermique. 24
Figure 38. Flux thermique par rayonnement 29
Figure 39. Flux thermique par conduction et évaporation 29
Figure 40. Sommaire de chaque composante de flux thermique 29
Figure 41. Flux thermique de surface. 29
Figure 42. Flux thermique total 29
Figure 43. Degrés-jours en fonction du temps 33
Figure 44. Degrés-jours en fonction de l'épaisseur de la glace 33
Figure 45. Approximation du flux thermique linéaire 34

Illustrations (suite)

		Page
Figure 46.	Niveaux d'eau quotidiens à AM, M et BM	35
Figure 47.	Pente de la ligne d'eau entre AM et M, et M et BM	35
Figure 48.	Niveau de l'eau à AM par rapport à la position de la falaise de glace	36
Figure 49.	Effet de la falaise de glace en progression sur le gradient hydraulique	36
Figure 50.	Courbe de vitesse	37
Figure 51.	Profils de vitesse sous la glace propre et la slush dans une coupe perpendiculaire au barrage de frasil	38
Figure 52.	Exemple de fluctuation de la vitesse	38
Figure 53.	Coefficient de Chézy en fonction du temps	39
Figure 54.	Courbes de corrélation du coefficient de Chézy en fonction du niveau de l'eau	46
Figure 55.	Profils verticaux de vitesse pour les profils énumérés au tableau 8	49
Figure 56.	Profil vertical de vitesse pour le profil moyen à Marwell	50
Figure 57.	Schéma du cycle glaciel saisonnier du fleuve Yukon près de Marwell	51

Résumé

L'objectif de l'Expérience de saisonnalité glacielle du Yukon (ESAGY) est d'en arriver à comprendre les processus physiques qui affectent le manteau glaciel sur les lacs et réseaux hydrographiques du Nord. Le rapport porte surtout sur le cycle hivernal du régime hydrologique et glaciel dans un bief du fleuve Yukon près de Whitehorse, à partir d'études effectuées pendant l'hiver 1983-1984. Le bief présente un intérêt particulier du fait qu'il se trouve immédiatement en aval du site hydroélectrique des rapides de Whitehorse et en raison du risque de crues au moment de la prise des glaces.

Le rapport comprend les éléments suivants : (1) un examen des données chronologiques qui proviennent de la zone observée, (2) une description quantitative de la glace de surface et de la croissance et de la décroissance des barrages de frasil, (3) les conditions météorologiques et le bilan thermique connexe pour le bief, et (4) une analyse des effets du manteau glaciel sur la résistance hydraulique du bief pendant l'hiver.

Le bief de Whitehorse est couvert de glace d'environ décembre à avril de chaque année et il se caractérise notamment par la formation annuelle d'un grand barrage de frasil. La période initiale de prise des glaces se caractérise par deux processus : premièrement, la croissance de glaces statiques en direction du large à partir de la rive, ce qui laisse un chenal ouvert et à débit rapide à l'intérieur duquel du frasil se forme, pour emprunter ensuite le courant; et deuxièmement, la formation de ponts à certains endroits, particulièrement à l'étranglement en aval de Marwell, de pans de frasil et de floes qui donnent une falaise de glace en progression vers l'amont. Le milieu de l'hiver se caractérise par un état de stabilité et une diminution générale dans la rugosité du manteau glaciel. La période de la débâcle est marquée par plusieurs phénomènes connexes, dont la formation de rides de glace, la création de diverses formes de glace courant dans le sens de l'écoulement, l'ouverture de chenaux thermiques le long du noyau de vitesse, la présence de ruisselets de débordement à divers endroits le long du bief et la blocade des glaces.

L'examen de la chronologie de la prise des glaces et de la débâcle montre que le débit modifié par suite de l'aménagement du site hydroélectrique des rapides de Whitehorse a réduit la durée du manteau glaciel de cinq à six semaines.

Le barrage de frasil se forme lorsque le frasil s'accumule sous le manteau glaciel derrière la falaise de glace en progression. Le barrage qui s'est formé en 1983-1984 avait une forme et une taille semblables à ceux observés au cours de relevés plus anciens. Les auteurs ont constaté qu'il était situé à côté du noyau de vitesse sauf sur les lieux de la section en aval de Marwell, où il se trouvait juste en amont du noyau de vitesse. Les auteurs ont aussi constaté que le barrage avait atteint son volume maximal immédiatement après la prise des glaces. La comparaison des mesures de débit en amont et directement en aval du barrage de frasil permet de vérifier qu'il n'existe à peu près aucune percolation de l'écoulement.

Les termes du bilan thermique ont été calculés principalement pour les besoins d'applications futures à des modèles numériques de la croissance des glaces. Une perte de chaleur nette varie ordinairement entre 50 et 400 W m^{-2}, les pertes les plus considérables étant dues au rayonnement à grandes ondes de sortie et au flux de conduction. Pour les besoins d'applications techniques, des coefficients ont été trouvés pour l'équation de Stefan mettant en relation l'épaisseur de la glace aux degrés-jours de températures de gel atmosphérique et à l'approximation du flux thermique linéaire mettant en relation la perte de chaleur par rapport à la température de l'air.

Il a été constaté que la résistance hydraulique du bief variait en fonction des conditions glacielles saisonnières et locales, soit par rapport à la falaise de glace en progression pendant la prise, à la présence d'accumulations de frasil à l'intérieur du chenal et à la formation d'irrégularités dans le manteau glaciel pendant la débâcle. La capacité de transport du chenal est plus faible pendant la prise, et les risques de crue sont plus grands. Les auteurs ont en outre constaté que les irrégularités glacielles influaient sur la forme des profils verticaux de la vitesse.

Abstract

The objective of the Yukon Ice Seasonality Experiment (YISEX) is to obtain an understanding of physical processes affecting ice cover on northern lakes and river systems. This report focuses on the winter cycle of hydrology and ice regime along a reach of the Yukon River near Whitehorse, based on studies carried out in the winter of 1983/84. The reach is of practical concern because of its location immediately below the Whitehorse Rapids hydro site, and because of the risk of flooding at freeze-up.

Covered in this report area: (1) a review of historical data from the study area, (2) a quantitative description of surface ice and frazil dam growth and decay, (3) a description of the meteorological conditions and the associated heat budget for the reach, and (4) an analysis of the effects of ice cover on the hydraulic resistance of the reach throughout winter.

The Whitehorse reach is ice-covered from about December to April each year, and is further characterized by the annual formation of an extensive frazil dam. The initial freeze-up period is characterized by two processes: first, the growth of static ice outwards from the shore, leaving an open, fast-flowing channel within which frazil ice forms and runs with the current; and second, the bridging at certain sites, particularly at the constriction below Marwell, of frazil pans and floes that results in an ice front that progresses upstream. Midwinter is characterized by a condition of stability and an overall decrease in the roughness of the ice cover. The period of breakup is marked by several related phenomena, including the formation of ice ripples, the creation of a variety of ice forms that run with the flow, the opening up of thermal leads along the velocity core, the occurrence of overflow runs at various locations along the reach, and ice jamming.

Examination of historical dates of freeze-up and breakup shows that altered streamflow subsequent to construction of the Whitehorse Rapids hydro site has decreased the period of ice cover by five to six weeks.

The frazil dam forms as frazil accumulates below the ice cover behind the advancing ice front. The dam that formed in 1983/84 was similar in size and form to those observed in earlier surveys. It was found to lie off to the side of the velocity core, except at the Below Marwell section, where it was found to lie directly above the velocity core. The dam was observed to have reached its maximum volume immediately after freeze-up. A comparison of streamflow measurements upstream and directly under the frazil dam verifies that virtually no percolation of flow takes place.

Heat budget terms were computed primarily for the purpose of future application to numerical models of ice growth. Net heat loss typically varies between 50 and 400 W/m^2, with the largest losses being due to outgoing longwave radiation and the conductive flux. For engineering applications, coefficients were found for the Stefan equation relating ice thickness to degree-days of freezing air temperatures, and to the linear heat flux approximation relating heat loss to air temperature.

The hydraulic resistance of the reach was found to vary with seasonal and local ice conditions; that is, in relation to the advancing ice front during freeze-up, to the presence of frazil accumulations within the channel, and to the formation of irregularities in the ice cover during breakup. During freeze-up, the channel conveyance capacity is lowest, and flood risk is highest. Furthermore, ice irregularities were found to influence the shape of vertical profiles of velocity.

Perspective de gestion

Les cours d'eau et les grands lacs du Nord canadien ont joué un grand rôle dans l'histoire du Canada en tant que voies d'exploration, de commerce et de transport. Ils ont contribué, et ils contribuent encore, directement au développement économique et au mieux-être des Territoires. Même si ces rôles devaient changer dans l'avenir, ils n'en seront pas moins importants. À mesure que la population augmente et que les assises industrielles s'améliorent, quelque rapides que soient ces changements, la demande d'installations récréatives et d'énergie augmentera aussi. Des études ont été faites et propositions ont été avancées concernant le potentiel d'utilisation des lacs comme réservoir d'eau naturelle derrière de petits ouvrages situés à leur exutoire, de construction de nouveaux barrages et de création de nouveaux réservoirs sur les rivières, ou de dérivation des eaux à l'intérieur des bassins ou entre ceux-ci afin d'exploiter plus efficacement ces eaux à des fins énergétiques.

Notre expérience de gestion de l'aménagement des ressources hydriques dans le sud de la Colombie-Britannique ne nous prépare pas tellement bien à la gestion d'aménagements analogues dans le Nord où le climat est beaucoup plus rigoureux et où un manteau glaciel épais persiste pendant la moitié de l'année. Toute modification au cycle annuel du niveau des lacs et au débit des cours d'eau qui serait imposée par des moyens artificiels et tout changement apporté au cycle et à la valeur du débit et de la dépression pourraient produire des effets dont la portée est difficile à prévoir sur l'écologie des lacs et cours d'eau affectés. Certaines de ces conséquences peuvent être liées directement aux changements dans les processus qui commandent la croissance et la décroissance des glaces et la nature même de cette glace.

Il est impérieux de pratiquer une saine gestion des abondantes richesses que le Nord canadien recèle, si l'on tient à atteindre le double objectif de conservation et de croissance soutenue. Une telle gestion nécessite la possession de données variées, autrement on risque fort de ne pas tenir compte des graves conséquences possibles ou encore d'adopter une approche démesurément prudente.

Dans ce rapport, qui s'appuie sur des observations effectuées sur le terrain pendant un cycle hivernal complet, un pas important a été franchi dans la compréhension des processus physiques qui affectent le manteau glaciel des lacs et cours d'eau nordiques et cordillérans. Les données et les observations nous fourniront la base nécessaire à la planification d'études futures, un point de départ pour la prévision des conséquences environnementales et écologiques de la régulation des niveaux et de l'écoulement ainsi qu'une base encore hâtive et incertaine pour la modélisation des systèmes englacés.

C.H. Pharo, Chef intérimaire
Institut national de recherche sur les eaux
Région du Pacifique et du Yukon

Le 19 juillet 1985

Remerciements

Si le présent travail a pu être effectué, c'est avant tout grâce au soutien, à la collaboration et aux encouragements de Renee Alford et de Carole Carmack.

Nous tenons à remercier sincèrement E. Marles et V. Chamberlain pour leurs efforts et l'attention apportée aux détails dans la réduction des données; R. Wiegand pour s'être occupé de la programmation nécessaire dans l'analyse des données de série chronologique, et M. Jarvis pour son aide sur le terrain. A. Weller et B. Gordon ont exécuté les travaux de dessin et d'illustration.

Nous sommes reconnaissants au personnel du Service de l'environnement atmosphérique à Whitehorse et à Downsview pour nous avoir fourni les observations météorologiques nécessaires. Nous avons aussi apprécié l'entière collaboration du personnel en place à la station hydroélectrique des rapides de Whitehorse pour avoir mis à notre disposition des données concernant le débit du fleuve. Nous remercions également la compagnie Arctic Diamond Drilling Ltd. à Marwell de nous avoir laissé traverser sa propriété tous les jours.

Nous sommes reconnaissants enfin à la gestion de la Direction générale des eaux intérieures qui a accordé à l'auteur principal du rapport le temps voulu pour poursuivre ses recherches.

Introduction

FONDEMENTS THÉORIQUES

Le manteau glaciel sur les cours d'eau et les lacs du Nord canadien affecte le niveau de l'eau, le débit et de nombreuses activités humaines. La connaissance des systèmes englacés est toutefois si maigre qu'il est très difficile de prédire les effets sur l'environnement des pratiques d'aménagement et de gestion de l'eau. Pour cette raison, l'Expérience de saisonnalité glacielle du Yukon (ESAGY) a été conçue de manière à fournir des renseignements concernant les processus de croissance et de décroissance de la glace sur un grand fleuve nordique, particulièrement dans les biefs (ou tronçons) habités, qui sont soumis à la blocade des glaces ou aux inondations, ou encore qui se trouvent en aval des lacs et des réservoirs (figure 1).

Dans ce rapport, il sera question du régime des glaces et de l'hydrologie du fleuve Yukon, à proximité de Whitehorse au Yukon, en faisant appel à des données hydrologiques, météorologiques et de répartition des glaces, données qui ont été obtenues pendant un cycle hivernal complet. Ces données permettront d'élaborer et de vérifier des modèles mathématiques pour systèmes englacés.

DESCRIPTION RÉGIONALE

Le fleuve Yukon prend sa source dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique, puis il traverse une succession de lacs nourriciers (les lacs Atlin, Tagish, Bennett et Marsh), et il coule ensuite dans une direction nord-ouest à travers le Yukon (figure 2). À Whitehorse, le fleuve draine une superficie approximative de 19 400 km^2 et son débit annuel moyen est d'environ 240 m^3 s^{-1}.

La partie du fleuve Yukon qui a été retenue pour l'étude menée pendant l'hiver 1983-1984 va du pont Robert Campbell (à l'extrémité sud de Whitehorse) à l'étranglement situé à 4.3 km en aval (figure 3). Le long de ce bief, le fleuve passe d'un chenal unique à un chenal anastomosé dont certaines sections comprennent des îles qui offrent à leur tour un chenal unique et plusieurs petits chenaux secondaires. La profondeur de l'eau varie énormément à l'intérieur du bief, la profondeur moyenne se situant à 3.2 m lorsque le niveau de l'eau est élevé. La vitesse moyenne d'écoulement est relativement élevée, soit environ 1.8 m s^{-1} en été et 0.7 m s^{-1} en hiver. Dans le bief, la pente moyenne du fleuve est de 0.5 x 10^{-3}. Le rapport qui existe

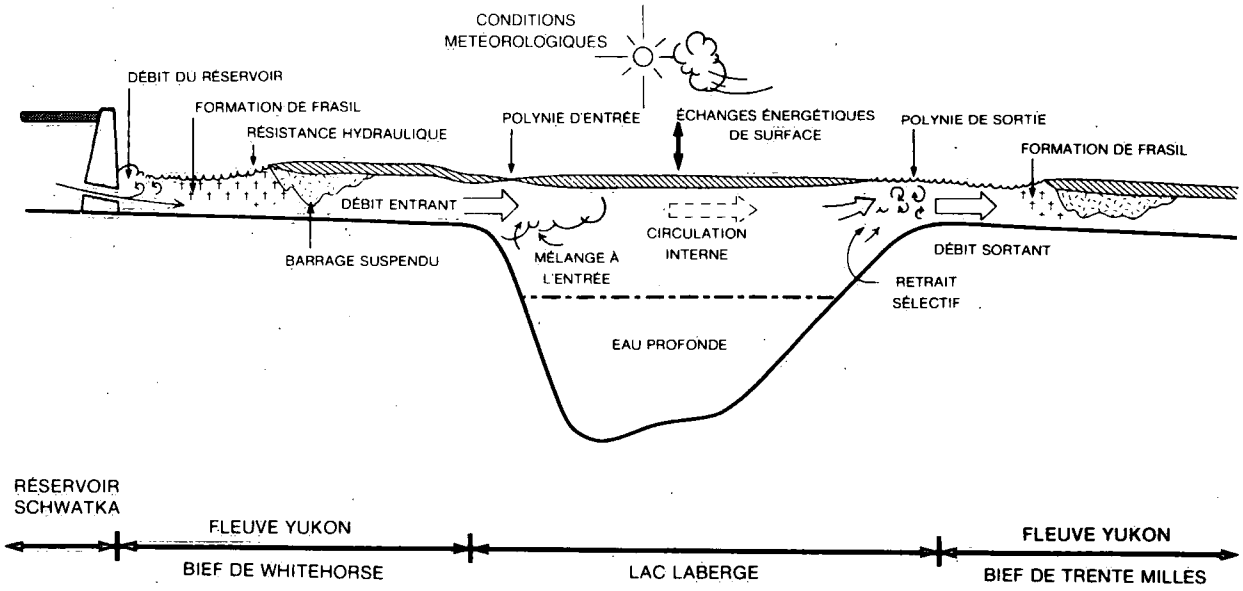


Figure 1. Schéma du cycle glaciel saisonnier dans un réseau de lacs et de cours d'eau.

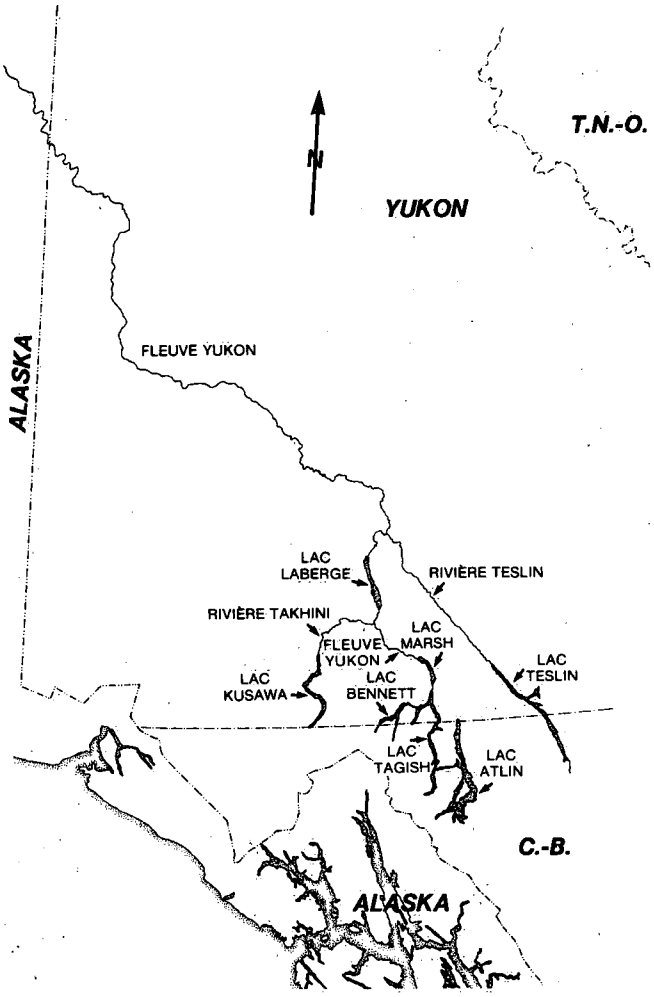


Figure 2. Carte de la région.

entre le niveau de l'eau et le débit à la section Marwell est illustré à la figure 4. Au cours d'une année, le débit d'écoulement varie entre 120 et 500 $m^3 s^{-1}$ approximativement, et le niveau de l'eau correspondant a une variation d'environ 2 m. Toutefois, par suite de l'augmentation de la résistance hydraulique au cours de la période de manteau glaciel, on observe un effet de remous dans le bief qu'expliquent les déviations de la courbe d'eau libre.

Il existe deux étranglements principaux à l'intérieur du bief; ils sont connus sous les noms de section Marwell et section Marwell aval (figure 3). Cette dernière est considérée comme le régulateur hydraulique du bief en période sans glace.

L'écoulement du fleuve Yukon a été modifié par la construction de deux barrages situés en amont de Whitehorse. Le barrage du lac Marsh a été reconstruit en 1951-1952. Une ancienne version construite en 1902 avait servi à hâter la dislocation des glaces sur le lac Laberge et à avancer ainsi la date de navigation des vapeurs. De nos jours, il sert surtout de réservoir, c'est-à-dire qu'il sert notamment à assurer un débit hivernal accru pour les besoins de la production d'énergie hydroélectrique. En 1957-1958, la Commission hydroélectrique du Nord canadien (CHNC) a construit un barrage au fil de l'eau près des rapides de Whitehorse. À l'origine, seulement deux génératrices ont été installées. Des appareils supplémentaires ont été ajoutés par la suite, soit un premier en 1969 et un autre en 1983, afin d'exploiter plus efficacement les débits hivernaux. À l'heure actuelle, le débit est régularisé au barrage aval, celui-ci étant soumis à des contraintes structurelles et juridiques. Autrement dit, le niveau de l'eau derrière le barrage (lac Schwatka) ne peut dépasser 653.34 m ni descendre sous 652.27 m.

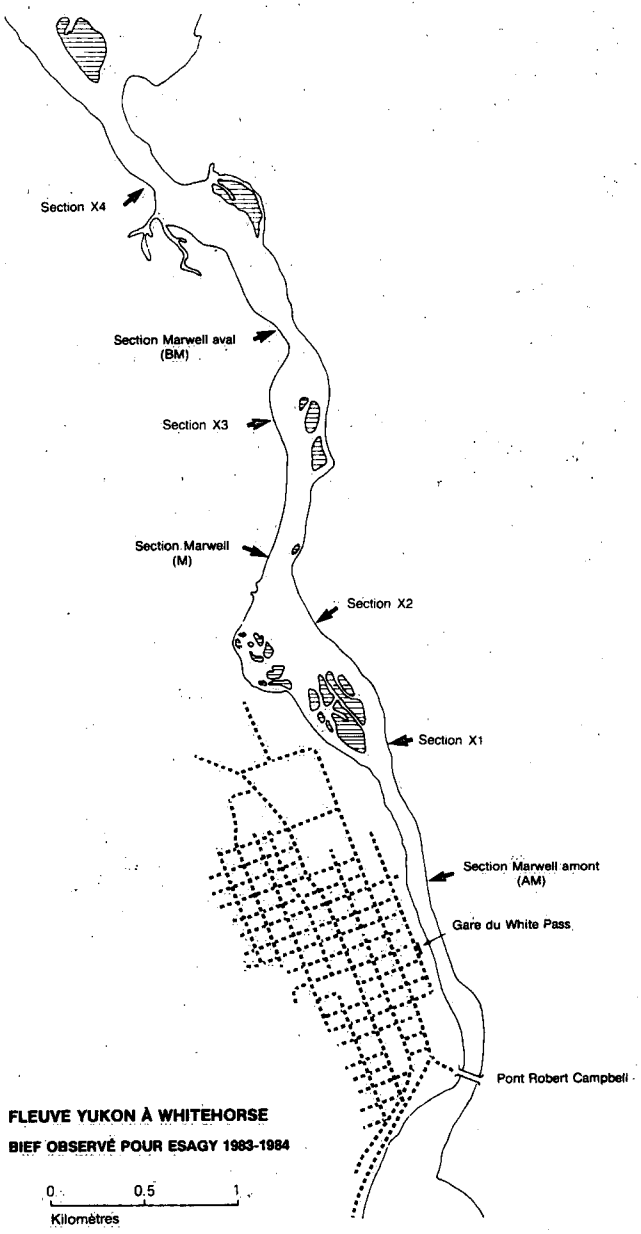


Figure 3. Emplacement des stations.

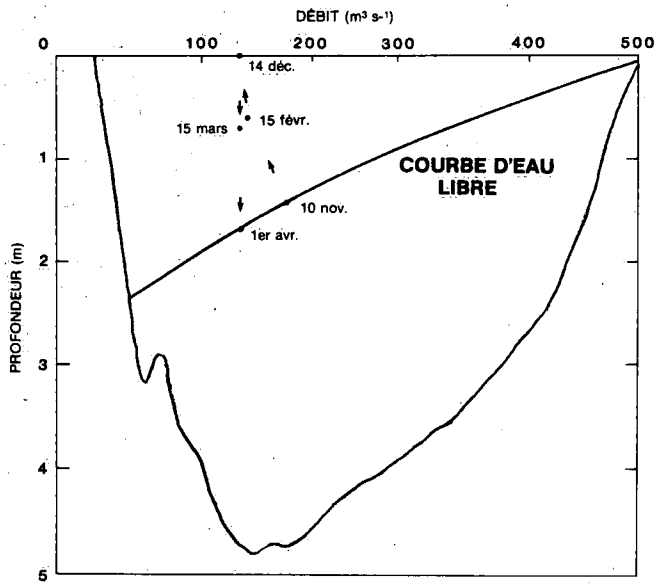


Figure 4. Courbe du niveau d'eau en fonction du débit à Marwell.

QUESTIONS DE GÉNIE HYDRO-ÉCONOMIQUE

Les inondations, les dommages dus aux glaces et la gestion des déchets sont autant de raisons pratiques pour justifier l'étude de l'écoulement et les conditions glacielles qui règnent dans le fleuve Yukon à Whitehorse.

Inondations

Bien qu'il n'existe aucune preuve d'inondation à l'intérieur du bief par suite d'un ruissellement accru pendant l'été (les débits maximaux atteignent 640 $m^3 \cdot s^{-1}$), les inondations associées à la formation de glaces en novembre et en décembre ont causé des dégâts à la propriété privée et commerciale. La zone située près de Marwell est particulièrement vulnérable aux inondations hivernales. (Un niveau d'eau supérieur à 631 m à Marwell est considéré comme une inondation.) Avant la construction du barrage de la CHNC, les inondations s'avançaient souvent assez au sud pour atteindre la rue Main; le niveau record de 634 m a été enregistré en novembre 1935 à l'occasion d'une crue. Depuis la construction du barrage, qui contribue à régulariser l'écoulement au cours de la période critique de la prise des glaces, les inondations se sont limitées à la zone de Marwell.

La capacité d'adduction du chenal fluvial au cours des périodes de manteau glaciel est capitale pour l'optimisation des eaux disponibles à des fins de production d'énergie. Une quatrième génératrice a été installée sur les lieux du barrage en 1983 et elle a permis de doubler la capacité de l'usine à 40 MW. Faudrait-il créer d'autres réservoirs en amont et s'en servir, la nécessité de libérer des volumes d'eau supérieurs pendant l'hiver pourrait contribuer à augmenter les risques d'inondation, particulièrement au cours de la période critique de la prise des glaces.

Dommages dus aux glaces

À Whitehorse, le fleuve gèle rarement plus haut qu'en amont de la courbe située immédiatement en amont du pont Robert Campbell, en raison de la proximité du barrage. Dans cette partie couverte du fleuve, de fortes pertes de chaleur donnent lieu à la production de frasil et de slush pendant des durées appréciables. Il est déjà arrivé que de la glace s'accumule sur les piliers du pont, ce qui a occasionné certaines inquiétudes dans le secteur du génie civil urbain. En 1973, le pont Robert Campbell original a été gravement endommagé par la poussée des glaces.

Gestion des déchets

En 1978, un poste de pompage d'eaux d'égout a été construit sur la rive gauche du fleuve près de Marwell. Pour pomper et acheminer les eaux d'égout jusqu'à un étang de stabilisation situé sur la rive droite, à 2.5 km en aval, une conduite a été installée à travers le fleuve. Par crainte de ses effets sur le manteau glaciel, la conduite a été enfouie l'année suivante. Même si l'élimination directe des déchets ne semble pas constituer un problème dans le cadre du bief observé, ce point est tout de même préoccupant en aval de l'exutoire des eaux d'égout, et le problème général de la dispersion des matériaux dans un système englacé est un aspect important dans la gestion des ressources en eau.

OBJECTIFS

Les objectifs du rapport sont les suivants :

1) Fournir un compte rendu de la formation et du comportement ultérieur du manteau glaciel du fleuve Yukon à Whitehorse pendant l'hiver 1983-1984.

2) Établir une corrélation entre les mesures de niveau d'eau et de débit d'une part, et la répartition du frasil, la formation de barrages de frasil, l'ensemble du manteau glaciel et l'évolution de la résistance du chenal d'autre part.

3) Décrire l'effet des embâcles et des barrières (de glace) sur la capacité du chenal.

4) Établir une corrélation entre le processus de formation glacielle, les changements structuraux pour une période donnée et la décroissance d'une part, et les conditions météorologiques dominantes d'autre part.

PLAN

Chacun des chapitres du rapport se veut un bilan à la fois autonome et descriptif d'un aspect du cycle glaciel saisonnier. Le deuxième chapitre porte sur le concept expérimental et les méthodes. Dans le chapitre 3, le manteau glaciel est décrit pendant les périodes de prise des glaces, du milieu de l'hiver et de débâcle. Dans le chapitre 4, des données sont présentées concernant l'occurrence et les propriétés du barrage suspendu qui se forme à l'intérieur du bief. Le chapitre 5 porte sur le bilan thermique du bief. Dans le chapitre 6, sont examinés les effets de la formation des glaces sur l'hydraulique du bief. Finalement, on trouve dans le chapitre 7 le bilan des observations tant dans le domaine scientifique que dans le domaine du génie hydro-économique.

Concept expérimental et méthodes

Pour bien comprendre le cycle glaciel saisonnier, il faut comprendre l'ensemble corrélé des paramètres qui influent sur la croissance et la décroissance des glaces. Dans l'ESAGY, le programme d'observation comprenait trois parties : le débit et les niveaux d'eau, l'état de la glace, et les antécédents météorologiques. Chacun de ces programmes est décrit ci-après; la zone d'étude est représentée à la figure 3.

DÉBIT ET NIVEAUX D'EAU

Afin de contrôler les niveaux d'eau, des échelles limnimétriques ont été installées à trois endroits en novembre 1983 :

1) à la section Marwell amont (AM) située à 1100 m en aval du pont Robert Campbell (sur le quai de Goldrush River Tours);

2) à la section Marwell (M) située à l'étranglement du chenal, à 3100 m en aval du pont (près du bâtiment de l'Arctic Diamond Drilling Ltd.);

3) à la section Marwell aval (BM), à 4300 m en aval du pont à la hauteur du deuxième étranglement dans le bief.

Chacune des échelles a été mesurée en fonction du niveau de référence géodésique. Le niveau d'eau a été enregistré à des intervalles d'environ une journée pendant les périodes de prise des glaces et de débâcle et à des intervalles d'environ deux jours pendant le plein hiver. Pour minimiser les problèmes d'échantillonnage associés aux fluctuations diurnes du niveau d'eau (Santeford et Alger, 1984), on a cherché à enregistrer les niveaux d'eau tous les jours à la même heure.

Les niveaux d'eau ont été enregistrés à Whitehorse de 1902 à 1972. La compagnie de chemin de fer White Pass and Yukon Route a entretenu une échelle limnimétrique à son quai en face de la gare de 1902 à 1949. En 1949, cette échelle a été rattachée au réseau géodésique par la Division des relevés hydrologiques du Canada, laquelle s'est occupé de l'échelle jusqu'en 1960; à partir de cette date et jusqu'en 1972, les niveaux d'eau ont été enregistrés par la Division des relevés hydrologiques à la hauteur du pont Robert Campbell.

Pour mesurer la vitesse, on s'est servi d'un moulinet Price (modèle 622) «pour l'hiver» monté sur un saumon équipé (figure 5). L'appareil de mesure a été employé à

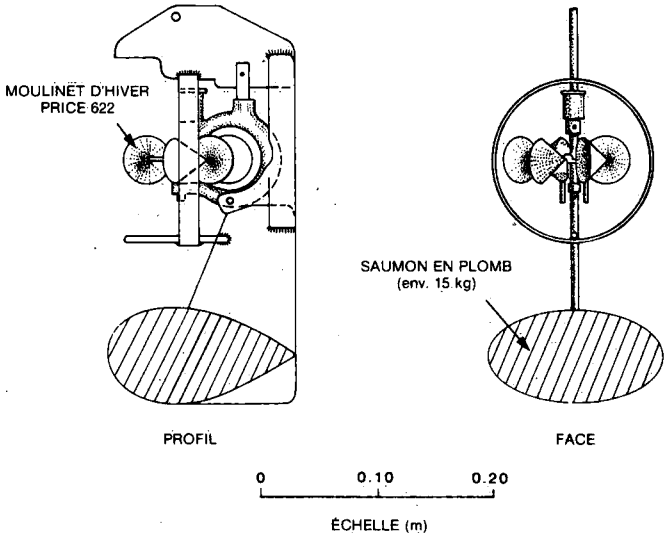


Figure 5. Moulinet et saumon.

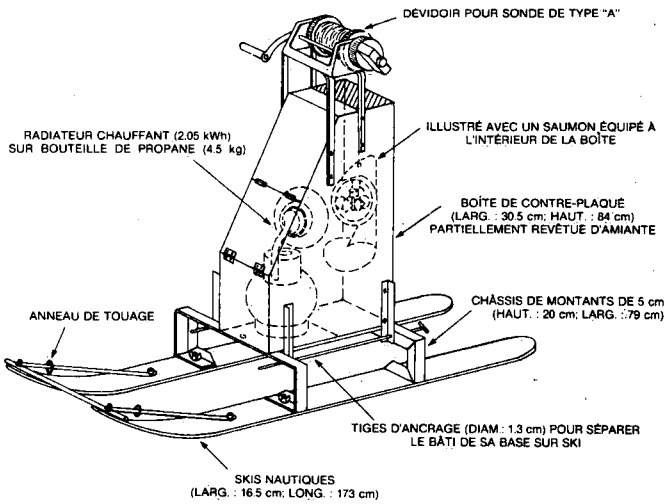


Figure 6. Traîneau de mesure portatif chauffé.

partir d'un dévidoir de sondage monté sur un traîneau de mesure équipé d'une chambre d'air chaud (figure 6). Ce dispositif permet de mesurer la vitesse avec précision (±0.05 m s^{-1}) à des températures de travail descendant jusqu'à -60 °C.

Pour le calcul du débit total, des mesures ont été prises à travers une vingtaine de trous percés dans la glace à travers une section donnée. En chacun des points, la vitesse a été déterminée à 0.2 et à 0.8 des niveaux de profondeur totale; la vitesse moyenne à ce point a été prise en tant que moyenne des deux valeurs conformément à la pratique courante. Pour les calculs nécessitant des profils de vitesse plus détaillés, soit par exemple la détermination de paramètres de frottement, des mesures ont été prises à chaque dixième du niveau de profondeur totale.

ÉTAT DE LA GLACE

À chacun des trous creusés à des fins hydrométriques, les mesures suivantes ont aussi été prises : épaisseur de la couche de neige, épaisseur de la glace, épaisseur de la slush et profondeur de l'eau. L'épaisseur de la couche de neige et de la glace a été mesurée au moyen d'une échelle glaciométrique de type Yukon; l'épaisseur de la slush a été déterminée au moyen du moulinet et en notant la profondeur à laquelle l'appareil rencontrait l'écoulement; la profondeur de l'eau a été déterminée à partir du dévidoir.

Pour déterminer la dureté de la slush formant le barrage de frasil, des essais ont été pratiqués au moyen d'une sonde de battage (figure 7). Celle-ci est formée d'un tubage en acier (diam. : 1.9 cm; long. : 2.1 m) auquel une rondelle de hockey a été fixée à une extrémité et une tige permettant de guider un poids en chute libre à l'autre extrémité. Un poids de 1.09 kg lâché à une hauteur de 0.30 m a été employé.

Des mesures relatives aux caractéristiques optiques de la neige et du manteau glaciel ont été prises au moyen d'un photomètre submersible de type quantique (modèle LI-192B des appareils Lambda). Des lectures supraglacielles du rayonnement à l'entrée et du rayonnement à la sortie ont aussi été prises. Des lectures ont été prises sous l'eau à des intervalles de profondeur de 0.25 m sous la limite inférieure de la glace feuilletée.

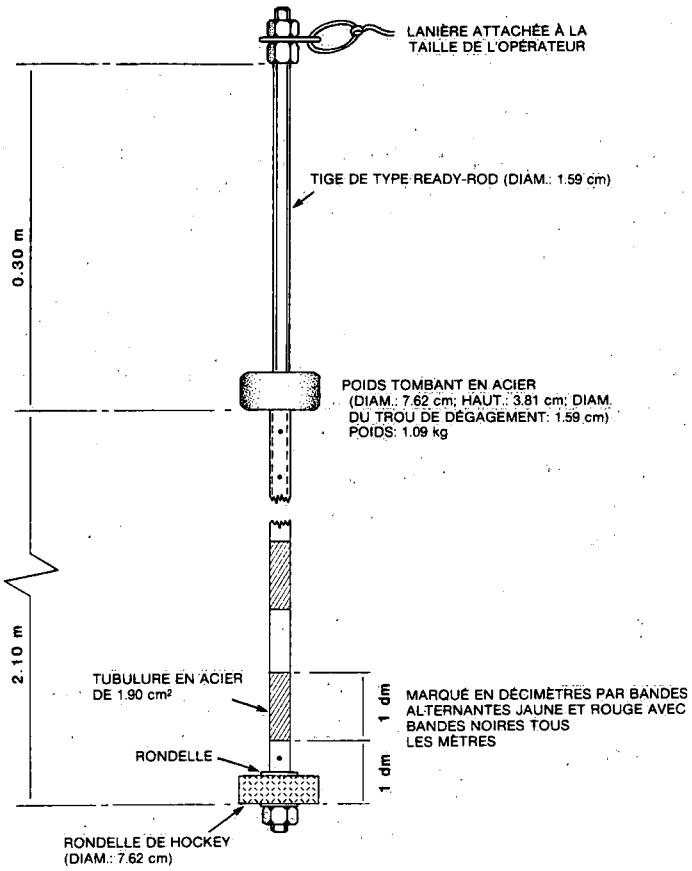


Figure 7. Schéma de la sonde de battage.

INFORMATIONS MÉTÉOROLOGIQUES

La température de l'air et la pression barométrique ont été enregistrées quotidiennement à Riverdale où habite l'auteur Alford, soit à environ 1 km du bief observé. En outre, la température de l'air, la pression barométrique, la vitesse du vent, l'humidité relative et le rayonnement à ondes courtes ont été enregistrés par le Service de l'environnement atmosphérique à l'aéroport de Whitehorse, également situé à environ 1 km du bief observé.

Pour mesurer la température de l'eau, un thermographe a été posé sur le lit du fleuve à proximité de la rive droite et à 30 m en amont du pont Robert Campbell. Cet appareil est précis à ±0.02 °C près et il a été réglé de manière à faire des enregistrements à des intervalles d'une heure.

Observations sur le cycle hivernal 1983-1984

Dans ce chapitre, nous décrivons le cycle annuel de l'avance et du retrait du manteau glaciel à Whitehorse. Des études connexes ont été effectuées par Monenco Consultants Pacific Ltd. (1979, 1980) et par Underhill Engineering Ltd. (1979, 1980) afin d'examiner les relations entre le régime des glaces et les niveaux de l'eau à l'intérieur du bief. Pour une description plus générale du régime des glaces saisonnières sur les cours d'eau, voir Michel (1971), Ashton (1978), et Osterkamp et Gosink (1983).

TENDANCES GÉNÉRALES

Des relevés de débit pour le fleuve Yukon à Whitehorse sont donnés à la figure 8 et la distinction y est faite entre les conditions d'écoulement avant et après la construction du barrage de la CHNC au rapide de Whitehorse. De manière générale, les débits culminent à la fin de l'été et ils sont d'environ quatre à cinq fois supérieurs à ceux que l'on connaît en hiver. L'exploitation du barrage a entraîné une diminution du débit au printemps et en automne tout en faisant augmenter les débits d'hiver. Dans l'ensemble, les débits observés au cours de l'hiver 1983-1984 étaient analogues aux conditions postérieures à la construction du barrage.

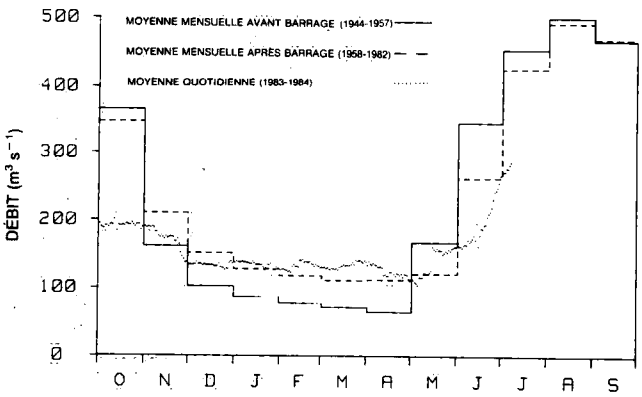


Figure 8. Relevés de débit pour le fleuve Yukon à Whitehorse.

La chronologie de prise des glaces et de débâcle, à partir des observations obtenues à la station White Pass, est donnée à la figure 9. De nouveau, une distinction est faite entre les données obtenues avant et après la construction du barrage. Avant la construction du barrage et les débits hivernaux accrus, les dates moyennes de prise des glaces et de débâcle étaient respectivement le 27 novembre (écart type de 12 jours) et le 25 avril (écart type de 8 jours). Après la construction du barrage, la date moyenne de prise des glaces a reculé au 28 décembre (écart type de 21 jours), tandis que la date moyenne de débâcle a été avancée au 12 avril (écart type de 12 jours). Par conséquent, on peut dire qu'en moyenne, les débits modifiés ont contribué à réduire la période de manteau glaciel de cinq à six semaines.

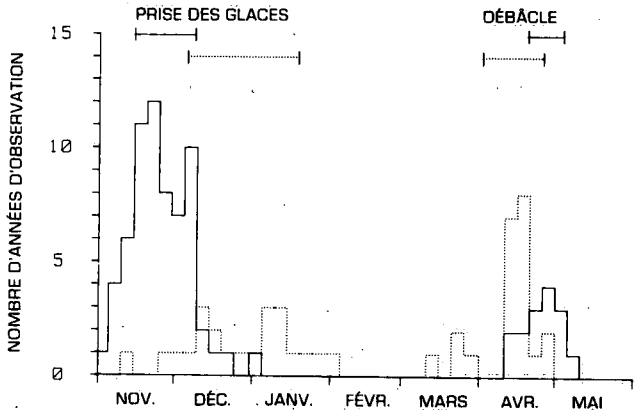


Figure 9. Chronologie de la prise des glaces et de la débâcle dans des intervalles en blocs de 5 jours : les traits continus correspondent aux observations avant-barrage tandis que les traits en pointillés correspondent aux observations après-barrage; les barres horizontales (en continu et en pointillé) correspondent aux dates moyennes de prise des glaces et de débâcle (période avant-barrage et période après-barrage, respectivement).

L'hiver 1983-1984 a été plutôt doux pour la zone de Whitehorse : les températures se sont maintenues au-dessus de la normale tandis que les chutes de neige se sont situées sous la normale. Ceci a donné lieu à une durée relativement courte du manteau glaciel. Le bief observé était recouvert de glace le 2 janvier; il était complètement libre de glace le 28 mars. Dans la description qui suit, nous divisons le cycle glaciel en trois périodes : la prise des glaces, la période de manteau glaciel du milieu de l'hiver et la débâcle.

PRISE DES GLACES

Il est possible de déterminer des caractéristiques générales de la période de prise des glaces en comparant les répartitions précédentes à celles qui sont constatées pour l'année d'observation; cette comparaison se fait pour des conditions glacielles existant au moment du niveau d'eau maximal en M (figure 10). Ici, les aspects les plus significatifs tiennent au fait que le manteau glaciel est achevé d'abord dans la portion aval du bief tandis que des chenaux libres persistent pendant une bonne partie de l'hiver, particulièrement dans la portion amont du bief et vers le milieu du chenal où les vitesses d'écoulement sont les plus fortes. De telles conditions sont généralement associées à la production de glaces de frasil et à la formation de barrages de frasil.

La période de gel qui a été observée en 1983-1984 est résumée à la figure 11 (voir aussi annexe A). Les premiers signes de gel se manifestent au cours de la deuxième et de la troisième semaine de novembre avec l'apparition de glace fixée dans les chenaux secondaires du fleuve, le tout coïncidant avec l'époque où les températures du fleuve descendaient à 0 °C. Le 27 novembre (figure 11a), la glace de rive bordait une partie appréciable du bief.

L'étape suivante dans la période de gel est dominée par la formation de frasil et son agglomération subséquente

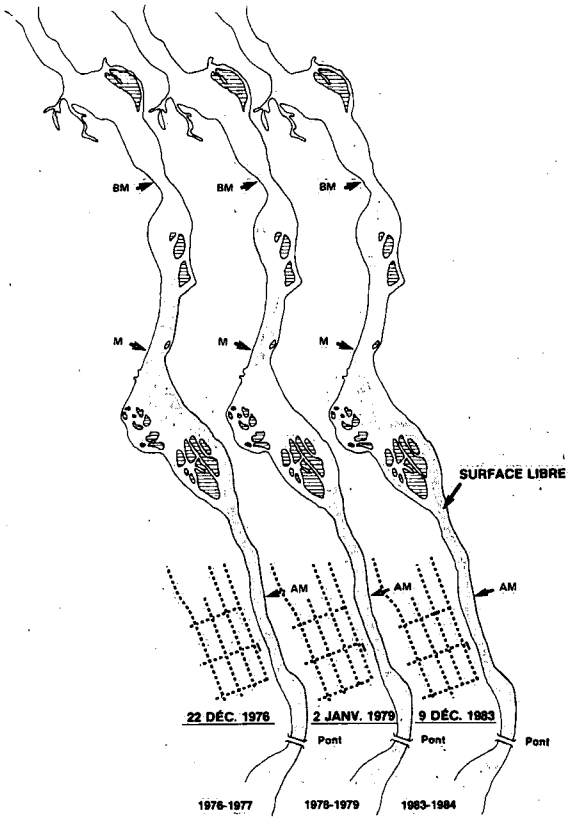


Figure 10. Conditions glacielles au moment approximatif du niveau d'eau maximal à Marwell pendant trois hivers.

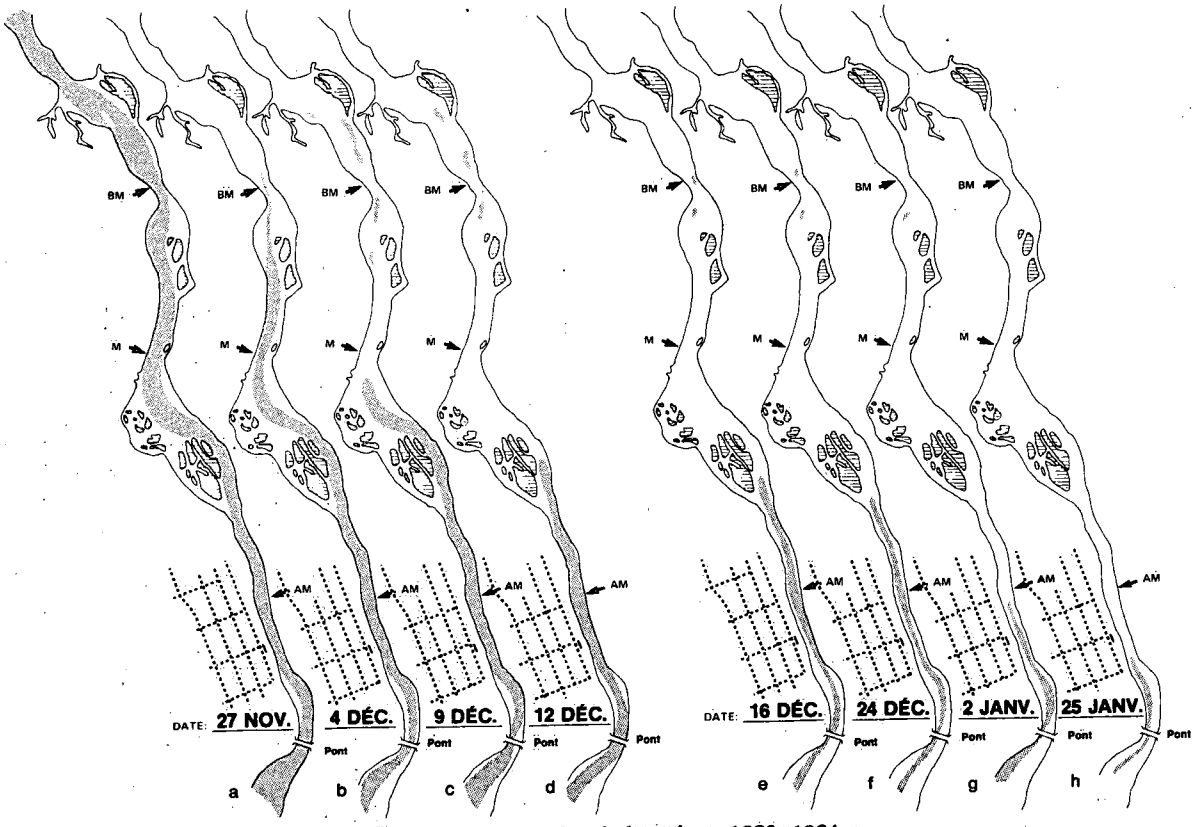


Figure 11. Période de gel observée en 1983-1984.

en flocons de frasil, en radeaux de frasil, en slush et en floes de frasil qui ont recouvert à peu près 50 % de la superficie du fleuve. Le pontage et l'immobilisation de cette glace ont finalement donné lieu à la mise en place d'un manteau glaciel statique dans la portion aval du bief (figure 11b). À ce moment, le bief en aval de BM est presque complètement fermé, sauf pour de petits chenaux libres dont la vitesse est très élevée.

Le dépôt du frasil a aussi entraîné la formation de glace de fond; une accumulation particulièrement forte de glace de fond a été observée au cours de l'hiver en question.

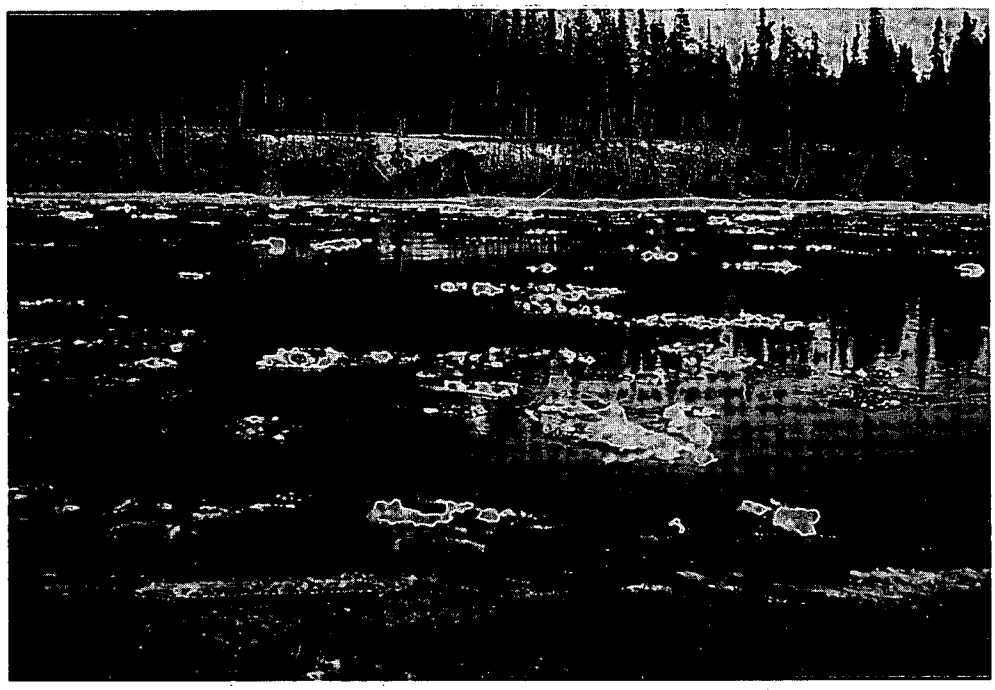


Figure 12. Floe de frasil et nappe de slush.

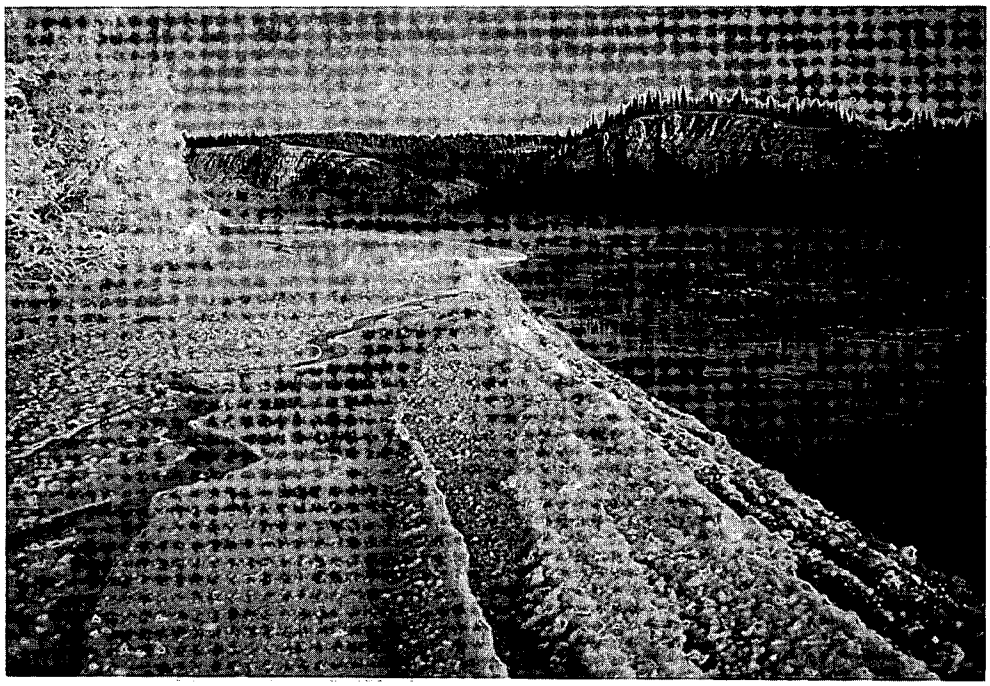


Figure 13. Glace de rive.

La plus forte accumulation s'est produite juste en amont du pont et dans la partie du bief qui part d'un point situé à 1.5 km en aval du pont jusqu'à 1.0 km en amont. Il convient de signaler que le manteau glaciel à BM portait une forte concentration de gravier tandis que les autres sections étaient relativement propres.

Le reste de la période de gel peut se caractériser par un resserrement progressif de la glace de rive, ce qui forme un chenal libre et étroit dans l'axe de la vitesse d'écoulement maximal, et par l'avance progressive de la bordure de glace par suite de l'immobilisation des floes formés plus loin en amont. Le 9 décembre (figure 11c), la falaise de

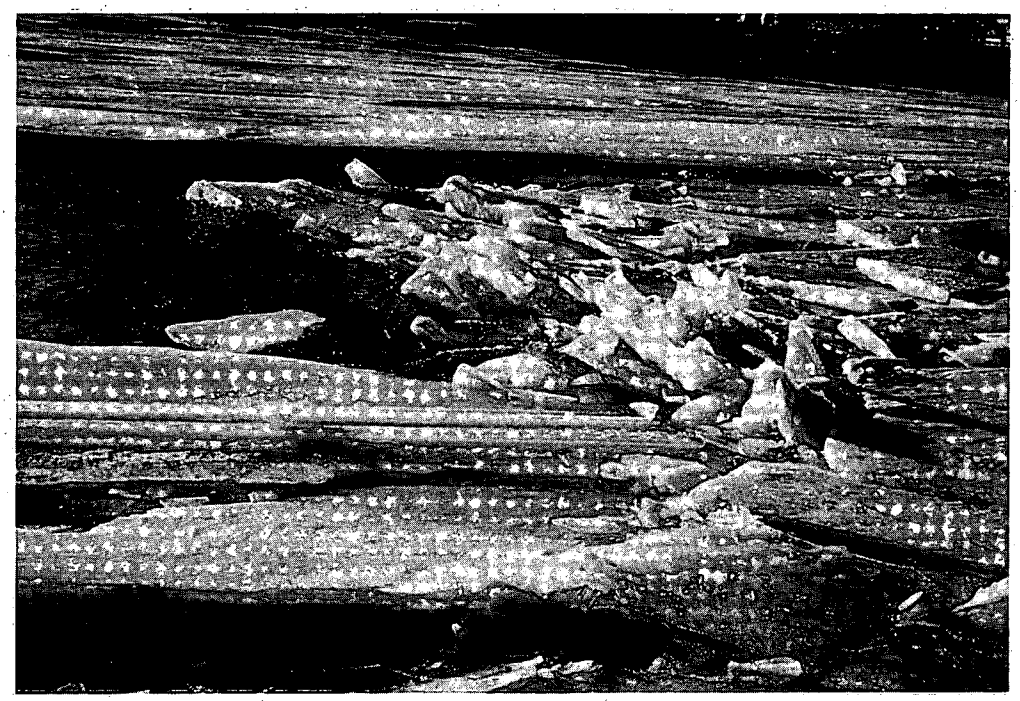


Figure 14. Falaise de glace.

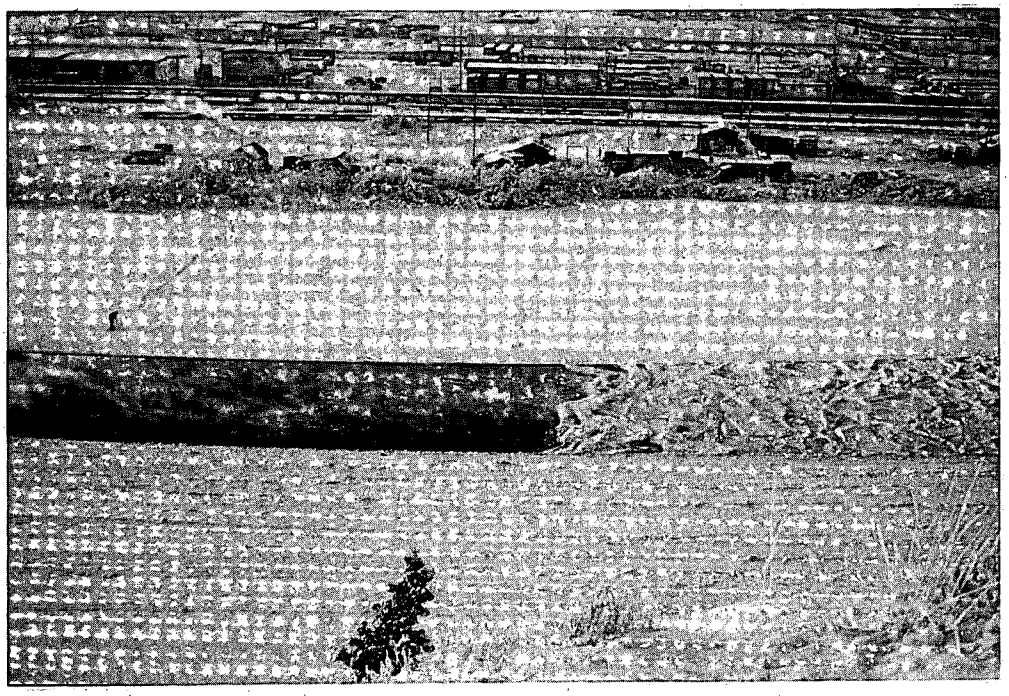


Figure 15. Chenal libre et falaise de glace en progression.

glace avait remonté en amont de M et vers le 12-16 décembre (figures 11d et 11e) jusqu'au voisinage du principal groupe d'îles que l'on trouve dans le fleuve, tout en produisant une vitesse moyenne d'avance de la falaise de glace de 150 m d^{-1}. Le temps doux qui a régné entre le 16 et le 24 décembre n'a pas tellement affecté la superficie du manteau glaciel (figure 11f). Le 2 janvier, la zone observée s'est refermée complètement (figure 11g). Un étroit chenal situé dans le voisinage du pont Robert Campbell est cependant resté libre pendant tout l'hiver (figure 11h).

Certaines propriétés moins importantes qui ont été observées au cours de la prise des glaces sont dignes de mention, particulièrement lorsque l'on cherche à appliquer des modèles simples d'hydraulique et de thermodynamique à ce processus complexe. Ces propriétés sont : la course d'un floe de frasil et d'une nappe de slush dans le fleuve (figure 12); l'étagement diurne de la glace de rive, qui est le résultat des basses températures qui règnent la nuit (figure 13); la nature extrêmement rugueuse de la falaise de glace en progression (figure 14); la progression de la falaise de glace, par l'accumulation de glace descendante, à l'intérieur du chenal formé par la convergence vers l'intérieur de la glace de rive (figure 15).

MANTEAU GLACIEL DU MILIEU DE L'HIVER

Les conditions glacielles typiques du milieu de l'hiver ou de la période voisine de l'équilibre sont illustrées à la figure 11h. À cette époque, le fleuve est complètement fermé à l'exception d'une étroite bande située près du pont et d'un chenal entre le pont et le barrage. La présence d'une petite surface libre pendant tout l'hiver caractérise cette zone et elle joue un rôle important dans le bilan thermique du fleuve. Une deuxième propriété caractérise les conditions qui règnent au milieu de l'hiver, c'est l'adoucissement de la surface glacée. Cette diminution de la rugosité a un effet important sur les conditions d'écoulement au milieu de l'hiver. (Voir Résistance hydraulique dans le chapitre 6.)

DÉBÂCLE

Le processus de débâcle qui a été observé en 1983-1984 est résumé à la figure 16 (voir aussi l'annexe A). Les premiers signes de débâcle apparaissent au début de mars (figure 16a) avec la présence de petites zones de débordement ainsi que l'accumulation de grands radeaux de glaces disloqués immédiatement en aval du pont. Le 11 mars

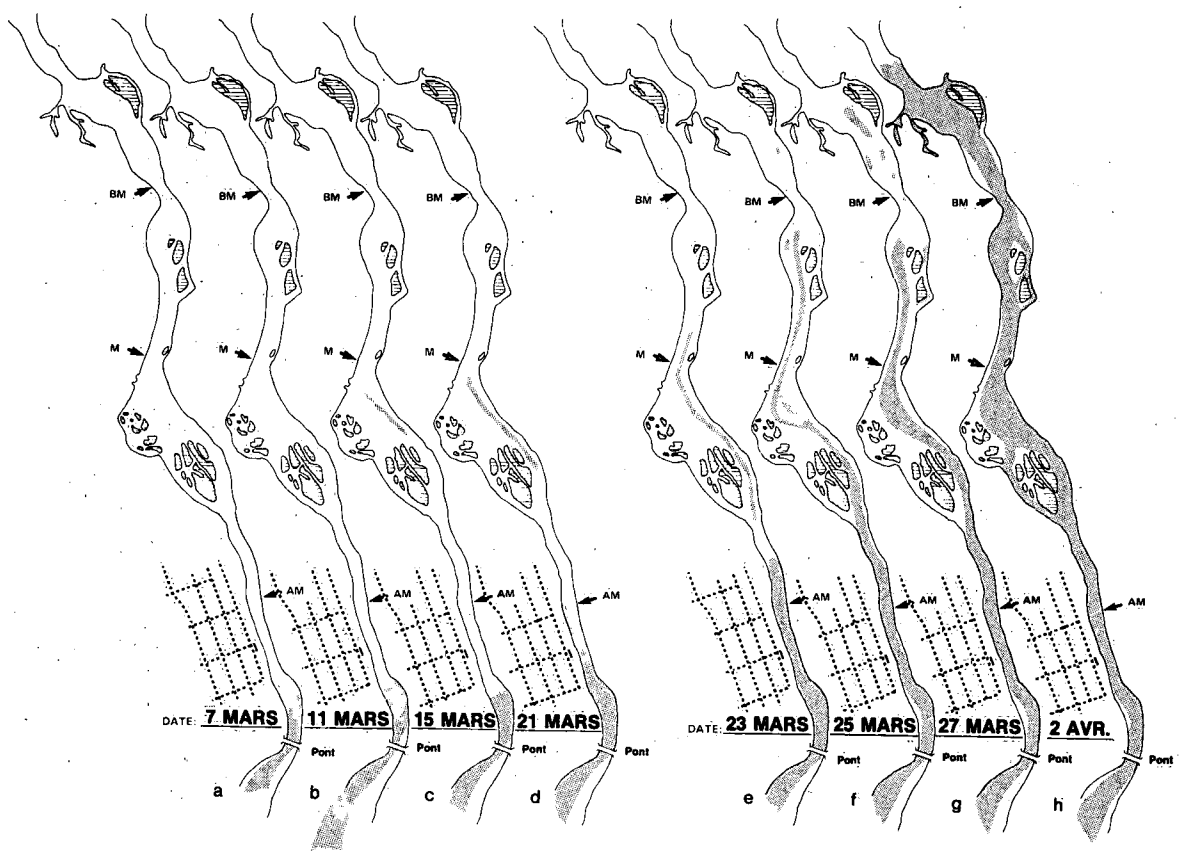


Figure 16. Processus de débâcle observé en 1983-1984.

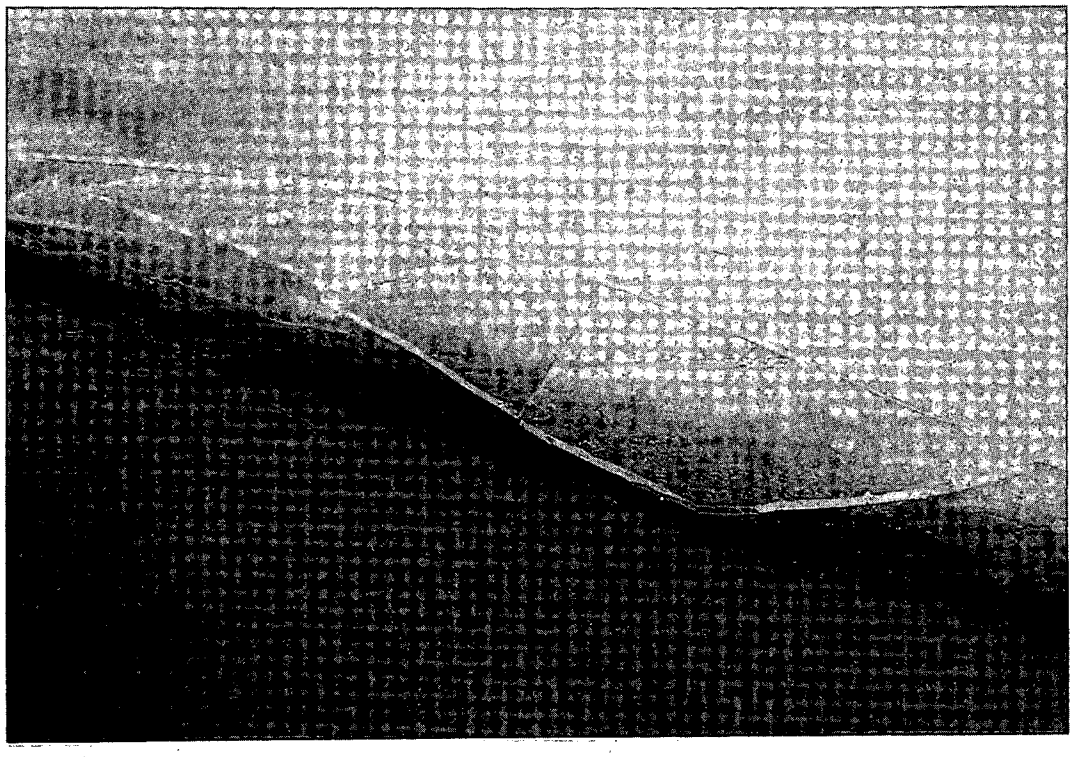


Figure 17. Formation de plaques.

Figure 18. Formation de rides.

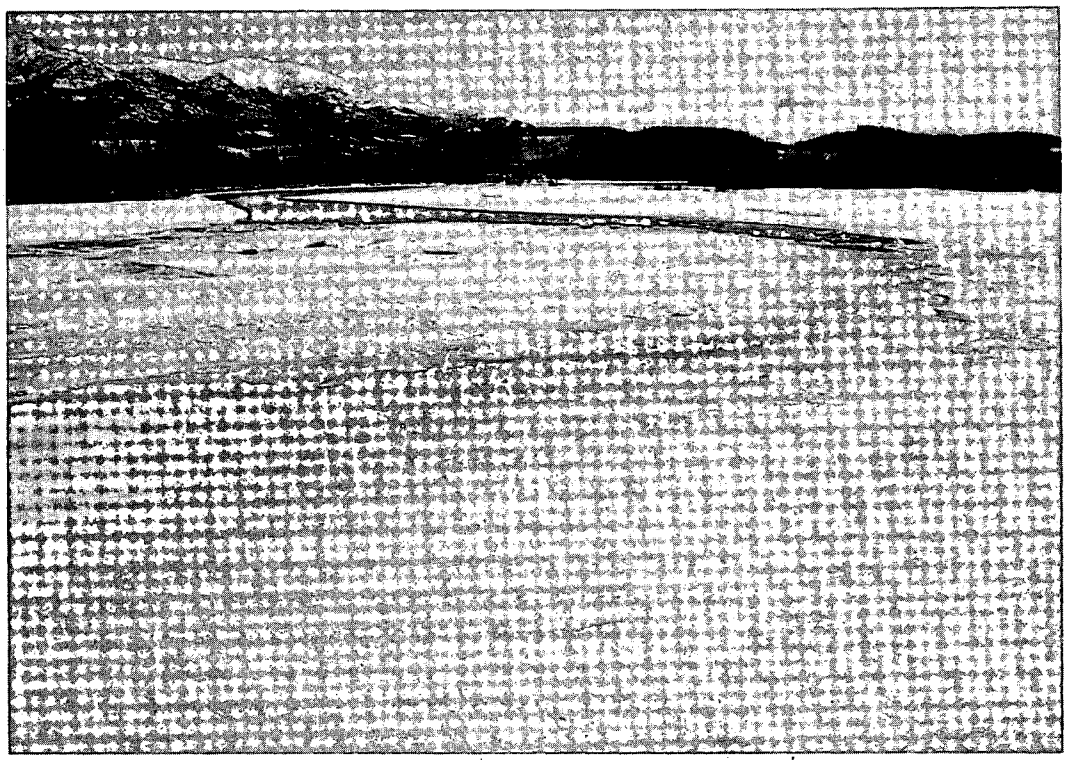


Figure 19. Débordement à Marwell.

Figure 20. Amoncellements de débâcle.

(figure 16b), les conditions montrent l'accumulation continue de radeaux de glace de même que la formation d'un assez bon filet d'eau de débordement dans la portion supérieure du bief observé. Le 15 mars, le filet d'eau fait presque toute la longueur du bief; son effet peut être constaté à la figure 16c et à la figure 16d comme pour le chenal en amont de M. Ce filet qui semble associé à l'axe de vitesse maximale d'écoulement annonce déjà la formation de chenaux à surface libre.

Le 23 mars, la portion supérieure du bief est libre de glace et un chenal ouvert s'allonge au-delà de M. Un petit embâcle, semblable aux nombreux autres qui se sont formés au cours de cette débâcle particulière, peut être observé en amont de M (figure 16e). Cette configuration générale se poursuit pendant le reste de la période de débâcle (figure 16f et 16g). Au 28 mars le bief est ouvert et au 2 avril, il ne reste plus que des zones isolées de glace le long de la rive (figure 16h; annexe A).

Un certain nombre de propriétés intéressantes de second ordre concernant la débâcle ont fait l'objet d'une recherche documentaire. Ainsi, lorsque des trous ont été percés à travers la glace au cours des premiers stades de la débâcle, de petites plaques ont été entraînées sur la surface de la glace par la déflexion des filets d'eau vers le haut. Ces plaques avaient généralement 0.05 m de largeur sur 0.01 m d'épaisseur (figure 17). Nous avons observé qu'elles se formaient la nuit par suite du gel de l'eau de débordement, puis qu'elles se brisaient ensuite en petits morceaux à la faveur du mouvement des glaces pendant le jour. Certains de ces morceaux étaient ensuite entraînés en eaux libres puis transportés au-dessous du manteau glaciel existant. Outre les plaquettes, nous avons aussi observé des nodules semblables à des cailloux et ayant la taille d'oeufs de goéland. Bien que l'origine de ces nodules soit incertaine, nous estimons qu'ils proviennent d'agrégats de frasil et qu'ils se sont formés au cours de la deuxième moitié de l'hiver. (L'auteur Alford a lui même constaté que les plaquettes et les nodules sont tous deux des éléments courants qui peuvent être observés au moment de la débâcle.)

Un autre phénomène a été observé au début de la débâcle, il s'agit de la formation de rides sur la face inférieure de la glace (figure 18). Ces rides possédaient des longueurs d'onde de 0.1 à 0.2 m et une hauteur maximale de 0.05 m. La formation de rides a été observée dans d'autres réseaux hydrographiques (Carey, 1966; Ashton et Kennedy, 1972) et on estime qu'elles ont un effet sur la résistance hydraulique (Tsang, 1982b).

La figure 19 donne un exemple de filet d'eau de débordement. Même si l'on ne dispose pas de mesures directes, il est peu probable que plus de 10 % du débit total soit transporté en tant qu'eau de débordement au cours de la débâcle. Toutefois, la présence d'eau de débordement produit un effet appréciable sur l'albédo de surface.

La caractéristique qui est peut être la plus marquante dans le phénomène de débâcle est celle de la formation d'embâcles (voir Beltaos, 1983, pour commentaires). Bien

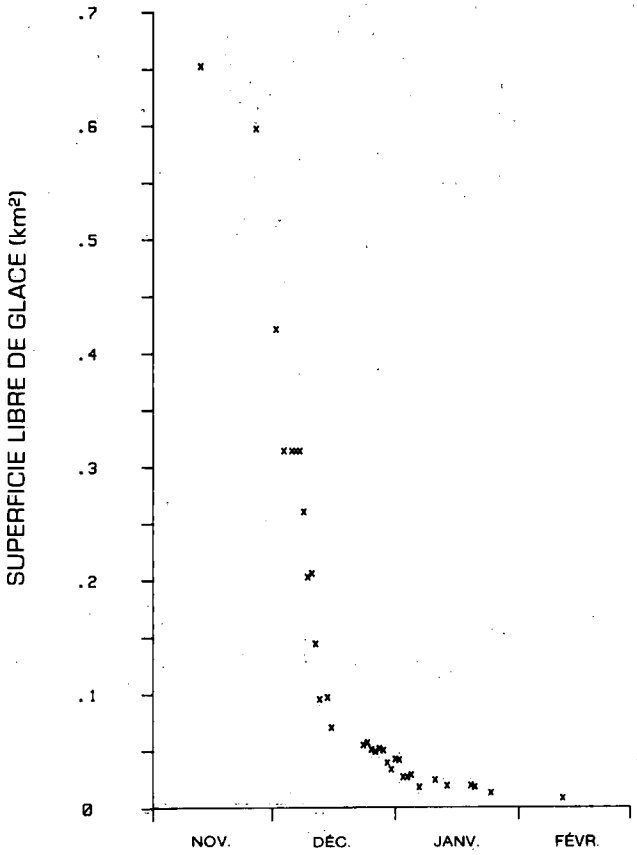


Figure 21. Superficie libre de glace (novembre 1983 à février 1984).

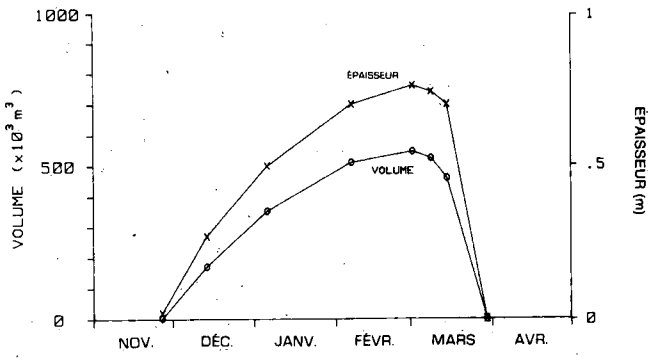


Figure 22. Épaisseur moyenne des glaces et volume de glace à Marwell (novembre 1983 à mars 1984).

qu'il se produise des embâcles à Whitehorse (figure 20), ceux-ci semblent avoir moins d'effets que la prise des glaces sur le niveau de l'eau dans les limites du bief.

MANTEAU GLACIEL ET ÉPAISSEUR

Des valeurs quotidiennes précisant l'étendue du manteau glaciel à l'intérieur du bief ont été calculées à partir des cartes illustrées à l'annexe A, et ces valeurs sont énumérées au tableau 1. Le graphique des données de la superficie libre de glace, de novembre 1983 à février 1984 (figure 21), donne une courbe d'apparence exponentielle pendant la prise des glaces, une croissance rapide du manteau glaciel au début et un lent recouvrement du bief. La détérioration du manteau au moment de la débâcle a progressé à un rythme plus rapide.

La figure 22 montre l'épaisseur moyenne des glaces telle que mesurée en M et le volume total de glace qui se trouve à l'intérieur du bief comme étant le produit de la superficie couverte multipliée par l'épaisseur moyenne. Les deux courbes suggèrent des tendances analogues; par exemple une croissance modérée pendant la prise des glaces, des conditions stables vers le milieu de l'hiver et une régression rapide au moment de la débâcle.

Jusqu'ici, notre description du manteau glaciel a reposé sur des observations faites en surface. Toutefois, l'un des aspects les plus fascinants du manteau glaciel de Whitehorse a trait à l'accumulation de frasil sous la glace feuilletée. Cette question fait l'objet du prochain chapitre.

Tableau 1. Manteau glaciel dans le bief de Whitehorse

	AM à M			Barrage de la CHNC à X4		
Date	Libre (km^2)	Couvert (km^2)	Couvert (%)	Libre (km^2)	Couvert (km^2)	Couvert (%)
83-11-13	0.2271	0.1773	43.8	0.9769	0.5279	35.1
83-11-27	0.2244	0.1800	44.5	0.9070	0.5978	39.7
83-12-02	0.2227	0.1817	44.9	0.6395	0.8653	57.5
83-12-04	0.1709	0.2335	57.7	0.5132	0.9916	65.9
83-12-06	0.1709	0.2335	57.7	0.5132	0.9916	65.9
83-12-09	0.1702	0.2342	57.9	0.4598	1.0450	69.4
83-12-10	0.1276	0.2768	68.4	0.4023	1.1025	73.3
83-12-11	0.1266	0.2778	68.7	0.3576	1.1472	76.2
83-12-12	0.0716	0.3328	82.3	0.3435	1.1613	77.2
83-12-13	0.0439	0.3605	89.1	0.2965	1.2083	80.3
83-12-15	0.0423	0.3621	89.5	0.2945	1.2103	80.4
83-12-16	0.0330	0.3714	91.8	0.2697	1.2351	82.1
83-12-24	0.0234	0.3810	94.3	0.2554	1.2494	83.0
83-12-25	0.0217	0.3827	94.6	0.2531	1.2517	83.2
83-12-26	0.0188	0.3856	95.4	0.2498	1.2550	83.4
83-12-27	0.0173	0.3871	95.7	0.2473	1.2575	83.6
83-12-28	0.0160	0.3884	96.0	0.2455	1.2593	83.7
83-12-29	0.0157	0.3887	96.1	0.2431	1.2617	83.8
83-12-30	0.0096	0.3948	97.6	0.2407	1.2641	84.0
83-12-31	0.0080	0.3964	98.0	0.2390	1.2658	84.1
84-01-01	0.0070	0.3974	98.3	0.2370	1.2678	84.2
84-01-02	0.0000	0.4044	100.0	0.2348	1.2700	84.4
84-01-03	0.0000	0.4044	100.0	0.2332	1.2716	84.5
84-01-04	0.0000	0.4044	100.0	0.2313	1.2735	84.6
84-01-05	0.0000	0.4044	100.0	0.2295	1.2753	84.7
84-01-07	0.0000	0.4044	100.0	0.2271	1.2777	84.9
84-01-11	0.0000	0.4044	100.0	0.2220	1.2828	85.2
84-01-14	0.0000	0.4044	100.0	0.2189	1.2859	85.4
84-01-20	0.0000	0.4044	100.0	0.2187	1.2861	85.5
84-01-21	0.0000	0.4044	100.0	0.2176	1.2872	85.5
84-01-25	0.0000	0.4044	100.0	0.2124	1.2924	87.1
84-02-12	0.0000	0.4044	100.0	0.2076	1.2972	87.5

Formation et décroissance des barrages suspendus

Les barrages suspendus sont des accumulations massives de particules de glace sur les faces inférieures des manteaux glaciels. Leur existence est fréquente dans les cours d'eau englacés. Dans certains cas, ces barrages peuvent provoquer une perte de charge hydraulique par rapport à celle qui est attribuable au seul manteau glaciel; leur présence pose un sérieux problème à ceux qui sont chargés d'effectuer des relevés hydrologiques. L'objet de ce chapitre est de décrire le barrage suspendu qui se forme dans le fleuve Yukon à la hauteur de Whitehorse.

PRINCIPES GÉNÉRAUX DE FORMATION

Afin de mieux interpréter les données qui viennent, un résumé de la formation et de l'évolution des barrages suspendus a été préparé (Tsang, 1982a).

Les barrages suspendus peuvent être répartis en deux catégories suivant leur processus de formation : le barrage suspendu formé de «glace en fragments» est une accumulation de grands radeaux et de plaques de glace tandis que le barrage suspendu formé de «glace de frasil» résulte du dépôt de particules de glace de frasil (slush) formées dans des zones d'eaux libres et turbulentes en amont d'un manteau glaciel stable pendant des périodes de refroidissement intense. C'est le second de ces deux types, c'est-à-dire le barrage de frasil, qui se forme dans le bief situé à proximité de Whitehorse.

La formation d'un tel barrage nécessite la présence d'une source de frasil en amont, c'est-à-dire un bief d'eaux libres et rapides susceptible de produire des flocons, des radeaux et des floes, et comportant un manteau glaciel sur lequel le frasil peut se déposer.

Que le frasil adhère ou non à un endroit donné dépend à la fois de son état d'activité et du champ de vitesse ambiante. Lorsque les particules de frasil dérivent jusqu'à une falaise de glace, elles peuvent être soit arrêtées par la barrière qu'elles rencontrent ou, si la vitesse d'écoulement est suffisamment forte, elles peuvent être balayées sous le manteau. La vitesse limite varie entre 1.0 et 1.5 m s^{-1} suivant les propriétés du matériau transporté. Ainsi, si les particules de frasil sont actives, elles peuvent se fixer près de la partie croissante du manteau glaciel, même dans un écoulement rapide. Plus bas en aval, où les particules de frasil deviennent inactives, elles ne se fixent que dans les zones de faible vitesse. Habituellement, un barrage de frasil commence à la partie croissante du manteau glaciel pour se propager ensuite vers l'aval; toutefois, le manteau glaciel lui-même peut progresser en amont de telle sorte qu'une avancée du barrage est aussi possible. Pour une discussion plus poussée concernant les conditions hydrauliques associées aux barrages de frasil, on se référera au chapitre 6.

PROFILS DES BARRAGES DE FRASIL

Données chronologiques

Les techniciens de la Division des relevés hydrologiques connaissent depuis bien longtemps l'existence du barrage suspendu de Whitehorse. La figure 23 est une compilation des données chronologiques disponibles qui ont été obtenues à la section de Marwell. (Dans cette description, seule la partie du frasil accumulé sous forme de slush porte le nom de barrage de frasil; il n'est donc pas tenu compte du frasil pouvant avoir été incorporé au manteau glaciel thermique.) Ces données suggèrent trois principaux points : premièrement, qu'un barrage de frasil occupant 20 % à 40 % de l'aire de section transversale se forme tous les ans; deuxièmement, que la forme essentielle du barrage est constante d'une année à l'autre; et troisièmement, que le lit du fleuve proprement dit est stable dans le temps. À vrai dire, ce sont ces caractéristiques qui ont justifié cette étude.

Croissance et décroissance à Marwell

La figure 24 illustre les horizons de glace et de slush observés à la section de Marwell au cours de l'hiver 1983-1984. Les aires de section transversale et les conditions d'écoulement correspondantes sont énumérées au tableau 2. Il faut se souvenir que cette section a été fermée le 9 décembre. Au 15 décembre, le barrage avait atteint une aire de section transversale de 126 m^2 et il occupait plus de 40 % du chenal. Conformément aux données chronologiques, la plus grande accumulation de slush a été observée à la droite de l'écoulement principal, soit dans la partie la plus profonde du chenal et au-dessus d'un fond incliné. À cette époque la vitesse moyenne était de 0.73 m s^{-1}, soit une vitesse voisine de la vitesse critique (Tsang, 1982a) pour

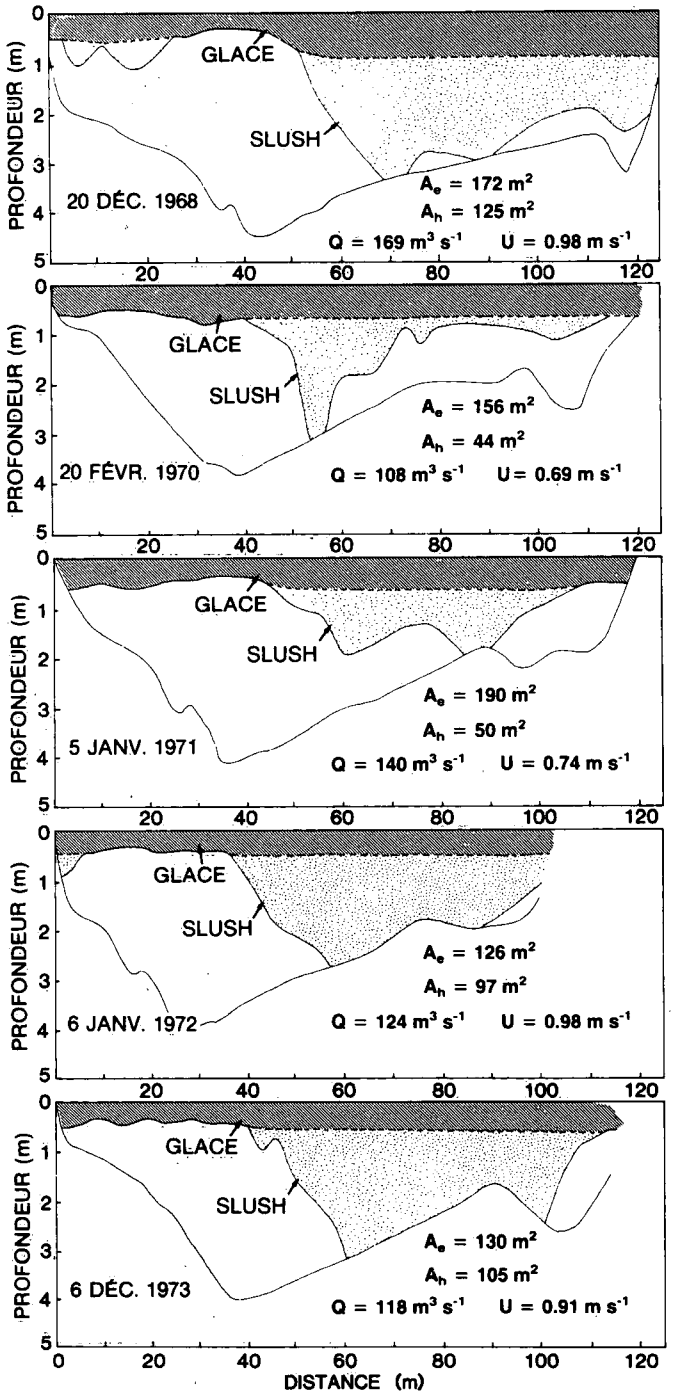


Figure 23. Profils chronologiques du barrage de frasil à Marwell.

le dépôt de la slush. À partir de ce moment, l'aire du barrage a diminué.

Le 7 janvier, l'aire de section transversale du barrage a diminué légèrement jusqu'à 100 m^2. Toutefois, en raison d'une baisse correspondante dans le niveau d'eau, le barrage a continué à occuper environ 40 % du chenal. La vitesse moyenne à cette époque était d'environ 0.9 m s^{-1}. À la même époque, la surface libre au-dessus de la section dans laquelle le frasil s'est formé a diminué pendant tout le mois de décembre. En raison de ceci, nous ne pouvons être certain si la croissance verticale du barrage a été restreinte par les conditions d'écoulement ou par une discontinuation des apports en frasil.

L'aire occupée par le barrage a continué à diminuer pendant tout le cycle hivernal, lentement pendant les mois de janvier et de février, puis rapidement en mars. La diminution aréolaire de milieu d'hiver peut avoir été causée à la section par la fonte, par le compactage des matériaux, ou encore par une forme quelconque de mouvement de masse. De plus amples travaux sont nécessaires pour résoudre cette question. Toutefois, la diminution rapide qui a été constatée en mars, découle nettement du réchauffement associé à l'insolation accrue.

Occurrence à travers le bief

L'étendue longitudinale du barrage de frasil, déterminée à partir de relevés effectués entre le 6 janvier et le 10 février, est indiquée à la figure 25. Le barrage a environ 6 km de longueur et occupe un volume de 0.6 x 10^6 m^3, ce qui équivaut à peu près au volume de la glace feuilletée. Comme la porosité de la slush n'est pas connue, le volume réel de la glace qui se trouve dans le barrage est aussi inconnu. Toutefois, en supposant que la glace fasse 50 % du mélange (Beltaos et Dean, 1981), la quantité de glace de frasil déposée à l'intérieur du bief est de 0.3 x 10^6 m^3.

CONDITIONS D'ÉCOULEMENT CONNEXES

La vitesse moyenne U à Marwell et le nombre de Froude correspondant Fr = U (gh)$^{-1/2}$ où g correspond à la gravité et h à la profondeur, sont indiqués à la figure 26. Les paramètres U et Fr sont des facteurs qui dépendent du temps. La vitesse moyenne oscille entre environ 0.7 et 0.9 m s^{-1}, tandis que le nombre de Froude oscille entre 0.18 et 0.26. Les deux paramètres atteignent des valeurs maximales au milieu de l'hiver.

La vitesse moyenne à Marwell en fonction des aires de section transversale du barrage de frasil et du chenal libre est indiquée à la figure 27. L'aire du barrage est la plus grande au moment de la prise des glaces (le 14 décembre), elle diminue à mesure que la vitesse moyenne atteint un maximum au milieu de l'hiver, puis elle continue à diminuer jusqu'à la débâcle. L'aire du chenal libre est la plus grande au moment de la prise des glaces et de la débâcle, et la plus petite au milieu de l'hiver lorsque les vitesses moyennes sont les plus grandes.

Une vue schématique du bief montrant la géométrie générale du barrage suspendu et des conditions d'écoule-

ment connexes est donnée à la figure 28. Dans la plupart des cas, la slush est absente dans l'axe du courant maximal; l'exception à ceci se produit dans BM. On ne sait pas très bien pourquoi le dépôt de frasil se produit au-dessus de la vitesse centrale à un endroit et non à l'autre.

CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES

On ne sait que très peu de choses concernant les propriétés physiques de la slush (p.ex., voir Beltaos et Dean, 1981). Ceci s'explique surtout parce qu'il est ex-

Tableau 2. Aires de section transversale et paramètres d'écoulement à Marwell

Date	Superficie (m^2) Glace	Slush	Eau	Total	Superficie occupée sous la glace (%)	Vitesse moyenne ($m\ s^{-1}$)	Nombre de Froude
83-12-14	27	126	177	330	41.6	0.73	0.17
84-01-06	50	100	149	299	40.2	0.91	0.23
84-02-07	69	73	123	265	36.9	0.94	0.26
84-03-01	76	47	147	270	24.2	0.81	0.23
84-03-08	74	40	144	258	21.4	0.89	0.21
84-03-14	62	25	170	257	13.0	0.73	0.18

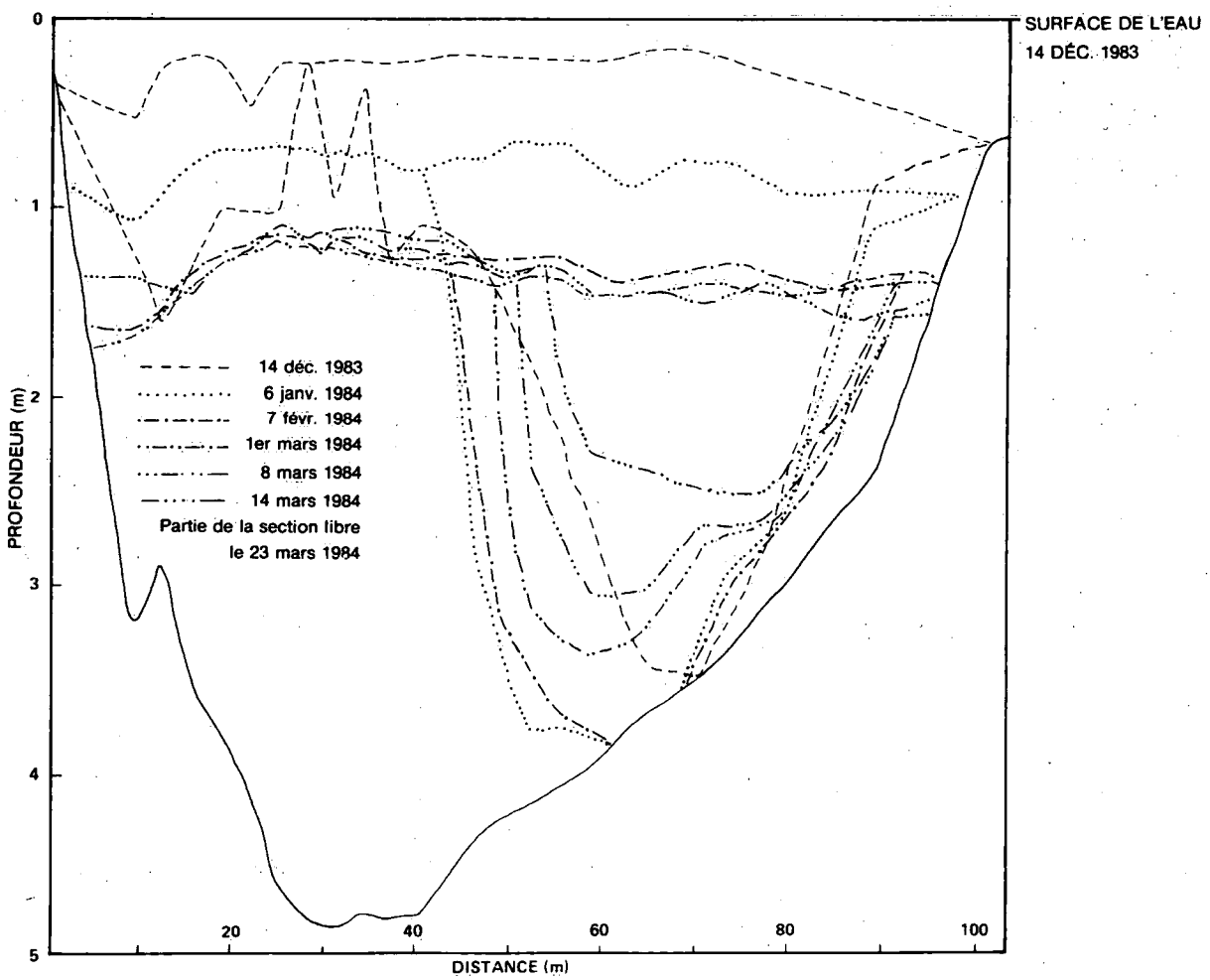


Figure 24. Profils latéraux du barrage de frasil à Marwell, montrant des horizons de glace et de slush.

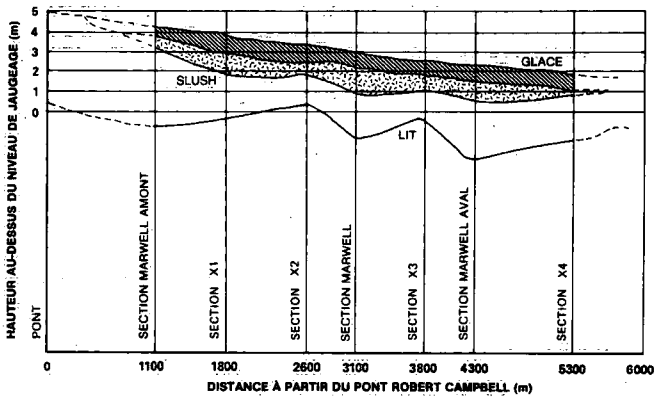


Figure 25. Profils longitudinaux du barrage de frasil le long du bief observé.

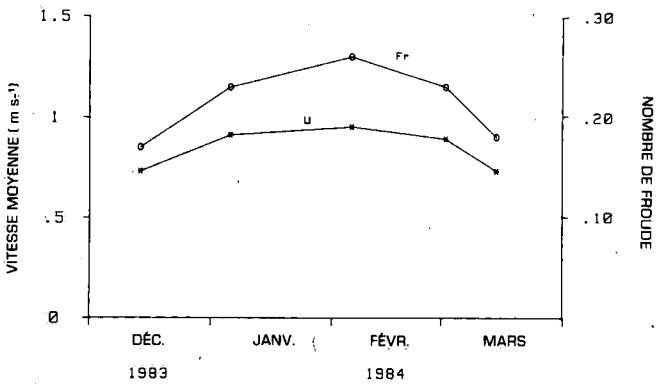


Figure 26. Vitesse moyenne à Marwell et nombre de Froude en fonction du temps.

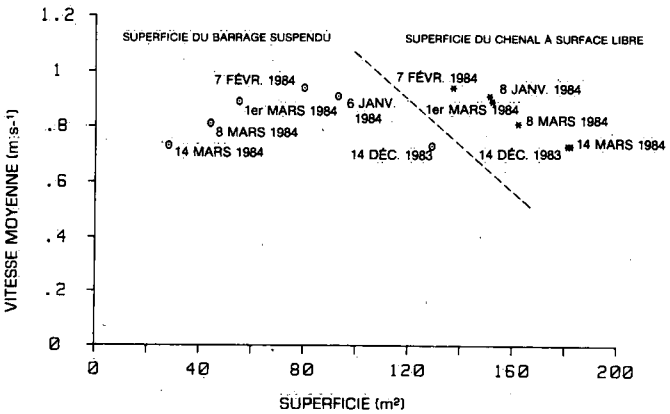


Figure 27. Vitesse moyenne à Marwell en fonction de l'aire du barrage suspendu et de l'aire du chenal libre.

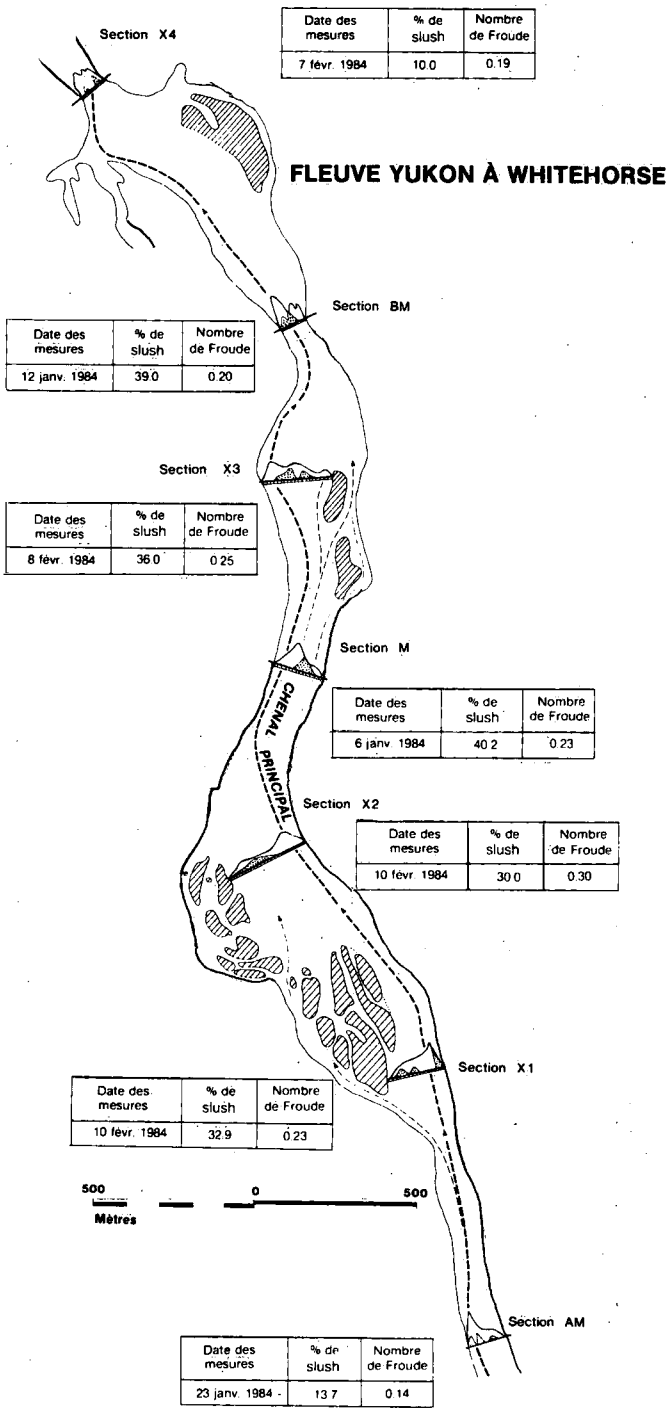


Figure 28. Schéma du dépôt du barrage de frasil.

trêmement difficile d'obtenir un échantillon non perturbé. L'objet de cette étude était de déterminer si oui ou non des variations spatio-temporelles significatives se sont produites dans les propriétés de la slush. C'est donc pour cette raison qu'une caractéristique physique très simple, la dureté relative, a été choisie pour examen.

Pour déterminer la dureté de la slush dans un profil vertical, un type d'appareil Rammsonde analogue au Rammsonde suisse qui est employé pour la dureté de la neige, a été mis au point (voir chapitre 2). L'appareil est formé d'une tige graduée munie d'un mouton (rondelle de hockey) à une extrémité et d'un poids d'impact à l'autre.

Pour faire fonctionner la sonde, une tranchée, dont la longueur atteint généralement 1 m de longueur, a été pratiquée dans le manteau glaciel de manière à permettre de déplacer latéralement le mouton. Celui-ci a été descendu soigneusement à travers le manteau jusqu'à ce que la slush supporte son poids, habituellement aux environs de la marque du demi-mètre. La marque au niveau de l'eau a été relevée et le poids a ensuite été lâché; une deuxième lecture a été faite au niveau de l'eau pour donner la pénétration. L'assemblage a ensuite été déplacé latéralement jusque dans une position où la slush sous-jacente était encore intacte, puis le processus a été répété jusqu'à temps que la slush ne soutienne plus l'assemblage.

Un calcul de la dureté relative, N, a été fait à l'aide de la même formule qui est appliquée au Rammsonde suisse pour la neige :

$$N = K(h/Z) + M$$

où h = hauteur de chute
Z = pénétration
M = masse totale
K = un paramètre donné par Bader et coll. (1939) :

$$K = m[m(M-m)(1+j)^2 + (m-j)(M-m)^2]/M^2$$

où m = masse du poids
j = coefficient d'efficacité dans les collisions qui équivaut approximativement à 0.5.

Même si cet appareillage est facile à utiliser, il possède des limites, surtout en raison du fait qu'il devient très difficile à déplacer latéralement lorsque la profondeur dépasse environ 1.5 m. Dans cette étude, cet aspect n'a pas posé de graves problèmes parce que la slush située au-delà de cette profondeur n'opposait aucune résistance au mouton, si bien qu'elle se trouvait au-delà de l'intervalle de sensibilité. L'application de ce dispositif semble assez prometteuse en tant qu'outil de cartographie et il ne fait aucun doute que lorsqu'il sera mieux conçu sa portée augmentera.

Les profils ainsi obtenus (figure 29) doivent être considérés avec réserve, mais ils permettent tout de même de croire qu'il existe un profil vertical cohérent de dureté, avec une dureté définie maximale se produisant à mi-chemin de la profondeur. De tels changements dans la résistance à la pénétration à des points précis de la verticale constituent un phénomène bien connu de ceux qui ont dû monitorer l'écoulement de cours d'eau dans lesquels se forment de gros barrages suspendus. À certains endroits, la slush est parfois si durement compactée que la seule façon d'introduire l'appareil de mesure est de forcer un passage à l'aide d'un pieu à slush, habituellement improvisé à partir d'un tronc d'arbre du voisinage.

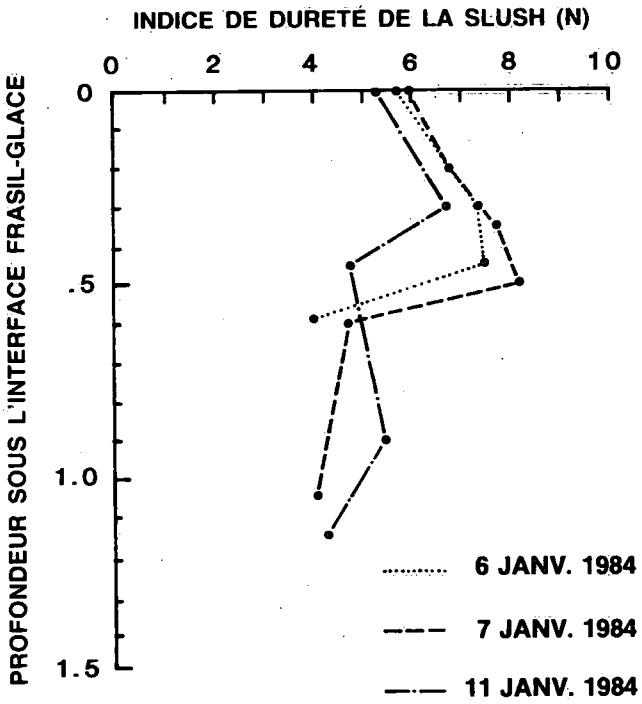


Figure 29. Dureté de la slush en fonction de la profondeur.

Outre les gradients verticaux de dureté, on sait depuis longtemps que la dureté de la slush évolue avec le temps. Par exemple, le 10 décembre une tentative a été faite pour essayer la dureté de la slush adhérant au manteau nouvellement formé. À cette époque, la slush présentait l'aspect de la ouate et n'opposait aucune résistance mesurable. De plus, à la fin de l'hiver, la slush est toujours beaucoup plus facile à pénétrer qu'au milieu de l'hiver. Les processus d'évolution métamorphique qui se produisent à l'intérieur des barrages de frasil ne sont pas bien compris et feront l'objet d'études plus poussées dans l'avenir.

PROPRIÉTÉS OPTIQUES

La quantité de rayonnement solaire pénétrant un manteau glaciel ou un manteau combiné de neige ou de glace est importante tant pour des raisons physiques que biologiques. Par exemple, les échanges de chaleur, particulièrement au moment de la débâcle, sont fortement affectés par la façon dont le rayonnement à ondes courtes interagit avec le manteau glaciel. En outre, la baisse de concentration de l'oxygène dissous qui est fréquemment observée dans les cours d'eau gelés peut être due, en partie, à l'atténuation de la lumière par le manteau glaciel et le manteau nival ainsi que par la réduction subséquente du phénomène de photosynthèse.

La quantité de lumière qui atteint l'eau sous-jacente varie en fonction de l'albédo de surface, α, et l'atténuation de la lumière à l'intérieur du milieu telle qu'exprimée par un coefficient d'extinction, k. Des travaux antérieurs (Maguire, 1975; Grenfell et Maykut, 1977) ont clairement démontré que la neige possédait un effet bien plus grand sur la pénétration de la lumière que ce n'est le cas pour de la glace claire, soit un facteur de 20 et plus. Toutefois, au moment de cette étude, aucune information ne pouvait encore être trouvée concernant les caractéristiques de transmission d'une slush renfermant un barrage de frasil.

Le 8 mars, un relevé a été effectué pour comparer le coefficient d'extinction générale de la lumière dans la slush à celui de l'eau sous-jacente à la même glace feuilletée. Ce jour-là, le soleil brillait à une altitude de 20° et le manteau nival régressait rapidement. Un détecteur de quantum fabriqué par Lambda Instruments a été employé pour mesurer le rayonnement dans la bande 400-700 nm. Des mesures ont été prises dans 30 trous différents à travers la section de Marwell. Des lectures effectuées au-dessus de la glace ont été prises du rayonnement à ondes courtes d'entrée, Φ_{si}, et de sortie, Φ_{so}, afin de déterminer le bilan du rayonnement à ondes courtes, $\Phi_{sn} = \Phi_{si} - \Phi_{so}$, ainsi que l'albédo, $\alpha = \Phi_{so}/\Phi_{si}$. Des lectures ont été pratiquées sous l'eau à des profondeurs de 0, 0.25 et 0.50 m sous la glace feuilletée. Au moment où les mesures ont été prises, l'épaisseur du manteau nival oscillait entre 0.05 et 0.10 m tandis que l'épaisseur de la glace feuilletée se situait en moyenne aux environs de 0.5 m.

L'albédo à travers la section était très variable, sa moyenne s'établissant à environ 0.70 aux stations situées au-dessus du barrage de slush, à environ 0.64 aux stations situées au-dessus de l'écoulement principal et à environ 0.50 aux stations soumises à un écoulement supraglaciel. On peut donc présumer que les valeurs plus élevées de l'albédo au-dessus du barrage suspendu, qui sont caractéristiques d'une neige froide et sèche, sont dues à l'effet isolant de la slush sous-jacente.

Il a été constaté que l'effet d'atténuation moyenne du manteau nival et du manteau glaciel combinés, donné comme la proportion de la quantité de rayonnement absorbé par rapport au rayonnement pénétrant dans le manteau glaciel par le haut, s'établissait à une moyenne d'environ 0.80. En outre, une variation transversale a été notée avec de plus fortes valeurs du rapport d'atténuation constaté aux sites situés en amont du barrage de slush probablement parce qu'à cet endroit, le manteau nival était plus épais et plus sec.

La figure 30 montre des profils verticaux du rayonnement solaire. Ici, la profondeur 0 est considérée comme la limite inférieure de la glace feuilletée. À des fins de comparaison, les profils ont été normalisés en fonction de la proportion de lumière qui pénètre dans le manteau. Une distinction est faite entre les profils obtenus dans le milieu de slush et ceux obtenus dans l'eau. Le coefficient d'extinction k est défini d'après

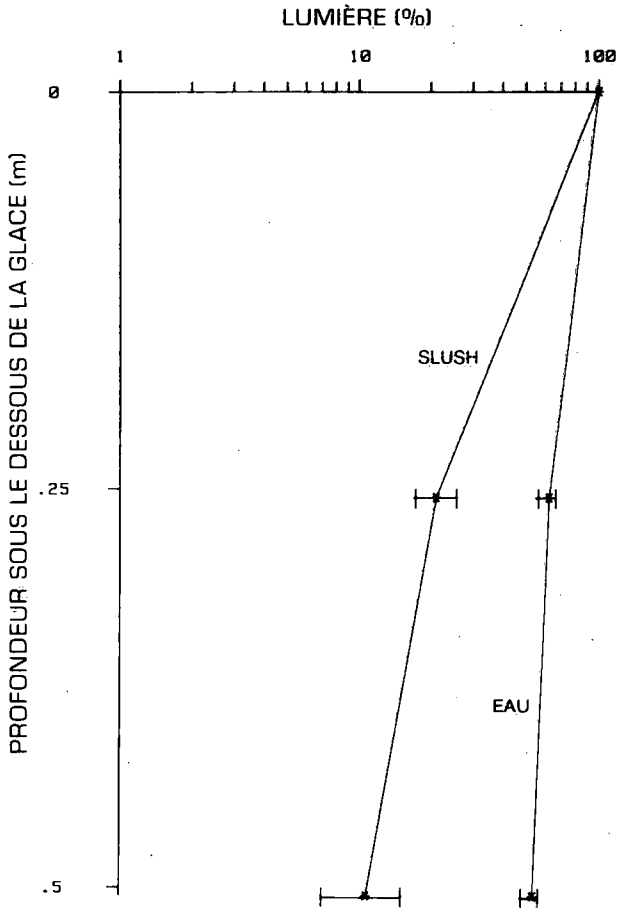


Figure 30. Profils du rayonnement solaire.

$$\Phi(z) = \Phi_{sb}\, e^{-kz}$$

où $\Phi(z)$ = intensité lumineuse à une profondeur donnée

Φ_{sb} = intensité lumineuse à la limite inférieure de la glace feuilletée

Il a été constaté que ce coefficient s'établissait en moyenne à environ 1.4 pour l'eau fluviale et à 5.1 pour la slush. Cette valeur pour le coefficient d'extinction de la slush est voisine de celle qui a été observée pour la glace blanche de mer et de lac par Grenfell et Maykut (1977) et Adams (1978), respectivement.

À partir des observations qui précèdent, la hiérarchie suivante du rayonnement peut être présentée en tant que moyenne sur l'ensemble de la section pour les conditions qui règnent au début de la débâcle : en commençant avec 100 unités dans le rayonnement solaire incident, environ 65 unités seront réfléchies, des 35 unités restantes, 28 seront atténuées à l'intérieur du manteau glaciel et nival combinés, tandis que 7 unités entreront dans le milieu sous-jacent (c.-à-d. la slush ou l'eau fluviale). Le milieu de slush est particulièrement opaque puisque plus de 99 % du rayonnement qui y pénètre est absorbé dans le premier mètre. Il semble donc que les barrages de frasil puissent exercer un effet extrêmement important sur le climat d'éclairement sous-marin des cours d'eau nordiques.

PERCOLATION

Comme la présence des barrages suspendus contribue à étrangler l'écoulement, certains chercheurs ont avancé l'idée qu'une portion appréciable de l'écoulement pourrait filtrer à travers la matrice de slush (p.ex. voir Chin, 1966). Ainsi, puisque le but de la Division des relevés hydrologiques du Canada est de mesurer le débit des cours d'eau avec une précision de ± 5 %, même de petites quantités d'eau percolant à travers les barrages suspendus pourraient nuire à la construction des hydrographes d'hiver.

Le débit du barrage aux rapides de Whitehorse est monitoré par la CHNC et il n'y a aucun débit entrant supplémentaire entre le barrage et le bief observé. Par conséquent, pour faire un essai de percolation, une comparaison a été faite entre les résultats des mesures de débit à l'intérieur du bief et ceux qui ont été observés aux rapides de Whitehorse en supposant que toute différence entre les deux valeurs serait due à la percolation de l'eau à travers le barrage suspendu.

Tableau 3. Comparaison des mesures de débit

Date	Section	Q CHNC ($m^3 s^{-1}$)	Q mesuré ($m^3 s^{-1}$)	Différence (%)
83-12-14	M	133	133	0.0
84-01-06	M	138	138	0.0
84-01-12	BM	137	133	2.9
84-01-23	AM	130	130	0.0
84-02-07	M	124	129	3.9
84-02-10	X2	132	128	3.0
84-02-17	X4	142	139	2.1
84-03-01	M	139	135	2.9
84-03-08	M	129	132	2.3
84-03-14	M	132	133	0.8
84-03-16	BM	135	138	2.2

Note : Q = débit.

Les résultats sont donnés au tableau 3 pour 11 comparaisons faites pendant tout le cycle hivernal. À aucun moment la différence n'aura été supérieure à 4 %, ce qui respecte les conditions de précision. Nous n'avons donc constaté aucune percolation à travers le barrage de frasil à Whitehorse. L'absence de débit appréciable à travers l'accumulation de frasil correspond aux très faibles perméabilités mesurées par Beltaos et Dean (1981).

Considérations sur le bilan thermique

Les objectifs de ce chapitre sont de documenter les conditions météorologiques observées pendant l'hiver 1983-1984 et de concilier les distributions glacielles observées avec les calculs de bilan thermique.

OBSERVATIONS MÉTÉOROLOGIQUES

Les figures 31 à 36 montrent la température de l'air, la vitesse du vent, la pression barométrique, l'humidité relative, le bilan du rayonnement à ondes courtes et la couverture nuageuse, respectivement. Les valeurs quotidiennes sont résumées au tableau 4. Comme ces données vont généralement de soi, nous pouvons passer aux calculs du bilan thermique.

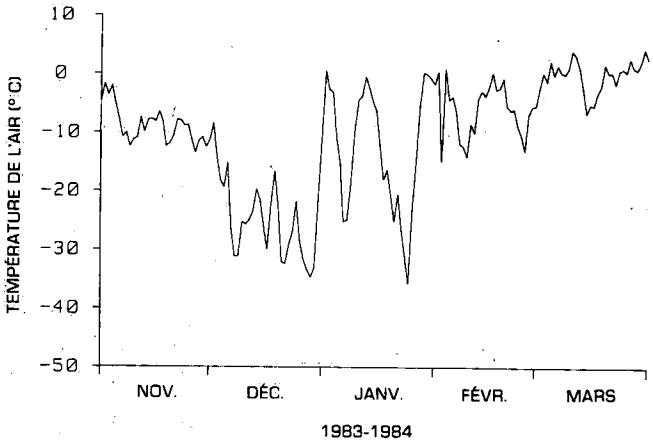


Figure 31. Température de l'air.

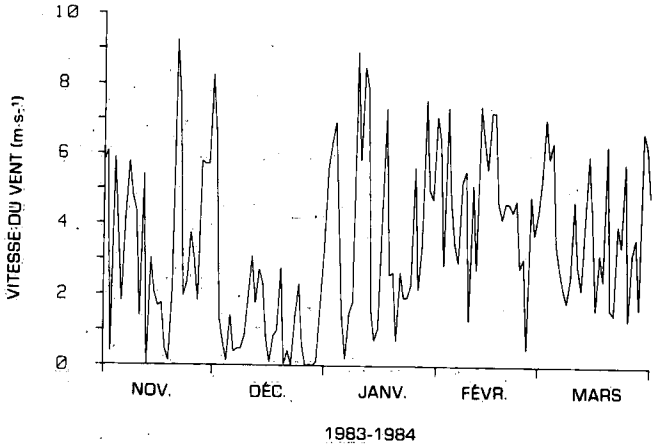


Figure 32. Vitesse du vent.

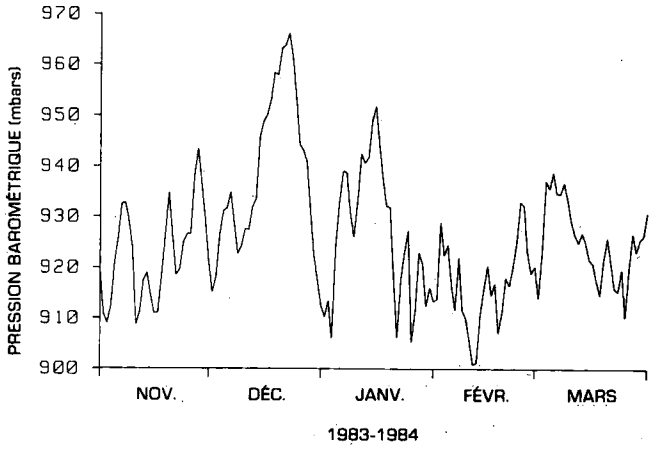


Figure 33. Pression barométrique.

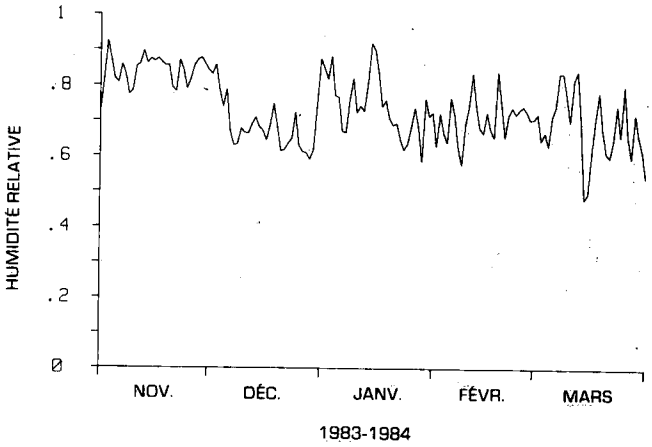


Figure 34. Humidité relative.

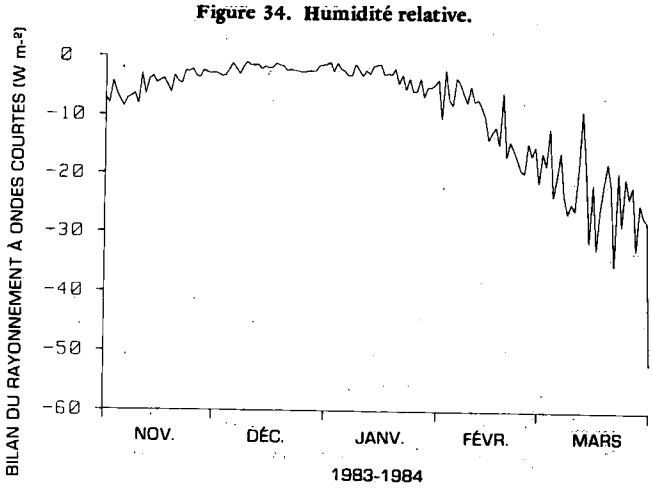


Figure 35. Bilan du rayonnement à ondes courtes.

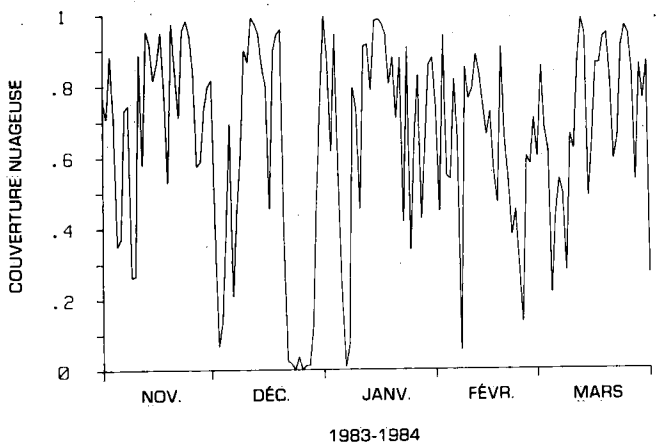


Figure 36. Couverture nuageuse.

CONSIDÉRATIONS FONDAMENTALES

Envisageons le bief qui va de la sortie d'eau du barrage de la CHNC jusqu'à la queue du barrage de frasil (à peu près la section X4). La vitesse de production de la glace peut alors être exprimée par

$$dM_i/dt = (\Phi_t A_f) L_i$$

où M_i = masse de glace
Φ_t = flux de chaleur total
A_f = superficie dans l'eau
L_i = chaleur latente de fusion (334×10^3 J/kg)

Le flux de chaleur total est donné par

$$\Phi_t = \Phi_a + \Phi_s + \Phi_f + \Phi_g + \Phi_p$$

où Φ_a = flux thermique net d'advection
Φ_s = flux thermique de surface
Φ_f = réchauffement par frottement
Φ_g = réchauffement au contact du lit du fleuve (c.-à-d. flux thermique par le fond et par le débit entrant d'eau souterraine)
Φ_p = flux thermique dû à la chute de neige.

(Voir figure 37.)

Dans la portion d'eau libre du bief, le flux thermique de surface est de loin l'élément le plus important. Toutefois, dans la portion englacée, c'est le manteau qui isole l'eau contre le flux thermique de surface, tandis que les flux thermiques dus au frottement et au contact avec le fond peuvent devenir importants. Ce n'est qu'au début de la prise des glaces que le terme advection prend tout son sens, lorsque la glace descendante est écartée du bief par advection et pendant la débâcle, lorsque l'eau plus chaude qui est libérée par le barrage peut fournir la chaleur nécessaire à la fusion de la glace.

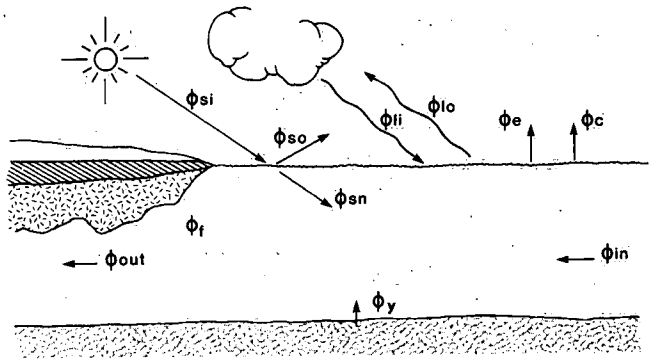


Figure 37. Schéma des paramètres du bilan thermique.

CALCULS DES FLUX THERMIQUES

Flux thermique de surface

Le flux thermique de surface est donné par

$$\Phi_s = \Phi_{sn} + \Phi_{lo} + \Phi_{li} + \Phi_e + \Phi_c$$

où Φ_{sn} = bilan du rayonnement à ondes courtes
Φ_{lo} = rayonnement à grandes ondes de sortie
Φ_{li} = rayonnement à grandes ondes d'entrée
Φ_e = flux thermique par évaporation
Φ_c = flux thermique par conduction.

Toutes les valeurs sont données en unités de Wm^{-2}; une valeur positive du flux thermique sert de flux remontant à partir de la surface de l'eau.

Le bilan du rayonnement à ondes courtes (Φ_{sn}) a été calculé au moyen des mesures du rayonnement à ondes courtes d'entrée (Φ_{si}) prises à l'aéroport, à environ 1 km du bief observé :

$$\Phi_{sn} = \Phi_{si} (1 - \alpha) \qquad \text{(gain)}$$

où l'albédo α est égal à 0.08 (Grenfell et Maykut, 1977).

Le rayonnement à grandes ondes de sortie (Φ_{lo}) a été calculé d'après la loi de Stefan-Boltzmann :

$$\Phi_{lo} = e\,\sigma\,(T_W + 273.1)^4 \qquad \text{(perte)}$$

où T_W = température de l'eau
e = émissivité (0.97)
σ = constante de Stefan-Boltzmann (5.699×10^{-8} Wm^{-2}).

Tableau 4. Observations météorologiques

Date	T_a (°C)	T_w (°C)	P (P_a)	RH (%)	Φ_{si} ($W\ m^{-2}$)	W ($m\ s^{-1}$)	C_L (en dixièmes)
83-11-01	- 4.4	0.28	919.6	72	7.8	5.8	0.8
83-11-02	- 1.7	0.18	910.9	82	8.7	6.1	0.7
83-11-03	- 3.6	0.22	909.0	92	4.7	0.4	0.9
83-11-04	- 2.0	0.15	912.4	87	6.7	5.9	0.7
83-11-05	- 5.1	0.14	921.0	82	8.2	3.9	0.4
83-11-06	- 7.7	0.00	925.9	81	9.4	1.8	0.4
83-11-07	- 10.8	0.00	932.7	86	7.8	4.2	0.7
83-11-08	- 10.0	0.00	932.7	83	7.5	5.8	0.7
83-11-09	- 12.4	0.00	929.0	77	6.9	4.8	0.3
83-11-10	- 11.2	0.00	923.7	79	8.9	4.3	0.3
83-11-11	- 10.9	0.00	908.7	85	3.2	1.4	0.9
83-11-12	- 7.5	0.00	911.2	86	7.0	5.4	0.6
83-11-13	- 9.9	0.00	917.6	90	4.4	0.0	1.0
83-11-14	- 7.8	0.00	919.0	86	3.7	3.0	0.9
83-11-15	- 7.6	0.00	914.5	87	4.9	2.0	0.8
83-11-16	- 8.1	0.00	911.0	87	4.5	1.7	0.9
83-11-17	- 6.5	0.00	911.1	88	4.1	1.7	1.0
83-11-18	- 8.0	0.00	918.4	86	5.3	0.5	0.8
83-11-19	- 12.4	0.00	926.5	85	6.7	0.1	0.5
83-11-20	- 11.9	0.00	934.8	86	3.6	2.2	1.0
83-11-21	- 10.5	0.00	926.5	79	4.7	9.2	0.8
83-11-22	- 7.8	0.00	918.6	78	5.1	7.5	0.7
83-11-23	- 7.9	0.00	919.6	87	2.7	2.0	1.0
83-11-24	- 8.8	0.00	925.1	84	2.8	2.3	1.0
83-11-25	- 8.7	0.00	926.5	79	2.4	3.7	0.9
83-11-26	- 11.2	0.00	926.7	82	3.7	3.0	0.8
83-11-27	- 13.5	0.00	938.3	86	4.0	1.8	0.6
83-11-28	- 11.4	0.00	943.4	87	2.6	5.8	0.6
83-11-29	- 10.8	0.00	936.7	88	3.0	5.7	0.7
83-11-30	- 12.5	0.00	929.6	86	3.2	5.7	0.8
83-12-01	- 11.3	0.00	921.2	84	3.0	8.2	0.8
83-12-02	- 8.4	0.00	915.2	83	3.3	6.5	0.4
83-12-03	- 14.1	0.00	918.3	86	3.7	1.4	0.1
83-12-04	- 18.1	0.00	926.5	79	3.6	0.7	0.1
83-12-05	- 19.4	0.00	931.1	74	0.0	0.1	0.4
83-12-06	- 15.2	0.00	931.7	79	1.3	1.4	0.7
83-12-07	- 26.3	0.00	934.8	67	0.7	0.4	0.2
83-12-08	- 31.2	0.00	928.6	63	3.4	0.5	0.4
83-12-09	- 31.1	0.00	922.7	63	1.9	0.5	0.6
83-12-10	- 25.3	0.00	924.3	68	1.1	0.8	0.9
83-12-11	- 25.7	0.00	927.6	67	1.7	2.0	0.9
83-12-12	- 25.0	0.00	927.4	66	1.7	3.1	1.0
83-12-13	- 23.5	0.00	931.9	69	1.6	1.8	1.0
83-12-14	- 19.7	0.00	933.5	71	2.4	2.7	0.9
83-12-15	- 21.5	0.00	945.8	68	1.9	2.3	0.9
83-12-16	- 26.0	0.00	948.9	67	2.2	0.8	0.8
83-12-17	- 29.9	0.00	950.2	64	3.1	0.1	0.5
83-12-18	- 22.1	0.00	953.2	69	1.3	0.8	0.9
83-12-19	- 16.6	0.00	958.3	75	1.7	1.0	0.9
83-12-20	- 22.3	0.00	958.0	68	1.8	2.8	1.0

Note : T_a = température de l'air
T_w = température de l'eau
P = pression barométrique
RH = humidité relative
Φ_{si} = rayonnement à ondes courtes d'entrée
W = vitesse du vent
C_L = couverture nuageuse

Tableau 4 (suite)

Date	T_a (°C)	T_w (°C)	P (P_a)	RH (%)	Φ_{si} ($W\ m^{-2}$)	W ($m\ s^{-1}$)	C_L (en dixièmes)
83-12-21	-32.1	0.00	963.1	61	2.7	0.0	0.4
83-12-22	-32.4	0.00	963.8	62	2.5	0.4	0.0
83-12-23	-29.0	0.00	966.1	64	2.7	0.0	0.0
83-12-24	-26.9	0.00	961.4	65	2.8	1.4	0.0
83-12-25	-21.8	0.00	953.5	72	3.0	2.3	0.0
83-12-26	-28.5	0.00	944.2	63	3.0	0.6	0.0
83-12-27	-31.6	0.00	943.1	61	2.8	0.0	0.0
83-12-28	-33.3	0.00	940.9	61	2.8	0.0	0.0
83-12-29	-34.6	0.00	931.6	59	2.8	0.0	0.1
83-12-30	-33.1	0.00	922.6	62	1.8	0.1	0.5
83-12-31	—	0.00	—	—	—	—	0.8
84-01-01	-10.2	0.00	912.6	87	1.5	3.3	1.0
84-01-02	0.5	0.00	910.3	85	1.1	5.6	0.9
84-01-03	-2.7	0.00	913.5	82	2.8	6.3	0.6
84-01-04	-3.1	0.00	906.0	88	1.2	6.9	0.9
84-01-05	-10.8	0.00	924.2	77	2.4	4.1	0.6
84-01-06	-15.0	0.00	932.9	77	2.7	1.4	0.2
84-01-07	-25.2	0.00	939.0	67	3.5	0.2	0.0
84-01-08	-24.9	0.00	938.7	67	3.6	1.5	0.1
84-01-09	-18.6	0.00	930.9	76	1.5	1.8	0.8
84-01-10	-9.5	0.00	926.1	82	2.5	8.9	0.7
84-01-11	-4.4	0.00	933.0	72	3.6	5.8	0.5
84-01-12	-3.7	0.00	942.4	74	2.6	8.5	0.9
84-01-13	-0.5	0.00	940.6	73	3.2	7.9	0.9
84-01-14	-2.5	0.00	941.8	81	1.8	1.6	0.8
84-01-15	-4.7	0.00	949.1	92	1.6	0.7	1.0
84-01-16	-6.3	0.00	951.7	90	1.5	1.1	1.0
84-01-17	-12.1	0.00	944.2	83	3.4	4.3	1.0
84-01-18	-18.0	0.00	937.4	74	3.1	7.3	0.9
84-01-19	-16.4	0.00	932.0	76	3.4	2.6	0.8
84-01-20	-20.5	0.00	931.7	71	2.2	2.6	0.9
84-01-21	-25.2	0.00	918.0	69	5.1	0.7	0.7
84-01-22	-20.5	0.00	906.2	69	3.4	2.6	0.9
84-01-23	-26.4	0.00	917.7	65	6.1	1.9	0.4
84-01-24	-31.0	0.00	923.2	62	4.0	1.9	0.9
84-01-25	-35.6	0.00	927.2	63	6.5	2.3	0.3
84-01-26	-22.9	0.00	905.3	68	6.4	5.6	0.7
84-01-27	-14.6	0.00	911.5	74	4.0	2.2	0.8
84-01-28	-5.0	0.00	922.9	68	7.4	3.4	0.4
84-01-29	0.2	0.00	920.7	58	5.7	7.5	0.6
84-01-30	-0.1	0.00	912.4	76	5.7	5.0	0.9
84-01-31	-0.8	0.00	916.0	71	5.2	4.7	0.9
84-02-01	-1.7	0.00	913.4	72	4.2	7.1	0.7
84-02-02	0.4	0.00	913.8	63	11.4	6.4	0.4
84-02-03	-14.9	0.00	928.8	72	2.5	2.8	0.9
84-02-04	0.9	0.00	922.4	67	7.9	7.3	0.5
84-02-05	-4.4	0.00	924.4	64	9.0	4.6	0.5
84-02-06	-3.9	0.00	916.6	76	2.1	3.4	0.8
84-02-07	-6.5	0.00	911.7	72	2.4	2.9	0.7
84-02-08	-11.9	0.00	922.0	62	2.4	5.2	0.1
84-02-09	-12.4	0.00	911.5	58	8.4	5.5	0.9
84-02-10	-14.1	0.00	910.0	69	5.5	1.3	0.8

Tableau 4 (suite)

Date	T_a (°C)	T_w (°C)	P (P_a)	RH (%)	Φ_{si} (W m^{-2})	W (m s^{-1})	C_L (en dixièmes)
84-02-11	-8.5	0.00	905.6	74	8.3	5.1	0.8
84-02-12	-10.1	0.00	900.9	83	7.9	2.7	0.9
84-02-13	-4.2	0.00	901.2	74	9.3	7.4	0.8
84-02-14	-2.9	0.00	910.9	68	11.2	6.4	0.7
84-02-15	-3.8	0.00	916.0	66	15.4	5.6	0.7
84-02-16	-2.2	0.00	920.4	72	14.0	7.2	0.7
84-02-17	0.2	0.00	914.5	67	13.0	7.2	0.6
84-02-18	-2.7	0.00	916.9	65	16.3	4.6	0.5
84-02-19	-2.4	0.00	907.1	84	6.6	4.1	0.9
84-02-20	-0.8	0.00	911.2	75	18.6	4.6	0.6
84-02-21	-5.5	0.00	918.0	65	15.7	4.6	0.5
84-02-22	-6.2	0.00	916.4	72	17.3	4.3	0.4
84-02-23	-6.0	0.00	920.2	74	19.0	4.7	0.5
84-02-24	-9.0	0.00	924.9	72	21.1	2.8	0.3
84-02-25	-10.5	0.00	932.8	73	21.6	3.0	0.1
84-02-26	-13.1	0.00	932.0	74	15.9	0.5	0.6
84-02-27	-6.9	0.00	922.8	72	18.4	4.8	0.6
84-02-28	-5.6	0.00	918.9	70	16.6	3.7	0.7
84-02-29	-5.4	0.00	920.2	70	23.5	4.3	0.6
84-03-01	-2.4	0.01	914.0	72	17.8	5.3	0.9
84-03-02	0.2	0.01	922.9	64	20.2	7.0	0.7
84-03-03	-1.3	0.01	937.0	67	13.2	5.9	0.6
84-03-04	2.1	0.01	935.5	63	26.0	6.3	0.2
84-03-05	-0.3	0.01	938.7	71	22.3	3.4	0.4
84-03-06	1.4	0.01	934.5	74	17.7	2.7	0.5
84-03-07	0.2	0.02	934.4	83	25.8	2.2	0.5
84-03-08	-0.1	0.02	936.6	83	29.1	1.8	0.3
84-03-09	1.0	0.02	933.3	77	27.3	2.5	0.7
84-03-10	3.9	0.03	929.1	70	28.5	4.7	0.6
84-03-11	3.1	0.03	926.4	81	20.9	2.8	0.9
84-03-12	1.0	0.04	924.8	84	10.0	2.2	1.0
84-03-13	-2.4	0.03	926.8	70	19.9	4.1	0.9
84-03-14	-6.7	0.03	924.8	48	34.4	6.0	0.5
84-03-15	-5.3	0.03	921.5	49	23.7	4.1	0.6
84-03-16	-5.4	0.02	920.8	61	35.6	1.6	0.9
84-03-17	-3.2	0.03	917.3	71	28.1	3.2	0.9
84-03-18	-2.1	0.03	914.6	78	23.6	2.4	0.9
84-03-19	1.6	0.04	921.7	67	19.7	6.2	0.9
84-03-20	0.1	0.04	925.7	61	24.1	1.6	0.8
84-03-21	0.2	0.05	921.1	60	38.6	1.5	0.6
84-03-22	-1.7	0.06	915.8	65	21.3	4.0	0.7
84-03-23	0.5	0.06	915.3	74	31.4	3.4	0.9
84-03-24	0.9	0.08	919.6	65	22.4	5.7	1.0
84-03-25	0.3	0.09	910.2	80	26.2	1.3	0.9
84-03-26	2.6	0.14	919.6	66	24.0	3.2	0.8
84-03-27	1.0	0.17	926.6	59	35.6	3.6	0.5
84-03-28	0.7	0.27	923.1	72	27.3	1.6	0.9
84-03-29	2.0	0.58	925.4	65	29.6	6.6	0.8
84-03-30	4.2	0.68	926.3	61	30.6	6.2	0.9
84-03-31	2.5	0.84	930.7	54	56.5	4.8	0.3

Le rayonnement à grandes ondes d'entrée (Φ_{li}) a été calculé à partir de la formule d'Anderson (1954) :

$$\Phi_{li} = -5.74 \times 10^{-8} (C_1 + C_2\, e_a)\, (T_a + 273)^4 \quad \text{(gain)}$$

où T_a = température de l'air
e_a = pression de la vapeur atmosphérique en millibars
C_1 = constante donnée par $0.7432 + 0.0514C_L + 0.0694C_L^2$
C_2 = constante donnée par $0.0044 + 0.0010C_L - 0.0271C_L^2$ où C_L = couverture nuageuse en dixièmes.

Les valeurs de Φ_e et Φ_c ont été calculées d'après la formule donnée par Fisher et coll. (1979) :

$$\Phi_e = 2.86\, W\, (e_{sw} - e_a)$$

et

$$\Phi_c = 1.94\, W\, (T_w - T_a)$$

où W = vitesse du vent en mètres par seconde
e_{sw} = tension de vapeur à saturation en millibars (voir annexe B)
e_a = tension de vapeur atmosphérique en millibars.

Flux thermique d'advection

Si la température ou la concentration glacielle de l'eau qui pénètre dans le bief est différente de celle qui règne à la sortie du bief, il existe un flux thermique d'advection. En supposant un débit constant du cours d'eau, Q, le flux thermique net d'advection pour l'ensemble du bief est donné par

$$\Phi_a = Q\, \rho [C_p\, (T_{in} - T_{out}) - L_i\, (C^*_{in} - C^*_{out})]$$

où ρ = densité de l'eau (999.868 kg/m^3)
C_p = chaleur spécifique (4217.4 J/kg °C)
T_{in} = température de l'eau à l'entrée du bief
T_{out} = température de l'eau à la sortie du bief
L_i = chaleur latente de fusion
C^*_{in} = concentration de la glace à l'entrée du bief
C^*_{out} = concentration de la glace à la sortie du bief.

Cette équation spécifie que si l'eau à l'entrée du bief est plus chaude que celle qui en sort, c'est qu'il existe un flux thermique positif dans le bief. De la même façon, s'il sort plus de glace qu'il en entre dans le bief, c'est qu'il existe aussi un flux thermique positif. Bien que cette quantité ne soit pas mesurée ici, cette variable est supposée négligeable pendant l'hiver.

Réchauffement dû au frottement

Le réchauffement dû au frottement peut devenir important sur un long bief comme mode de dissipation de la glace, particulièrement si le cours d'eau possède une pente forte ou si la limite est rugueuse. Tsang (1982a) donne une formule dimensionnelle pour le réchauffement dû au frottement :

$$\Phi_f = 9808\, Q\, S/b \text{ (en W m}^{-2}\text{)}$$

où S = pente de la ligne d'eau
b = largeur du fleuve.

Lorsqu'elle est évaluée pour des valeurs caractéristiques du débit et de la pente du fleuve Yukon à Whitehorse, cette expression donne des valeurs de l'ordre de 5 W m^{-2}, ce qui est relativement faible si l'on compare aux variables du flux thermique de surface.

Échange thermique avec le lit

L'échange de chaleur entre l'eau et le lit du fleuve est habituellement négligeable. Toutefois, lorsque le manteau glaciel empêche l'échange thermique de se produire par la surface libre, le réchauffement du lit devient la variable la plus importante. Pour estimer la grandeur de cette composante, nous avons suivi la méthode d'O'Neill et Ashton (1981). Cette méthode suppose que la température annuelle de l'eau obéit à une courbe sinusoïdale, sauf en hiver lorsque la courbe se maintient à 0 °C. Toutefois, la température du lit est protégée des variations thermiques saisonnières et elle est de fait égale à la moyenne à long terme de la température de l'eau. Le flux thermique peut donc être déterminé par l'intégration de l'équation d'une conduction thermique. L'emploi de leur analyse dans le présent cas donne un flux thermique de l'ordre de 2 W m^{-2}. Ce flux, s'il est transféré directement au manteau glaciel, peut soutenir une vitesse de fusion d'environ 0.5×10^{-3} m d^{-1}. Dans la plupart des cas, cette variable peut être considérée comme négligeable.

Échange de chaleur associé aux chutes de neige

Lorsque de la neige tombe en eau libre, de la chaleur se perd pour réchauffer la neige, en passant de la température de l'air à la température de l'eau et pour faire fondre la neige. Ce flux thermique est donné par

$$\Phi_p = P_s [L_i + C_s\, (T_w - T_s)]$$

où P_s = chute de neige par unité de surface
L_i = chaleur latente de fusion
C_s = chaleur spécifique de la neige (1860 J kg^{-1} °C^{-1} à -20 °C)
T_s = température de la neige.

Tsang (1982a) prétend que cette composante du transfert thermique n'est pas importante pendant la durée de production maximale de frasil (c'est-à-dire ciel clair et faible humidité) puisque de telles conditions ne sont pas propices aux précipitations.

RÉSULTATS DU BILAN THERMIQUE

Les figures 38 à 42 montrent les composantes du flux thermique de surface calculées à partir de valeurs quotidiennes moyennes. Ici une valeur positive dénote la présence d'un flux thermique remontant, c'est-à-dire une perte de chaleur. Les valeurs quotidiennes sont présentées au tableau 5. La plus grande perte de chaleur au-dessus de la surface libre de l'eau se produit par rayonnement à grandes ondes de sortie. Comme l'eau des surfaces libres se maintient près du point de congélation pendant tout l'hiver, cette variable est presque constante à 306 W m^{-2}. Le gain de chaleur par rayonnement à grandes ondes d'entrée varie entre -150 et -250 W m^{-2}; il s'agit de la valeur la plus basse lorsque la température de l'air, l'humidité et le degré de couverture nuageuse sont faibles. Le bilan du rayonnement à grandes ondes (donné comme étant $\Phi_{lo} - \Phi_{li}$) varie entre 50 et 150 W m^{-2}. Le bilan du rayonnement à ondes courtes a une valeur petite comparativement aux flux à grandes ondes (tableau 5).

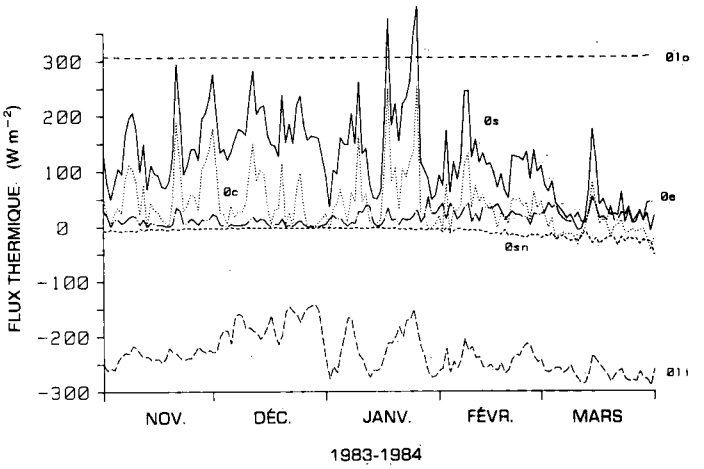


Figure 40. Sommaire de chaque composante de flux thermique.

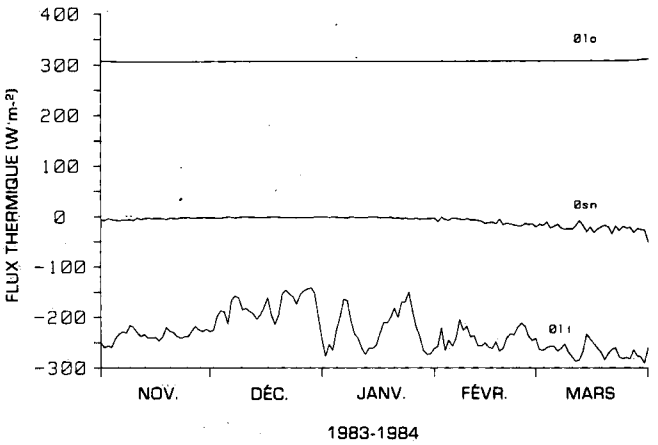


Figure 38. Flux thermique par rayonnement.

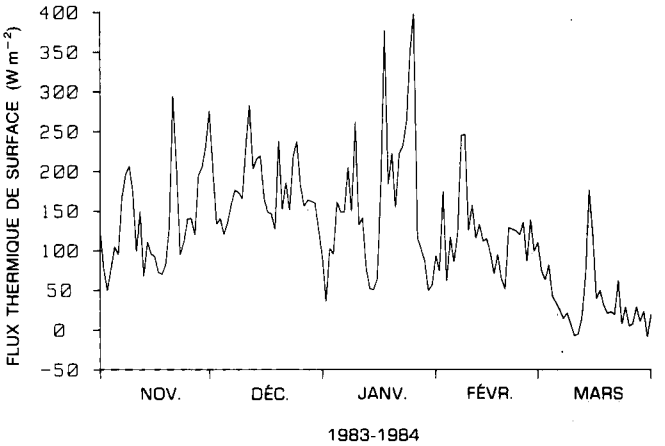


Figure 41. Flux thermique de surface.

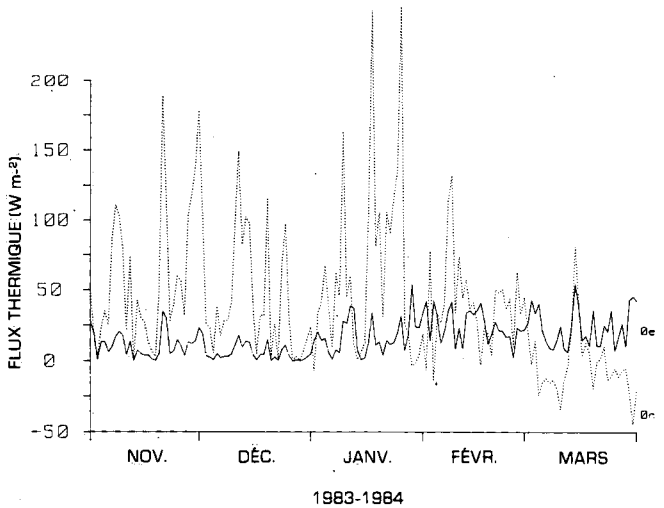


Figure 39. Flux thermique par conduction et évaporation.

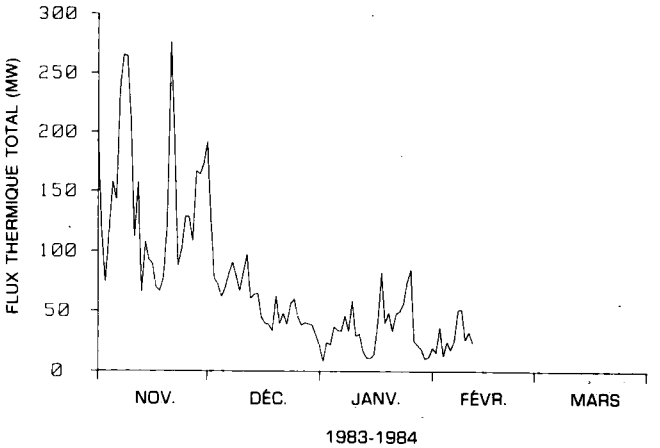


Figure 42. Flux thermique total.

Tableau 5. Flux thermique de surface

Date	Φ_{sn} (W m^{-2})	Φ_{lo} (W m^{-2})	Φ_e (W m^{-2})	Φ_c (W m^{-2})	Φ_{li} (W m^{-2})	Φ_s (W m^{-2})	A_{sw} (km^2)	Φ_t (MW)
83-11-01	- 7.16	307.41	28.21	51.24	- 251.17	128.53	1.50	193
83-11-02	- 8.04	306.96	19.50	20.45	- 260.87	78.01	1.50	117
83-11-03	- 4.29	307.14	0.65	2.88	- 257.06	49.32	1.50	74
83-11-04	- 6.20	306.81	13.38	23.73	- 260.23	77.49	1.50	117
83-11-05	- 7.51	306.81	13.58	34.66	- 242.83	104.71	1.50	158
83-11-06	- 8.61	306.16	6.25	24.88	- 233.82	94.86	1.50	143
83-11-07	- 7.18	306.16	9.83	85.89	- 228.65	166.04	1.43	237
83-11-08	- 6.88	306.16	17.16	110.77	- 231.38	195.83	1.35	265
83-11-09	- 6.37	306.16	20.56	102.64	- 216.36	206.63	1.28	264
83-11-10	- 8.20	306.16	17.59	79.65	- 220.40	174.79	1.20	210
83-11-11	- 2.98	306.16	4.29	21.93	- 230.49	98.91	1.13	111
83-11-12	- 6.45	306.16	13.94	73.89	- 238.24	149.30	1.05	157
83-11-13	- 4.01	306.16	0.00	0.00	- 234.88	67.26	0.98	66
83-11-14	- 3.44	306.16	7.43	42.44	- 241.64	110.95	0.97	108
83-11-15	- 4.54	306.16	5.01	30.33	- 240.97	95.97	0.97	93
83-11-16	- 4.16	306.16	3.69	26.87	- 239.99	92.57	0.96	89
83-11-17	- 3.82	306.16	3.91	13.29	- 247.16	72.38	0.96	69
83-11-18	- 4.84	306.16	1.10	6.82	- 239.57	69.67	0.95	66
83-11-19	- 6.15	306.16	0.31	2.69	- 220.43	82.58	0.95	78
83-11-20	- 3.30	306.16	5.27	49.19	- 228.04	129.28	0.94	122
83-11-21	- 4.34	306.16	34.61	188.82	- 230.69	294.56	0.94	276
83-11-22	- 4.68	306.16	29.48	114.66	- 238.44	207.18	0.93	193
83-11-23	- 2.51	306.16	5.09	27.99	- 241.96	94.77	0.93	88
83-11-24	- 2.55	306.16	6.77	39.24	- 238.93	110.69	0.92	102
83-11-25	- 2.19	306.16	14.97	59.41	- 238.46	139.88	0.92	128
83-11-26	- 3.40	306.16	10.74	55.66	- 228.62	140.54	0.91	128
83-11-27	- 3.65	306.16	3.64	31.63	- 218.13	119.64	0.91	109
83-11-28	- 2.38	306.16	13.06	103.55	- 225.16	195.23	0.85	166
83-11-29	- 2.75	306.16	12.25	118.28	- 228.72	205.22	0.80	164
83-11-30	- 2.96	306.16	14.14	138.15	- 223.87	231.61	0.75	173
83-12-01	- 2.79	306.16	23.14	178.06	- 228.68	275.90	0.69	191
83-12-02	- 3.05	306.16	19.13	105.71	- 226.21	201.74	0.64	129
83-12-03	- 3.41	306.16	3.45	25.44	- 198.54	133.10	0.58	77
83-12-04	- 3.32	306.16	2.29	22.89	- 187.68	140.34	0.51	72
83-12-05	- 2.31	306.16	0.61	5.40	- 189.72	120.14	0.51	61
83-12-06	- 1.22	306.16	4.97	38.01	- 213.08	134.84	0.51	69
83-12-07	- 2.06	306.16	2.13	17.67	- 165.85	158.05	0.51	81
83-12-08	- 3.08	306.16	3.04	28.19	- 158.25	176.06	0.51	90
83-12-09	- 1.77	306.16	3.01	28.25	- 162.49	173.15	0.46	80
83-12-10	- 1.01	306.16	4.75	41.02	- 185.42	165.50	0.40	67
83-12-11	- 1.53	306.16	11.41	97.71	- 183.12	230.62	0.36	82
83-12-12	- 1.53	306.16	17.98	149.23	- 189.24	282.60	0.34	97
83-12-13	- 1.45	306.16	9.61	81.88	- 193.44	202.76	0.30	60
83-12-14	- 2.19	306.16	13.89	102.02	- 204.33	215.54	0.30	63
83-12-15	- 1.75	306.16	13.01	96.88	- 195.30	219.00	0.29	65
83-12-16	- 2.03	306.16	4.29	37.86	- 180.30	165.98	0.27	45
83-12-17	- 1.95	306.16	0.54	4.98	- 161.65	148.08	0.27	40
83-12-18	- 1.24	306.16	4.45	32.07	- 195.52	145.93	0.27	39
83-12-19	- 1.56	306.16	4.47	31.91	- 214.55	126.43	0.26	33
83-12-20	- 1.65	306.16	14.93	114.75	- 196.35	237.84	0.26	62

Note : Φ_{sn} = bilan du rayonnement à ondes courtes
Φ_{li} = rayonnement à grandes ondes d'entrée
Φ_{lo} = rayonnement à grandes ondes de sortie
Φ_e = flux thermique dû à l'évaporation
Φ_c = flux thermique dû à la conduction
Φ_s = flux thermique de surface totale
A_{sw} = étendue de la surface libre en amont du bief observé
Φ_t = flux thermique aréolaire ($\Phi_s \times A_{sw}$)

Tableau 5 (suite)

Date	Φ_{sn} (W m^{-2})	Φ_{lo} (W m^{-2})	Φ_e (W m^{-2})	Φ_c (W m^{-2})	Φ_{li} (W m^{-2})	Φ_s (W m^{-2})	A_{sw} (km^2)	Φ_t MW
83-12-21	- 2.48	306.16	0.27	2.42	- 154.41	151.96	0.26	40
83-12-22	- 2.34	306.16	2.76	25.79	- 146.28	186.10	0.26	48
83-12-23	- 2.50	306.16	0.15	1.36	- 154.42	150.75	0.26	39
83-12-24	- 2.61	306.16	7.99	67.66	- 159.91	219.29	0.26	56
83-12-25	- 2.76	306.16	11.18	96.98	- 174.57	236.99	0.25	60
83-12-26	- 2.74	306.16	3.63	30.49	- 155.48	182.07	0.25	45
83-12-27	- 2.56	306.16	0.00	0.00	- 147.85	155.74	0.25	39
83-12-28	- 2.56	306.16	0.32	3.02	- 143.72	163.21	0.25	40
83-12-29	- 2.56	306.16	0.00	0.00	- 141.95	161.64	0.24	39
83-12-30	- 1.62	306.16	0.78	7.11	- 153.06	159.29	0.24	38
83-12-31	–	306.16	–	–	–	–	–	–
84-01-01	- 1.38	306.16	4.65	23.83	- 242.41	90.86	0.24	22
84-01-02	- 1.00	306.16	14.65	-7.40	- 276.75	35.67	0.23	8
84-01-03	- 2.62	306.16	20.32	32.80	- 253.93	102.73	0.23	24
84-01-04	- 1.14	306.16	14.46	41.35	- 265.63	95.20	0.23	22
84-01-05	- 2.19	306.16	15.82	66.94	- 225.79	160.94	0.23	37
84-01-06	- 2.53	306.16	5.85	38.23	- 199.34	148.38	0.23	34
84-01-07	- 3.25	306.16	1.04	9.21	- 165.37	147.79	0.23	34
84-01-08	- 3.27	306.16	7.77	61.24	- 167.32	204.58	0.23	46
84-01-09	- 1.34	306.16	5.70	44.59	- 205.82	149.29	0.22	34
84-01-10	- 2.29	306.16	27.99	162.98	- 233.30	261.54	0.22	58
84-01-11	- 3.33	306.16	26.20	44.43	- 241.55	131.90	0.22	29
84-01-12	- 2.41	306.16	38.45	59.50	- 261.00	140.69	0.22	31
84-01-13	- 2.98	306.16	36.96	11.12	- 273.89	77.38	0.22	17
84-01-14	- 1.69	306.16	7.28	0.65	- 260.84	51.56	0.22	11
84-01-15	- 1.48	306.16	0.96	5.87	- 261.43	50.08	0.22	11
84-01-16	- 1.40	306.16	1.99	13.07	- 255.28	64.55	0.22	14
84-01-17	- 3.13	306.16	12.39	102.89	- 233.03	185.28	0.22	41
84-01-18	- 2.87	306.16	33.94	250.28	- 211.07	376.43	0.22	82
84-01-19	- 3.10	306.16	11.14	80.62	- 211.42	183.40	0.22	40
84-01-20	- 2.05	306.16	13.62	105.07	- 200.45	222.35	0.22	48
84-01-21	- 4.68	306.16	3.81	30.92	- 182.01	154.26	0.22	33
84-01-22	- 3.08	306.16	14.29	105.18	- 200.68	221.88	0.22	48
84-01-23	-5.65	306.16	11.71	89.84	- 170.49	231.57	0.22	50
84-01-24	- 3.68	306.16	12.93	116.44	- 169.66	262.20	0.21	56
84-01-25	- 5.99	306.16	19.49	135.41	- 151.01	349.19	0.21	74
84-01-26	- 5.92	306.16	31.47	252.90	- 186.84	397.77	0.21	84
84-01-27	- 3.72	306.16	7.17	25.49	- 219.12	115.98	0.21	24
84-01-28	- 6.81	306.16	18.83	20.85	- 237.38	101.64	0.21	22
84-01-29	- 5.27	306.16	53.80	-3.61	- 265.08	86.01	0.21	18
84-01-30	- 5.22	306.16	23.92	-1.93	- 273.65	49.39	0.21	10
84-01-31	- 4.78	306.16	23.23	4.56	- 271.79	56.01	0.21	12
84-02-01	- 3.89	306.16	33.72	18.91	- 261.88	93.01	0.21	20
84-02-02	- 10.52	306.16	41.95	-6.63	- 257.01	73.96	0.21	16
84-02-03	- 2.34	306.16	14.31	77.38	- 221.32	174.18	0.21	36
84-02-04	- 7.30	306.16	42.24	-14.36	- 265.15	61.59	0.21	13
84-02-05	- 8.26	306.16	30.88	33.24	- 245.26	116.76	0.21	25
84-02-06	- 3.61	306.16	12.43	26.90	- 256.98	84.90	0.21	18
84-02-07	- 4.52	306.16	20.99	40.86	- 241.96	121.53	0.21	25
84-02-08	- 6.32	306.16	35.15	113.77	- 204.25	244.50	0.21	51
84-02-09	- 7.77	306.16	41.62	131.54	- 225.81	245.75	0.21	51
84-02-10	- 5.03	306.16	8.33	33.66	- 218.17	124.95	0.21	26

Tableau 5 (suite)

Date	Φ_{sn} (W m^{-2})	Φ_{lo} (W m^{-2})	Φ_e (W m^{-2})	Φ_c (W m^{-2})	Φ_{li} (W m^{-2})	Φ_s (W m^{-2})	A_{sw} (km^2)	Φ_t (MW)
84-02-11	- 7.61	306.16	23.26	73.80	- 238.67	156.93	0.21	32
84-02-12	- 7.23	306.16	8.64	44.18	- 236.76	115.00	0.21	24
84-02-13	- 8.52	306.16	33.85	56.70	- 255.82	132.37	–	–
84-02-14	- 10.29	306.16	35.28	37.07	256.70	111.51	–	–
84-02-15	- 14.15	306.16	32.47	40.67	- 250.81	114.34	–	–
84-02-16	- 12.84	306.16	35.52	26.58	- 258.92	96.51	–	–
84-02-17	- 11.93	306.16	40.82	- 2.97	- 261.85	70.24	–	–
84-02-18	- 14.98	306.16	28.48	23.15	- 248.22	94.59	–	–
84-02-19	- 6.04	306.15	11.77	19.13	- 266.82	64.19	–	–
84-02-20	- 17.08	306.16	18.89	4.20	- 261.04	51.14	–	–
84-02-21	- 14.46	306.16	27.41	49.86	- 240.80	128.17	–	–
84-02-22	- 15.92	306.16	21.50	47.34	- 232.84	126.24	–	–
84-02-23	- 17.48	306.16	20.90	49.89	- 235.12	124.36	–	–
84-02-24	- 19.40	306.16	16.70	36.00	- 220.27	119.18	–	–
84-02-25	- 19.86	306.16	17.27	43.26	- 211.94	134.91	–	–
84-02-26	- 14.66	306.16	2.26	9.85	- 217.74	85.86	–	–
84-02-27	- 16.93	306.16	23.32	62.29	- 236.82	138.01	–	–
84-02-28	- 15.27	306.16	21.13	32.72	- 246.18	98.55	–	–
84-02-29	- 21.58	306.16	22.06	44.43	- 241.56	109.52	–	–
84-03-01	- 16.35	306.21	26.68	20.97	- 263.37	74.14	–	–
84-03-02	- 18.60	306.21	42.77	- 2.32	- 265.48	62.59	–	–
84-03-03	- 12.13	306.22	33.10	13.94	- 259.88	81.24	–	–
84-03-04	- 23.95	306.21	40.03	- 24.16	- 256.62	41.52	–	–
84-03-05	- 20.52	306.22	21.02	- 15.51	- 257.35	33.86	–	–
84-03-06	- 16.27	306.22	13.72	- 12.50	- 266.38	24.79	–	–
84-03-07	- 23.77	306.23	8.82	- 15.71	- 261.43	14.13	–	–
84-03-08	- 26.76	306.23	7.55	- 13.37	- 252.45	21.19	–	–
84-03-09	- 25.08	306.25	14.69	- 19.78	- 268.84	7.24	–	–
84-03-10	- 26.23	306.27	24.34	- 34.00	- 277.53	- 7.14	–	–
84-03-11	- 19.27	306.30	8.28	-14.04	- 286.63	-5.36	–	–
84-03-12	-9.23	306.34	5.95	-4.01	- 284.16	14.89	–	–
84-03-13	- 18.31	306.31	24.64	- 21.94	- 267.31	67.27	–	–
84-03-14	- 31.62	306.30	53.78	80.25	- 233.19	175.52	–	–
84-03-15	- 21.78	306.28	38.03	42.03	- 242.73	121.83	–	–
84-03-16	- 32.72	306.27	14.24	3.15	- 251.91	39.03	–	–
84-03-17	- 25.88	306.31	17.20	12.40	- 260.70	49.33	–	–
84-03-18	- 21.74	306.30	10.35	5.25	- 268.85	31.31	–	–
84-03-19	- 18.10	306.33	35.51	- 19.57	- 283.41	20.76	–	–
84-03-20	- 22.16	306.32	10.51	0.81	- 271.34	22.52	–	–
84-03-21	- 35.47	306.37	10.09	1.48	- 263.18	19.29	–	–
84-03-22	- 19.62	306.42	24.95	10.13	- 259.79	62.09	–	–
84-03-23	- 28.87	306.43	20.59	- 13.13	- 277.76	7.26	–	–
84-03-24	- 20.65	306.50	35.28	- 10.95	- 281.49	28.69	–	–
84-03-25	- 24.08	306.54	6.84	-5.51	- 278.89	4.91	–	–
84-03-26	- 22.10	306.80	16.63	- 11.28	- 282.26	7.79	–	–
84-03-27	- 32.79	306.92	25.94	-7.01	- 264.03	29.02	–	–
84-03-28	- 25.08	307.37	9.79	-5.18	- 275.89	11.00	–	–
84-03-29	- 27.27	308.75	42.58	- 22.63	- 278.21	23.23	–	–
84-03-30	- 28.13	309.23	45.00	- 44.38	- 290.15	-8.44	–	–
84-03-31	- 52.01	309.92	41.89	- 20.97	- 260.18	19.09	–	–

Il semble qu'une autre variable importante soit le flux thermique dû à la conduction (figure 39). Par temps froid ou venteux, cette variable prend des valeurs voisines de 200 W m^{-2}. Le flux thermique dû à l'évaporation est petit et il dépasse rarement 50 W m^{-2}. La figure 40 présente chaque composante de flux thermique.

La figure 41 illustre la configuration saisonnière du flux thermique de surface au-dessus des surfaces libres. Cette courbe est caractérisée à la fois par une tendance saisonnière, avec les pertes les plus élevées en décembre, et par de grandes fluctuations à l'échelle de temps synoptique. Le flux thermique total pour le bief Φ_t, obtenu en multipliant Φ_s par la superficie d'eau libre (figure 21) est indiqué à la figure 42. Cette courbe est caractérisée par une diminution considérable de flux de chaleur au cours de la première moitié de décembre par suite, bien sûr, de la prise des glaces dans le bief.

MÉTHODE DES DEGRÉS-JOURS

Il est possible d'expliquer jusqu'à un certain point le transfert de chaleur et les conditions glacielles en faisant appel à des modèles empiriques. Ainsi, la méthode des degrés-jours est employée depuis longtemps pour prédire la croissance des glaces (mais voir Ashton, 1978). Bien que l'approche des degrés-jours ne soit habituellement retenue que lorsque les données sur le bilan thermique font défaut, nous essaierons au moins de vérifier son applicabilité dans le cas du fleuve Yukon.

Ici, l'épaisseur de la glace h est censée être proportionnelle à la racine carrée des degrés-jours cumulatifs de température de l'air au point de congélation D, après la formation initiale de glaces :

$$h = h_o + J_o D^{1/2}$$

où h_o = épaisseur initiale de la glace
J_o = coefficient empirique qui varie suivant le lieu où l'on se trouve. Les valeurs rapportées pour J_o (Bengtsson, 1982) oscillent entre 1.15 et 3.5 cm/(°C jour)$^{0.5}$, suivant le manteau nival.

Les courbes de degrés-jours s'appliquant au bief sont données aux figures 43 et 44. Lorsqu'elles sont appliquées à la croissance des glaces statiques, ces données permettent de croire que J_o a une valeur approximative de 3.0 cm/(°C jour)$^{0.5}$. Toutefois, comme Ashton (1978) l'a noté, cette approximation n'est utile que dans les cas où l'épaisseur de la glace dépasse plusieurs centimètres.

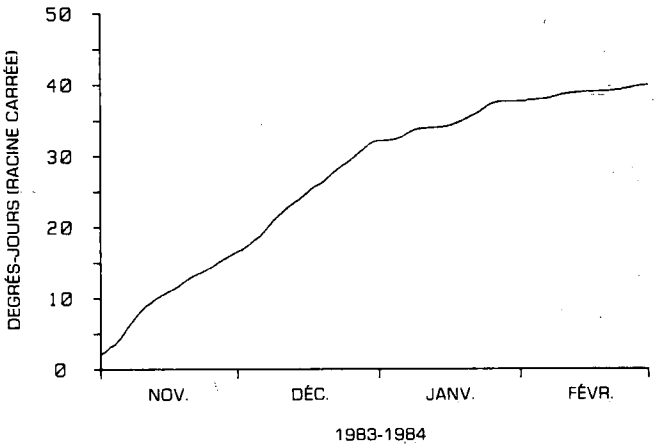


Figure 43. Degrés-jours en fonction du temps.

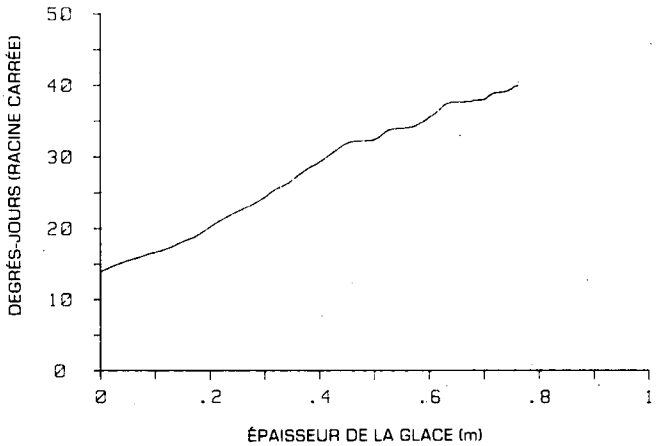


Figure 44. Degrés-jours en fonction de l'épaisseur de la glace.

APPROXIMATION DU FLUX THERMIQUE LINÉAIRE

Pour de nombreuses applications techniques, il est utile de déterminer approximativement le flux thermique de surface H_e, par une fonction linéaire de la différence de température entre l'air et l'eau; par exemple

$$H_e = A + B(T_w - T_a)$$

où A et B sont des coefficients qui dépendent des conditions locales, par exemple le rayonnement solaire, la couverture nuageuse et la vitesse du vent (Paily et coll., 1974). Ces coefficients ont été évalués à partir des données de l'ESAGY (figures 31 et 41). Les valeurs approximatives pour les

coefficients A et B sont respectivement 50 W m^{-2} °C et 8 W m^{-2} °C.

La comparaison de H_e (figure 45) avec Φ_s (figure 41) permet de penser que pour des estimations rapides du flux thermique de surface, l'équation linéaire du flux thermique peut être employée. Toutefois, cette méthode ne permet pas de tenir compte des effets de la vitesse du vent sur l'échange de chaleur. Lorsque des précisions plus grandes sont nécessaires, une approximation de la forme $H_e = (a + bW)(T_W - T_a)$, où a et b sont des coefficients d'ajustement des courbes, et W, la vitesse du vent, peut être employée (G.D. Ashton, 1985, U.S. Army, Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, communication personnelle).

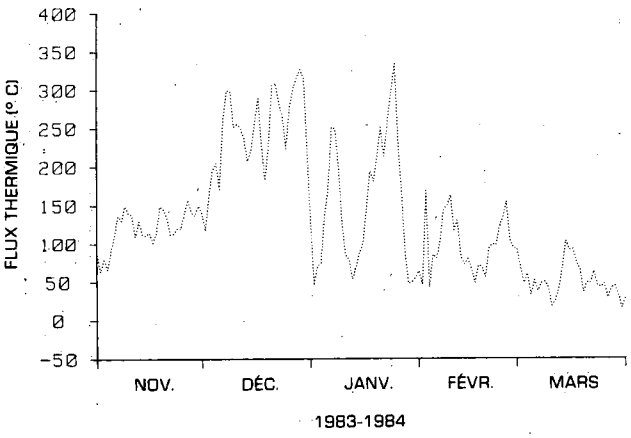


Figure 45. Approximation du flux thermique linéaire.

TRANSFERT DE CHALEUR INTERNE : DU FLEUVE À LA GLACE

D'après Baines (1961) le flux de chaleur entre l'eau isothermique et le manteau glaciel est le suivant :

$$\Phi_i = \frac{C_d\, k_t\, T_W}{2d_m} (R_e)\,(P_r)^{1/3}$$

où C_d = coefficient de cisaillement (de l'ordre de 0.01)
k_t = conductivité thermique (0.564 W m^{-1} °C^{-1})
T_W = température de l'eau (°C)
d_m = distance de la glace à la profondeur de la vitesse maximale
R_e = nombre de Reynolds ($U_o d/\nu$)
P_r = nombre de Prandtl ($C_p\mu/k$ = 13.6 à T_W = 0 °C)
U = vitesse
ν = viscosité cinématique (1.787 × 10^{-6} m^2 s^{-1})
μ = viscosité dynamique (1.787 × 10^{-3} kg m^{-1} s^{-1})
C_p = chaleur spécifique (4217.4 J kg^{-1} °C^{-1}).

L'évaluation de l'équation qui précède pour les conditions de l'eau à la débâcle (en supposant une température de T_W = 0.01 °C) donne un écoulement de chaleur de l'ordre de 50 W m^{-2}. Si toute cette chaleur sert à la fusion de la glace, une vitesse de fusion d'environ 0.014 m d^{-1} est obtenue. Cette vitesse de fusion, en retour, enlève environ 0.3 m de manteau glaciel en une vingtaine de jours. Bien qu'un réchauffement supplémentaire de la glace se produise au moment de l'absorption du rayonnement solaire, ce flux est certainement suffisant pour tenir compte de la formation de rides.

Hydrologie

Ce chapitre vise trois objectifs principaux :

1) étudier le rapport qui existe entre le niveau de l'eau et son débit pendant le cycle glaciel;

2) montrer comment la présence de la glace affecte les champs de vitesse latéraux et verticaux;

3) examiner la résistance hydraulique offerte par le manteau glaciel en évolution.

Pour une introduction à la question générale du débit dans les cours d'eau englacés, consulter Beltaos (1979).

NIVEAUX D'EAU ET DÉBIT

Pendant la prise des glaces, le manteau glaciel forme d'abord un pont au-dessus de l'étranglement aval du bief, puis le tout progresse ensuite vers l'amont (figure 11). Cette première obstruction du fleuve a pour effet principal de presque doubler le périmètre mouillé qui, lorsqu'il est combiné à la résistance accrue associée aux floes de frasil et aux radeaux de glace en mouvement, sert à former des sections de contrôle temporaires à l'intérieur du bief. Pour que le débit soit constant, il doit exister une augmentation correspondante de la hauteur d'écoulement. À mesure que la hauteur d'écoulement augmente, un profil de surface associé à la longueur du remous se forme devant le manteau glaciel en progression.

Certains des effets de la résistance accrue sont évidents dans les données sur le niveau de l'eau. Par exemple, on trouvera à la figure 46 les valeurs quotidiennes du niveau de l'eau aux trois stations. Chacune de celles-ci présente la même configuration générale : un bond rapide au moment de la prise des glaces, suivi d'un déclin progressif pendant tout l'hiver et d'une chute rapide au moment de la débâcle. Les pentes correspondantes sont données à la figure 47. Même pour le débit presque constant du bief, la pente de la ligne d'eau varie suivant un facteur de 5. Les changements les plus marqués dans la pente de la ligne d'eau se produisent au cours des périodes de transition du manteau glaciel.

La transition entre les conditions de surface libre de glace à celles de surface englacée est représentée à la figure 48. Ainsi, le niveau de l'eau à AM est indiqué par rapport à l'endroit où est rendue la falaise de glace en progression. La glace de rive qui commence à se former vers la fin de novembre n'exerce aucun effet apparent sur l'écoulement. En réalité, très peu d'effets sont exercés sur le niveau de l'eau avant que la falaise de glace ne remonte au-delà de M. Le changement le plus rapide dans le niveau de l'eau

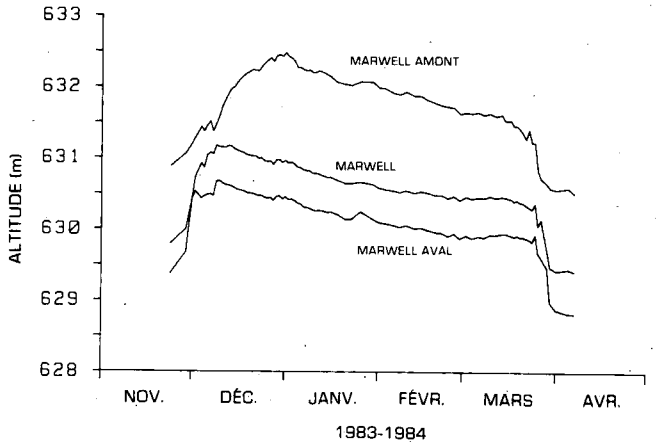


Figure 46. Niveaux d'eau quotidiens à AM, M et BM.

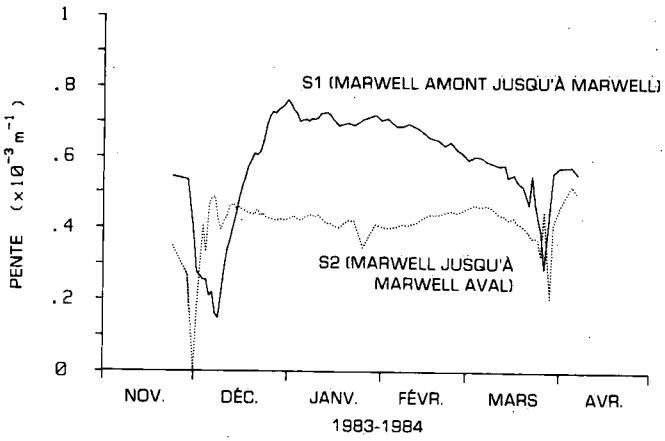


Figure 47. Pente de la ligne d'eau entre AM et M, et M et BM.

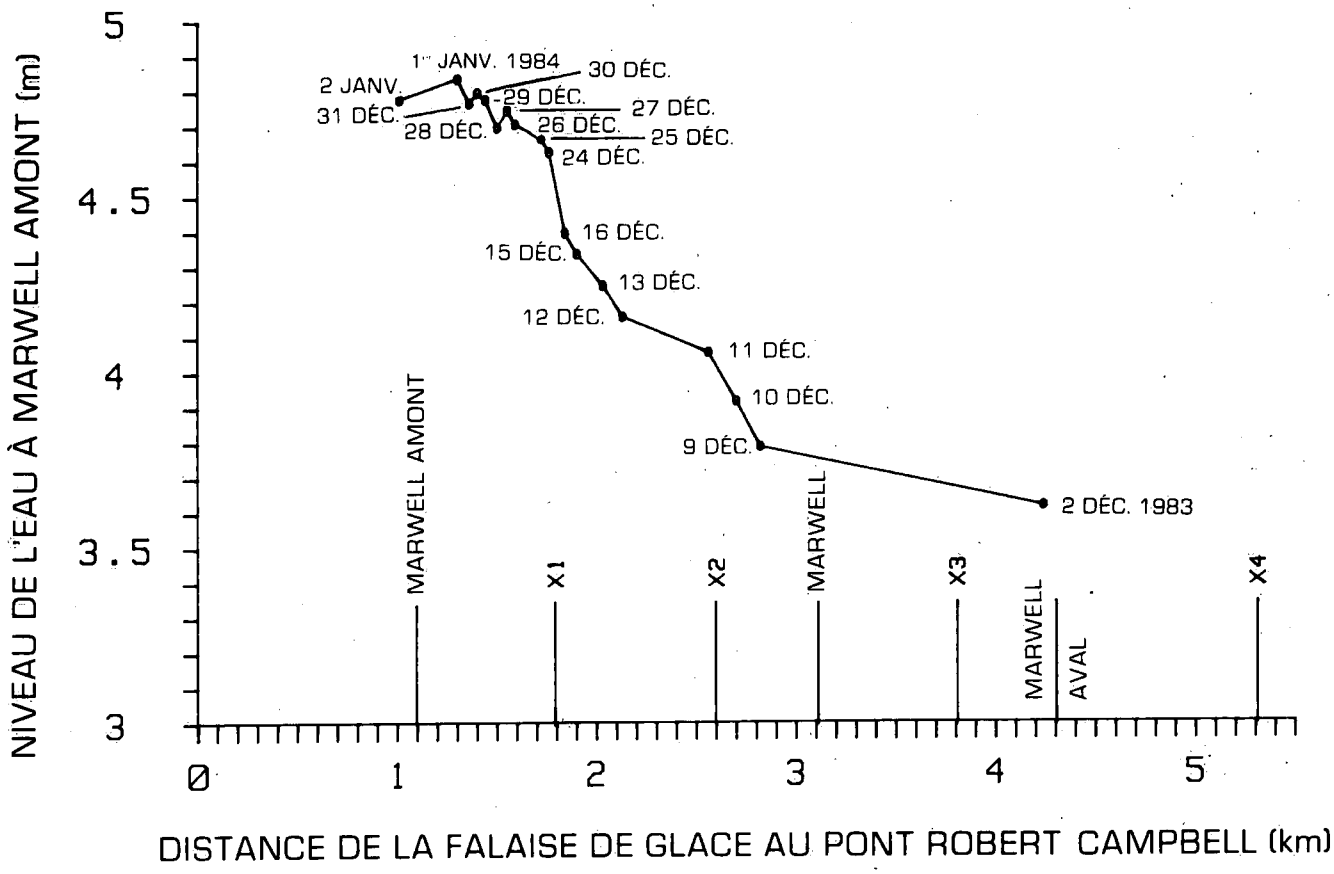


Figure 48. Niveau de l'eau à AM par rapport à la position de la falaise de glace.

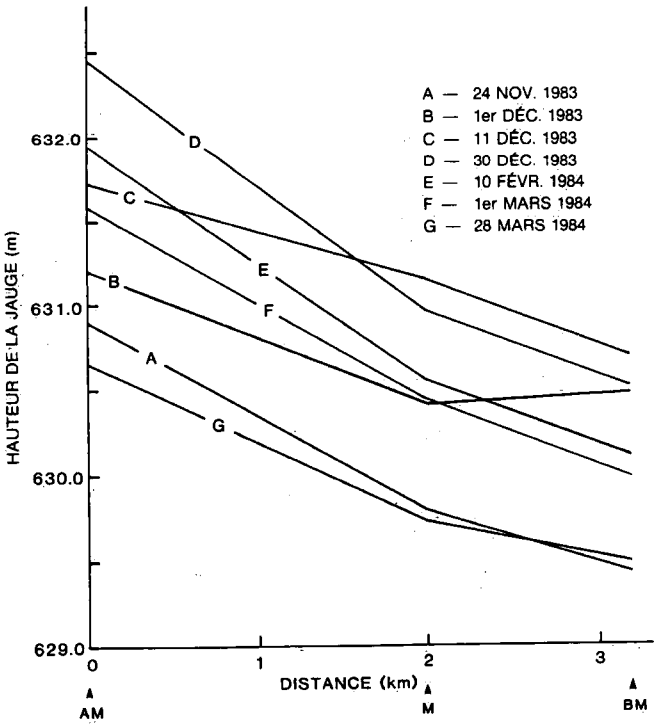


Figure 49. Effet de la falaise de glace en progression sur le gradient hydraulique.

commence lorsque la falaise se trouve à 1.5 km en amont de M. Ce changement persiste tant que la falaise n'est pas à 100 m ou moins de la section.

L'effet de la falaise de glace en progression sur le gradient hydraulique est représenté à la figure 49. Avant la prise des glaces, le niveau de l'eau est bas et la courbe est concave vers le haut, c'est-à-dire que la pente du fleuve à partir de AM jusqu'à M est supérieure à la pente entre M et BM. Par suite du pontage en BM, le niveau de l'eau s'élève, puis pendant une courte durée, il n'y a plus de pente entre M et BM. À mesure que la falaise de glace progresse au-delà de M, la courbe s'inverse, c'est-à-dire qu'elle devient concave vers le bas. Lorsqu'il y a prise des glaces totale, la courbe reprend sa forme normale; toutefois, les niveaux de l'eau sont d'environ 1.5 m supérieurs à ceux du début de la prise des glaces. Les niveaux de l'eau diminuent ensuite pendant tout le reste de l'hiver.

RÉPARTITION DES VITESSES

Une courbe transversale typique de la vitesse est donnée à la figure 50. Un noyau de vitesse bien défini est

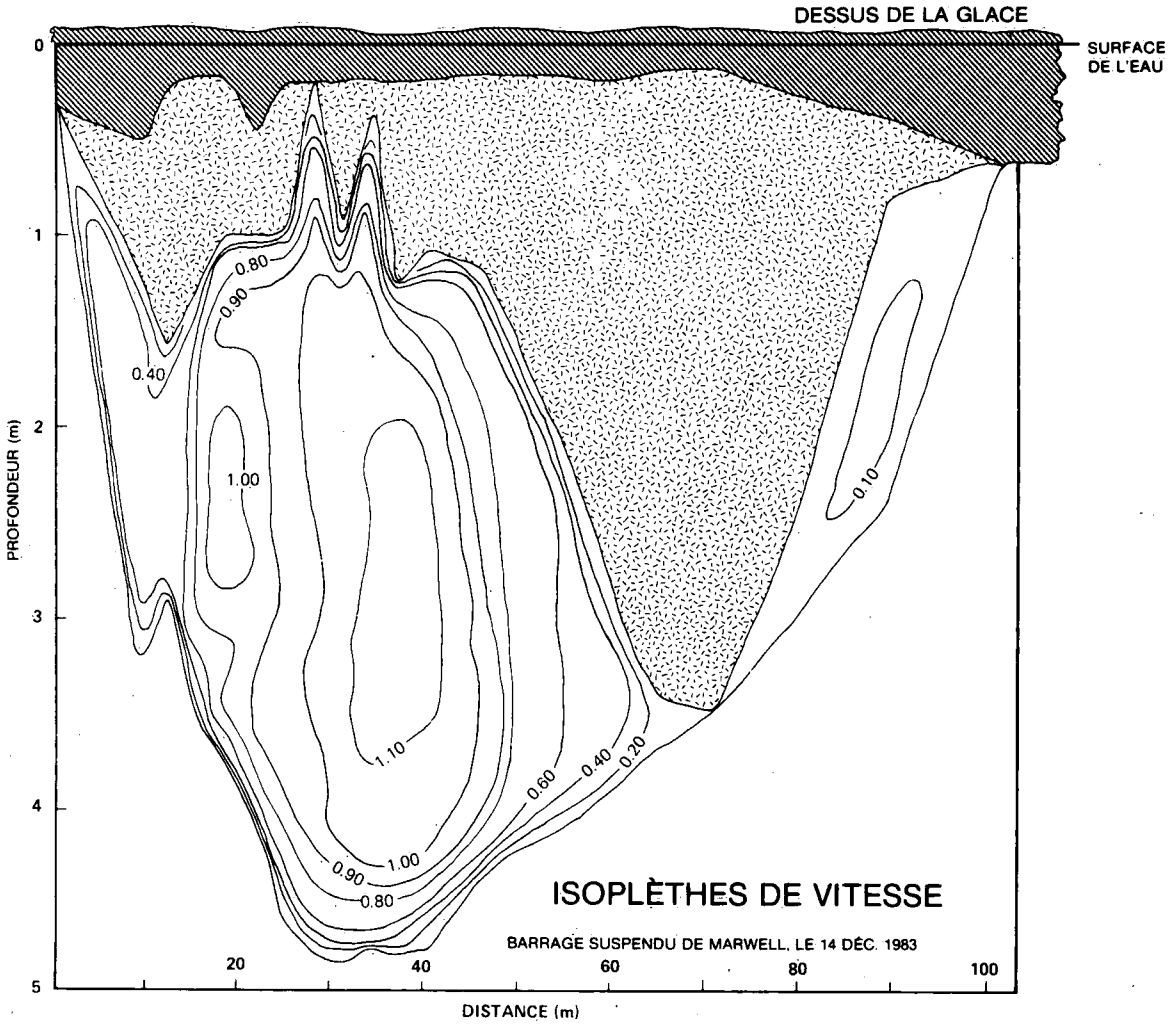


Figure 50. Courbe de vitesse.

situé entre 20 et 50 m à partir de la rive gauche. Ce noyau est associé à la partie la plus profonde du chenal. Même si ce noyau n'occupe qu'un tiers du chenal, il renferme environ 90 % du débit. Dans cette section particulière, le dépôt de frasil est au plus mince au-dessus du noyau de vitesse. D'autres exemples de l'effet du barrage de frasil sur les profils de vitesse sont donnés à la figure 51.

Il est possible de se faire une idée du degré de variabilité dans le champ de vitesse en examinant la figure 52. Ici, des observations consécutives de la vitesse représentant chacune des valeurs moyennes d'une minute, ont été faites aux profondeurs de 0.6, 0.7 et 0.8. À chacune de ces profondeurs, des fluctuations turbulentes produisent une fourchette de dispersion de la vitesse de 0.1 m s^{-1}.

Les données qui précèdent concernant la répartition des vitesses peuvent être employées pour estimer un coefficient de dispersion pour le bief de Whitehorse pendant l'hiver.

RÉSISTANCE HYDRAULIQUE

La résistance hydraulique des cours d'eau englacés a été traitée par plusieurs auteurs, notamment Nezhikhovskiy (1964), Carey (1966), Larsen (1969), Uzuner (1975), Pratte (1979), Tsang (1982b) et Santeford et Alger (1984).

Il existe deux approches fondamentales permettant de déterminer la résistance de l'écoulement. Une première méthode consiste à déterminer un coefficient brut de rugosité qui relie l'écoulement à la pente de la ligne d'eau et au rayon hydraulique. L'autre méthode consiste à déduire la rugosité hydraulique directement à partir de la normale du profil de vitesse jusqu'à la surface visée. Le choix de la méthode dépend du problème qui se pose : une pente simple contre une relation de débit peut suffire pour certaines applications; il pourrait par contre être préférable d'isoler du lit et des autres types de résistance la rugosité du manteau glaciel. Ici, les deux approches sont employées pour les besoins de comparaison.

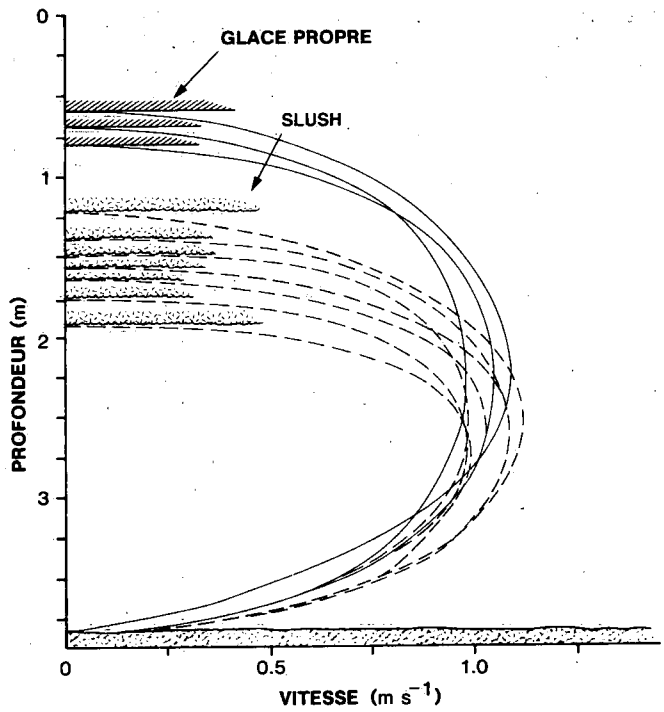


Figure 51. Profils de vitesse sous la glace propre et la slush dans une coupe perpendiculaire au barrage de frasil.

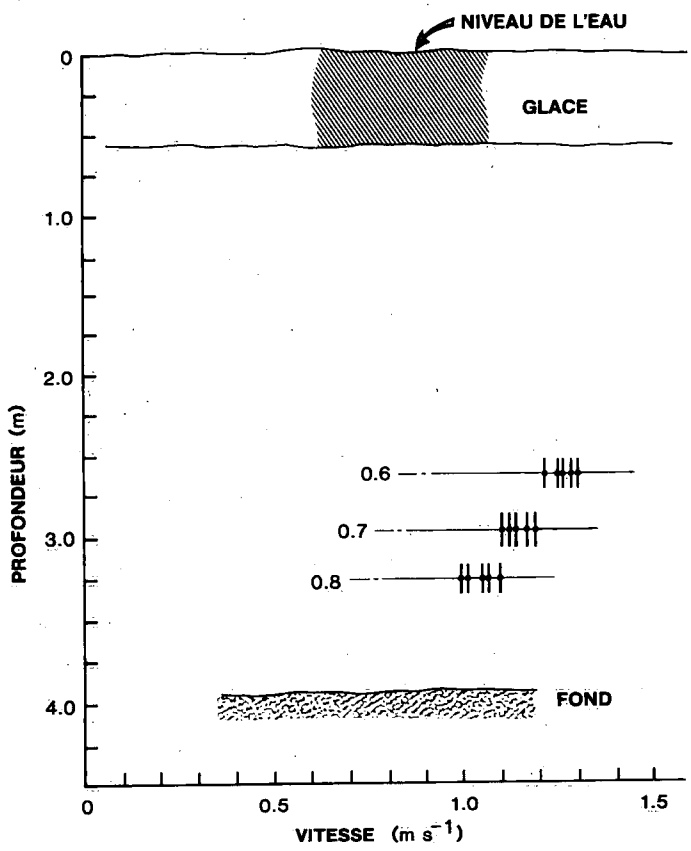


Figure 52. Exemple de fluctuation de la vitesse.

Coefficients de résistance bruts

Formules générales

Trois équations, associant toutes la vitesse d'écoulement, U, à la pente de la ligne d'eau, S, et au rayon hydraulique, R, sont couramment employées pour décrire les écoulements stables et uniformes dans les chenaux libres. Ces équations sont les suivantes :

L'équation de Chézy $U = C\,R^{1/2}\,S^{1/2}$

de Manning $U = 1/n\,(R^{2/3}\,S^{1/2})$

de Darcy-Weisbach $U = (8g/f)^{1/2}\,(R^{1/2}\,S^{1/2})$

où C est le coefficient de rugosité de Chézy, n le coefficient de rugosité de Manning et f le facteur de frottement de Darcy-Weisbach.

Ces équations sont convertibles d'une à l'autre par :

$C = (8g/f)^{1/2}$

$C = (1/n)\,R^{1/6}$

Les coefficients de Chézy et de Darcy-Weisbach ne diffèrent que par un multiplicateur dimensionnel. La conversion du coefficient de Manning au coefficient de Chézy est toutefois proportionnelle à $R^{1/6}$.

Il n'existe aucune règle absolue pour choisir une approche par rapport à une autre. Ce ne sont que des approximations des conditions réelles (c.-à-d. instables et non uniformes) qui règnent dans un cours d'eau englacé. L'équation de Manning est plus répandue parce qu'elle est moins variable en raison de sa plus forte dépendance fonctionnelle de R. Toutefois, comme l'approche de Chézy est plus ancienne et plus fondamentale, c'est celle qui a été retenue ici.

Méthode de calcul

Le manque d'homogénéité dans les conditions glacielles au cours de la prise des glaces et de la débâcle rend difficile le calcul d'un coefficient de résistance. Dans ce qui suit, l'hypothèse de base suppose que l'équation de Chézy tient compte sur toute la largeur du bief des conditions moyennes du pourcentage du manteau glaciel, de l'aire de la section transversale, et de la vitesse moyenne. En vertu de cette hypothèse, les étapes suivantes ont été respectées pour calculer le coefficient de Chézy.

1) Les valeurs quotidiennes du débit, Q, ont été déterminées à partir du barrage de la CHNC (figure 8).

2) La pente de la ligne d'eau, S_1, a été calculée en tant que différence de hauteur entre M et AM.

3) L'aire effective de la section transversale, A_e, a été obtenue à partir de l'aire totale de la section transversale de la section, A_t, moins l'aire de la section transversale de la glace, A_i, et celle du barrage de frasil, A_d. Dans le calcul des aires de la section transversale, les conditions régnant en M ont été considérées comme représentatives du bief. Toutefois, au moment de la prise des glaces et de la débâcle, on a tenu compte du pourcentage du manteau glaciel à l'intérieur du bief, IC; ainsi A_e était la condition moyenne qui s'appliquait à la grandeur du bief; on a conclu : $A_e = A_t - (IC/100)(A_i + A_d)$.

4) La vitesse moyenne a été déterminée en divisant le débit par l'aire effective de la section transversale, $U_o = Q/A_e$.

5) Le rayon hydraulique a été déterminé en divisant l'aire effective par le périmètre mouillé, $R = A_e/P_e$. Lorsque le bief était libre de glace, la largeur du fleuve en M était considérée comme une approximation raisonnable. À mesure que le manteau glaciel s'est formé, il a fallu tenir compte des effets de la limite «supérieure». Il arrive souvent de procéder de cette manière en doublant tout simplement la largeur. Toutefois, comme le barrage de frasil obstrue une grande partie du chenal, ce barrage contribue à réduire la largeur effective du chenal (Clement et Petryk, 1980). Dans cette étude, nous constatons qu'un faible débit s'est produit dans les portions du chenal où le barrage de frasil occupait plus de la moitié de la profondeur. Nous avons donc décidé d'exclure cette portion du chenal dans le calcul du périmètre mouillé.

L'utilisation de la pente S_1 et de la section transversale M simultanément semble être une approximation, ce qui affecte quelque peu les résultats, particulièrement lorsque M se trouve dans la zone de remous créée par la falaise de glace en progression.

Les valeurs quotidiennes des paramètres liés à la géométrie du chenal sont énumérées au tableau 6; les valeurs quotidiennes pour les paramètres de débit correspondant sont énumérées au tableau 7.

Configurations saisonnières du coefficient de Chézy

Les valeurs quotidiennes du coefficient de Chézy déterminées dans cette analyse sont données à la figure 53.

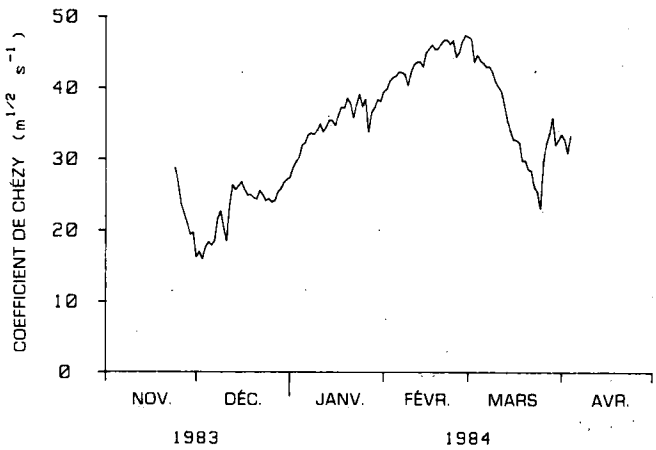


Figure 53. Coefficient de Chézy en fonction du temps.

Avant la formation de la glace dans le bief, le coefficient de Chézy était élevé, ce qui montre une faible résistance à l'écoulement. Immédiatement après la formation initiale de la glace, le coefficient a diminué subitement suivant un facteur de 2 pour descendre à son minimum saisonnier. Par la suite, la valeur de C a augmenté progressivement jusqu'à son maximum d'hiver, pour ensuite diminuer au moment de la débâcle avant de revenir à des valeurs d'eau libre.

Le coefficient de Chézy qui vient d'être calculé est en réalité un coefficient composé représentant la résistance du fond combinée à celle du manteau glaciel. Pour relier les coefficients composés à ceux du chenal et de la glace, on peut écrire ce qui suit :

$$C_o = \left\{ 2/[(1/C_i^2) + (1/C_b^2)] \right\}^{1/2}$$

où C_i = coefficient de Chézy (couche supérieure)

C_b = coefficient de Chézy (couche inférieure).

De manière générale, les coefficients de résistance composés devraient être supérieurs à la valeur en eaux libres parce que les effets d'un dessous lisse sont réduits à une moyenne dans les calculs. Toutefois, ce n'est pas toujours le cas pour les présentes données. Ceci impliquerait que la présence de frasil, de slush, de radeaux, de glace de fond ou de rides fait parfois descendre la valeur de C_o sous celle de C_b.

Il est possible d'obtenir une vue intéressante de tout le cycle glaciel en traçant la courbe du coefficient de Chézy en fonction du niveau de l'eau (figure 54). Au début de la prise des glaces (le 24 novembre) le coefficient de Chézy est tombé brusquement à un minimum saisonnier tandis que le niveau de l'eau a commencé à s'élever. Lorsque les floes de frasil sont devenus abondants, le coefficient de

Tableau 6. Géométrie du chenal

Date	A_t (m^2)	A_i (m^2)	A_d (m^2)	IC (%)	A_e (m^2)	b (m)	b^1 (m)	P_e (m)	R (m)
83-11-24	190	0	0	0	190	104	0	104	1.83
83-11-25	194	0	0	0	194	104	0	104	1.86
83-11-26	198	0	0	0	198	103	0	103	1.92
83-11-27	202	0	0	0	202	103	0	103	1.96
83-11-28	206	0	0	0	206	102	0	102	2.02
83-11-29	212	0	0	0	212	102	0	102	2.08
83-11-30	232	0	0	0	222	102	0	102	2.18
83-12-01	256	0	0	0	256	102	0	102	2.51
83-12-02	285	0	0	0	285	102	0	102	2.79
83-12-03	295	0	0	0	295	101	0	101	2.91
83-12-04	306	4	12	23	302	101	2	122	2.48
83-12-05	299	8	24	23	292	101	4	119	2.45
83-12-06	317	12	36	23	316	101	6	116	2.72
83-12-07	231	14	48	23	307	101	8	114	2.69
83-12-08	319	16	60	23	302	101	10	112	2.70
83-12-09	332	18	72	30	302	100	12	114	2.65
83-12-10	330	20	84	39	289	100	14	120	2.41
83-12-11	330	22	96	43	279	100	16	120	2.33
83-12-12	328	24	108	68	238	100	18	138	1.72
83-12-13	332	26	120	80	215	100	21	142	1.51
83-12-14	330	27	126	80	208	100	25	135	1.54
83-12-15	326	28	126	81	201	100	25	136	1.48
83-12-16	324	29	126	85	192	100	26	137	1.40
83-12-17	322	30	120	86	193	99	26	136	1.42
83-12-18	321	31	119	86	192	99	27	134	1.43
83-12-19	318	32	118	87	188	99	27	135	1.39
83-12-20	317	33	117	87	187	99	28	133	1.41
83-12-21	316	34	116	88	186	99	28	133	1.40
83-12-22	316	35	115	88	184	99	29	132	1.39
83-12-23	314	36	114	89	180	98	29	131	1.37
83-12-24	314	37	113	89	180	98	30	129	1.40
83-12-25	309	38	112	90	174	98	30	129	1.35
83-12-26	308	39	111	91	172	98	31	128	1.34
83-12-27	309	40	110	92	171	98	31	127	1.35
83-12-28	304	41	109	93	165	98	32	127	1.30
83-12-29	311	42	108	94	170	98	32	128	1.33
83-12-30	311	43	107	96	168	98	32	129	1.30
83-12-31	308	44	106	97	163	98	33	128	1.27

Note : A_t = aire totale de la section transversale
A_i = aire de la section transversale de la glace
A_d = aire de la section transversale du barrage de frasil
IC = pourcentage du manteau glaciel du bief
A_e = aire effective de la section transversale de la surface libre $[A_t - (IC/100)(A_i + A_d)]$
b = largeur du fleuve
b^1 = largeur du barrage de frasil
P_e = périmètre mouillé effectif

$= b$: sans manteau glaciel
$= (b-b^1) + (IC/100)(b-b^1)$: manteau glaciel partiel
$= 2(b-b^1)$: manteau glaciel complet

R = rayon hydraulique (A_e/P_e)

Tableau 6 (suite)

Date	A_t (m^2)	A_i (m^2)	A_d (m^2)	IC (%)	A_e (m^2)	b (m)	b^1 (m)	P_e (m)	R (m)
84-01-01	310	45	105	98	163	98	33	129	1.26
84-01-02	307	46	104	100	157	97	33	128	1.23
84-01-03	308	47	103	100	158	97	33	128	1.23
84-01-04	304	48	102	100	154	97	34	126	1.22
84-01-05	300	49	101	100	150	97	34	126	1.19
84-01-06	299	50	100	100	149	97	34	126	1.18
84-01-07	296	50	100	100	146	97	34	126	1.16
84-01-08	295	51	99	100	145	97	34	126	1.15
84-01-09	295	52	98	100	145	97	34	126	1.15
84-01-10	292	52	97	100	143	97	34	126	1.13
84-01-11	291	53	98	100	140	97	34	126	1.11
84-01-12	291	54	95	100	142	97	34	126	1.13
84-01-13	289	54	94	100	141	97	34	126	1.12
84-01-14	287	55	93	100	139	97	34	126	1.10
84-01-15	286	56	92	100	138	97	34	126	1.10
84-01-16	286	56	91	100	139	97	34	126	1.10
84-01-17	284	57	90	100	137	98	34	128	1.07
84-01-18	282	58	89	100	135	98	34	128	1.05
84-01-19	280	58	88	100	134	98	34	128	1.05
84-01-20	278	59	88	100	131	98	34	128	1.02
84-01-21	277	60	87	100	130	98	34	128	1.02
84-01-22	278	60	86	100	132	98	34	128	1.03
84-01-23	278	61	86	100	131	99	34	130	1.01
84-01-24	278	62	85	100	131	99	34	130	1.01
84-01-25	279	62	84	100	133	99	34	130	1.03
84-01-26	279	63	84	100	132	99	34	130	1.02
84-01-27	278	64	83	100	131	99	34	130	1.01
84-01-28	277	64	82	100	131	100	34	132	0.99
84-01-29	276	65	82	100	129	100	34	132	0.98
84-01-30	276	66	81	100	129	100	34	132	0.98
84-01-31	274	66	80	100	128	100	34	132	0.97
84-02-01	272	66	80	100	126	101	34	134	0.94
84-02-02	270	67	79	100	124	101	34	134	0.93
84-02-03	269	67	79	100	123	101	34	134	0.92
84-02-04	268	68	78	100	122	101	34	134	0.91
84-02-05	267	68	77	100	122	102	34	136	0.90
84-02-06	266	69	76	100	121	102	34	136	0.89
84-02-07	265	69	76	100	120	102	34	136	0.88
84-02-08	264	69	74	100	121	102	34	136	0.89
84-02-09	266	70	73	100	123	102	34	136	0.90
84-02-10	267	70	72	100	125	102	33	138	0.91
84-02-11	266	70	71	100	125	102	33	138	0.91
84-02-12	264	71	70	100	123	102	33	138	0.89
84-02-13	263	71	69	100	123	102	33	138	0.89
84-02-14	264	71	68	100	124	102	33	138	0.90
84-02-15	266	72	67	100	127	102	33	138	0.92
84-02-16	265	72	66	100	127	102	32	140	0.91
84-02-17	264	72	65	100	127	102	32	140	0.91
84-02-18	263	73	64	100	126	102	32	140	0.90
84-02-19	262	73	63	100	126	102	32	140	0.90
84-02-20	260	73	62	100	125	102	32	140	0.89

Tableau 6 (suite)

Date	A_t (m^2)	A_i (m^2)	A_d (m^2)	IC (%)	A_e (m^2)	b (m)	b^1 (m)	P_e (m)	R (m)
84-02-21	260	74	61	100	125	102	31	142	0.88
84-02-22	260	74	60	100	126	102	31	142	0.89
84-02-23	258	74	59	100	125	102	31	142	0.88
84-02-24	256	75	58	100	123	102	31	142	0.87
84-02-25	258	75	57	100	126	102	31	142	0.89
84-02-26	259	75	56	100	128	102	30	144	0.89
84-02-27	256	76	55	100	125	102	30	144	0.87
84-02-28	253	76	54	100	123	102	30	144	0.85
84-02-29	256	76	54	100	126	102	30	144	0.88
84-03-01	258	76	53	100	129	102	30	144	0.90
84-03-02	257	75	52	100	130	102	30	144	0.90
84-03-03	255	75	51	100	129	102	28	148	0.87
84-03-04	256	75	50	100	131	102	26	152	0.86
84-03-05	257	75	49	100	133	102	24	156	0.85
84-03-06	257	75	47	100	135	102	21	162	0.83
84-03-07	256	75	45	100	136	102	18	168	0.81
84-03-08	258	74	43	100	141	102	15	174	0.81
84-03-09	259	72	41	100	146	102	12	180	0.81
84-03-10	258	70	39	100	149	102	9	186	0.80
84-03-11	257	68	36	100	153	102	6	192	0.80
84-03-12	257	66	33	100	158	102	3	198	0.80
84-03-13	258	64	30	95	168	102	0	198	0.85
84-03-14	257	62	28	90	176	102	0	194	0.91
84-03-15	256	60	25	90	180	102	0	194	0.93
84-03-16	255	58	22	90	183	102	0	194	0.94
84-03-17	252	56	19	90	184	102	0	194	0.95
84-03-18	253	54	16	85	194	102	0	189	1.03
84-03-19	250	52	13	85	195	102	0	189	1.03
84-03-20	249	48	10	80	203	102	0	184	1.10
84-03-21	246	46	7	75	206	102	0	178	1.16
84-03-22	242	44	4	70	208	102	0	173	1.20
84-03-23	239	40	0	60	215	102	0	163	1.32
84-03-24	248	36	0	40	234	102	0	142	1.65
84-03-25	215	32	0	40	202	102	0	142	1.42
84-03-26	225	28	0	20	201	102	0	122	1.65
84-03-27	205	24	0	16	178	102	0	118	1.51
84-03-28	180	20	0	12	155	102	0	114	1.36
84-03-29	156	16	0	8	155	102	0	110	1.41
84-03-30	152	12	0	6	151	102	0	108	1.40
84-03-31	150	8	0	4	150	102	0	106	1.42
84-04-01	153	4	0	2	151	102	0	104	1.46
84-04-02	149	0	0	0	149	102	0	102	1.46
84-04-03	–	–	–	–	–	–	–	–	–
84-04-04	–	–	–	–	–	–	–	–	–
84-04-05	–	–	–	–	–	–	–	–	–
84-04-06	–	–	–	–	–	102	0	102	–
84-06-20	199	–	–	–	199	104	0	104	1.91

Tableau 7. Paramètres hydrauliques

Date	Q ($m^3 s^{-1}$)	h (AM) (m)	h (M) (m)	h (BM) (m)	S_1 ($\times 10^{-3}$)	S_2 ($\times 10^{-3}$)	C_O	N_O
83-11-24	172	630.880	629.795	629.377	0.543	0.418	28.7	0.039
83-11-25	164	–	–	–	0.541	–	26.6	0.042
83-11-26	151	–	–	–	0.539	–	23.7	0.047
83-11-27	146	–	–	–	0.537	–	22.3	0.050
83-11-28	142	–	–	–	0.535	–	21.0	0.054
83-11-29	137	631.062	629.996	629.676	0.533	0.320	19.4	0.058
83-11-30	138	–	–	–	0.458	–	19.7	0.058
83-12-01	129	631.196	630.431	630.428	0.383	0.003	16.3	0.072
83-12-02	134	631.280	630.729	630.532	0.276	0.197	16.9	0.070
83-12-03	131	–	–	–	0.265	–	16.0	0.075
83-12-04	134	631.430	630.921	630.432	0.255	0.489	17.6	0.066
83-12-05	134	631.370	630.861	630.463	0.255	0.398	18.4	0.063
83-12-06	135	631.450	631.031	630.484	0.210	0.547	17.9	0.066
83-12-07	138	631.510	631.071	630.493	0.220	0.578	18.5	0.064
83-12-08	135	631.370	631.051	630.469	0.160	0.582	21.5	0.055
83-12-09	136	631.468	631.171	630.667	0.149	0.504	22.7	0.052
83-12-10	135	631.582	631.151	630.679	0.216	0.472	20.5	0.057
83-12-11	133	631.720	631.151	630.649	0.285	0.502	18.5	0.062
83-12-12	135	631.815	631.139	630.621	0.338	0.518	23.5	0.047
83-12-13	133	631.900	631.166	630.615	0.367	0.551	26.3	0.041
83-12-14	133	631.968	631.161	630.603	0.404	0.558	25.6	0.042
83-12-15	134	631.995	631.121	630.578	0.437	0.543	26.2	0.041
83-12-16	133	632.060	631.101	630.554	0.480	0.547	26.7	0.040
83-12-17	134	632.110	631.081	630.542	0.515	0.539	25.7	0.041
83-12-18	133	632.152	631.071	630.536	0.541	0.535	24.9	0.043
83-12-19	132	632.185	631.041	630.514	0.572	0.527	24.9	0.042
83-12-20	132	632.210	631.031	630.505	0.590	0.526	24.5	0.043
83-12-21	132	632.238	631.021	630.499	0.609	0.522	24.3	0.044
83-12-22	136	632.230	631.023	630.484	0.604	0.539	25.5	0.041
83-12-23	130	632.220	630.991	630.472	0.615	0.519	24.9	0.042
83-12-24	130	632.280	630.996	630.469	0.642	0.527	24.1	0.044
83-12-25	129	632.328	630.956	630.444	0.686	0.512	24.4	0.043
83-12-26	127	632.370	630.943	630.432	0.714	0.511	23.9	0.044
83-12-27	129	632.405	630.951	630.444	0.727	0.507	24.1	0.044
83-12-28	128	632.352	630.906	630.402	0.723	0.504	25.3	0.041
83-12-29	137	632.435	630.976	630.460	0.734	0.516	25.8	0.041
83-12-30	139	632.450	630.971	630.463	0.740	0.508	26.7	0.039
83-12-31	136	632.425	630.931	630.426	0.747	0.505	27.1	0.038
84-01-01	138	632.482	630.961	630.453	0.761	0.508	27.3	0.038
84-01-02	137	632.425	630.926	630.414	0.750	0.512	28.7	0.036
84-01-03	140	632.400	630.937	630.417	0.732	0.520	29.5	0.035
84-01-04	138	632.355	630.911	630.402	0.722	0.509	30.2	0.034
84-01-05	138	632.270	630.871	630.365	0.700	0.506	31.9	0.032

Note : Q = débit
h (AM) = niveau de l'eau à AM
h (M) = niveau de l'eau à M
h (BM) = niveau de l'eau à BM
S_1 = pente de la ligne d'eau de AM à M
S_2 = pente de la ligne d'eau de M à BM
C_O = coefficient de Chézy composé
N_O = coefficient de Manning composé

Tableau 7 (suite)

Date	Q ($m^3 s^{-1}$)	h (AM) (m)	h (M) (m)	h (BM) (m)	S_1 ($\times 10^{-3}$)	S_2 ($\times 10^{-3}$)	C_o	N_o
84-01-06	138	632.265	630.861	630.353	0.702	0.508	32.2	0.032
84-01-07	139	632.240	630.831	630.313	0.705	0.518	33.3	0.031
84-01-08	138	632.220	630.821	630.301	0.700	0.520	33.5	0.031
84-01-09	138	632.230	630.816	630.292	0.707	0.524	33.4	0.031
84-01-10	137	632.195	630.786	630.271	0.705	0.515	33.9	0.030
84-01-11	137	632.200	630.781	630.258	0.710	0.523	34.9	0.029
84-01-12	137	632.220	630.776	630.264	0.722	0.512	33.8	0.030
84-01-13	138	–	–	–	0.723	–	34.4	0.030
84-01-14	139	632.190	630.741	630.246	0.725	0.495	35.4	0.029
84-01-15	137	632.162	630.726	630.231	0.718	0.495	35.3	0.029
84-01-16	134	632.140	630.731	630.243	0.705	0.488	34.6	0.029
84-01-17	135	–	–	–	0.696	–	36.1	0.028
84-01-18	135	632.064	630.691	630.210	0.687	0.481	37.2	0.027
84-01-19	134	–	–	–	0.690	–	37.2	0.027
84-01-20	134	–	–	–	0.692	–	38.5	0.026
84-01-21	131	632.030	630.641	630.136	0.695	0.505	37.8	0.027
84-01-22	126	–	–	–	0.691	–	35.8	0.028
84-01-23	130	632.020	630.646	630.143	0.687	0.503	37.7	0.027
84-01-24	135	–	–	–	0.691	–	39.0	0.026
84-01-25	133	–	–	–	0.697	–	37.3	0.027
84-01-26	136	632.070	630.661	630.246	0.705	0.415	38.4	0.026
84-01-27	118	–	–	–	0.708	–	33.7	0.030
84-01-28	127	–	–	–	0.712	–	36.5	0.027
84-01-29	127	–	–	–	0.715	–	37.2	0.027
84-01-30	131	632.065	630.631	630.140	0.717	0.491	38.3	0.026
84-01-31	128	–	–	–	0.711	–	38.1	0.026
84-02-01	128	631.985	630.581	630.097	0.706	0.484	39.4	0.025
84-02-02	126	–	–	–	0.702	–	39.8	0.025
84-02-03	128	631.975	630.561	630.082	0.704	0.479	40.9	0.024
84-02-04	128	–	–	–	0.707	–	41.4	0.024
84-02-05	127	–	–	–	0.696	–	41.6	0.024
84-02-06	126	631.910	630.541	630.057	0.685	0.484	42.2	0.023
84-02-07	124	–	–	–	0.685	–	42.1	0.023
84-02-08	125	631.890	630.521	630.030	0.685	0.491	41.8	0.023
84-02-09	123	–	–	–	0.687	–	40.2	0.024
84-02-10	132	631.930	630.546	630.057	0.692	0.489	42.1	0.023
84-02-11	135	–	–	–	0.687	–	43.2	0.023
84-02-12	132	–	–	–	0.683	–	43.5	0.023
84-02-13	132	631.870	630.511	630.012	0.680	0.499	43.6	0.022
84-02-14	131	–	–	–	0.674	–	42.9	0.023
84-02-15	141	631.870	630.536	630.021	0.667	0.515	44.8	0.022
84-02-16	141	–	–	–	0.659	–	45.3	0.022
84-02-17	142	631.820	630.516	629.993	0.652	0.523	45.9	0.021
84-02-18	138	–	–	–	0.649	–	45.3	0.022
84-02-19	138	–	–	–	0.647	–	45.4	0.022
84-02-20	138	631.770	630.481	629.957	0.645	0.524	46.1	0.021
84-02-21	138	–	–	–	0.637	–	46.6	0.021
84-02-22	139	631.740	630.481	629.951	0.630	0.530	46.6	0.021
84-02-23	136	–	–	–	0.635	–	46.0	0.021
84-02-24	135	631.720	630.440	629.905	0.640	0.535	46.5	0.021
84-02-25	132	–	–	–	0.630	–	44.2	0.022

Tableau 7 (suite)

Date	Q ($m^3 s^{-1}$)	h (AM) (m)	h (M) (m)	h (BM) (m)	S_1 ($\times 10^{-3}$)	S_2 ($\times 10^{-3}$)	C_O	N_O
84-02-26	135	631.710	630.471	629.941	0.620	0.530	44.9	0.022
84-02-27	134	–	–	–	0.613	–	46.4	0.021
84-02-28	132	631.625	630.411	629.874	0.607	0.537	47.2	0.021
84-02-29	136	–	–	–	0.599	–	47.0	0.021
84-03-01	139	631.640	630.461	629.914	0.590	0.547	46.8	0.021
84-03-02	131	–	–	–	0.595	–	43.5	0.023
84-03-03	131	631.630	630.433	629.877	0.599	0.556	44.5	0.022
84-03-04	130	–	–	–	0.598	–	43.8	0.022
84-03-05	130	631.645	630.451	629.902	0.597	0.549	43.4	0.022
84-03-06	128	–	–	–	0.590	–	42.8	0.023
84-03-07	127	631.610	630.441	629.887	0.585	0.554	42.9	0.023
84-03-08	129	–	–	–	0.583	–	42.1	0.023
84-03-09	129	631.628	630.471	629.926	0.579	0.545	40.8	0.024
84-03-10	128	–	–	–	0.575	–	40.1	0.024
84-03-11	129	631.590	630.446	629.923	0.572	0.523	39.4	0.024
84-03-12	127	–	–	–	0.574	–	37.5	0.026
84-03-13	131	631.610	630.461	629.941	0.575	0.520	35.3	0.028
84-03-14	132	631.530	630.451	629.944	0.540	0.507	33.8	0.029
84-03-15	132	–	–	–	0.544	–	32.6	0.030
84-03-16	135	631.525	630.431	629.917	0.547	0.514	32.5	0.030
84-03-17	133	631.455	630.396	629.899	0.530	0.497	32.2	0.031
84-03-18	133	631.450	630.411	629.917	0.520	0.494	29.6	0.034
84-03-19	133	631.410	630.381	629.896	0.515	0.485	29.6	0.034
84-03-20	134	631.135	630.371	629.896	0.490	0.475	28.4	0.036
84-03-21	135	631.270	630.341	629.877	0.465	0.464	28.2	0.036
84-03-22	138	631.400	630.311	629.865	0.545	0.446	25.9	0.040
84-03-23	135	631.220	630.281	629.832	0.470	0.449	25.2	0.042
84-03-24	142	631.215	630.366	629.923	0.425	0.443	22.9	0.047
84-03-25	140	630.825	630.052	629.667	0.387	0.385	29.6	0.036
84-03-26	141	630.716	630.141	629.603	0.288	0.538	32.2	0.034
84-03-27	141	–	–	–	0.370	–	33.5	0.032
84-03-28	139	630.640	629.711	629.463	0.465	0.248	35.7	0.030
84-03-29	138	630.580	629.475	628.984	0.553	0.491	31.9	0.033
84-03-30	141	–	–	–	0.560	–	33.3	0.032
84-03-31	139	630.560	629.424	628.878	0.568	0.546	32.6	0.032
84-04-01	134	–	–	–	0.570	–	30.8	0.035
84-04-02	140	–	–	–	0.549	–	33.2	0.032
84-04-03	–	–	–	–	–	–	–	–
84-04-04	–	630.585	629.446	628.826	–	0.620	–	–
84-04-05	–	–	–	–	–	–	–	–
84-04-06	135	630.510	629.413	628.823	–	0.590	–	–
84-06-20	193	–	–	–	0.587	–	29.0	0.038

Chézy a commencé à augmenter à mesure que les niveaux de l'eau continuaient à s'élever. À la suite de la prise des glaces à un endroit donné, les niveaux de l'eau ont diminué lorsque le coefficient de Chézy a augmenté jusqu'à son maximum saisonnier, lequel correspondait à son tour au moment des plus grandes vitesses d'écoulement. Ensuite, avec le début de la débâcle, le coefficient de Chézy est tombé brusquement en raison de la rugosité des glaces. Après la débâcle, le coefficient de Chézy a augmenté et repris sa valeur estivale (en eaux libres).

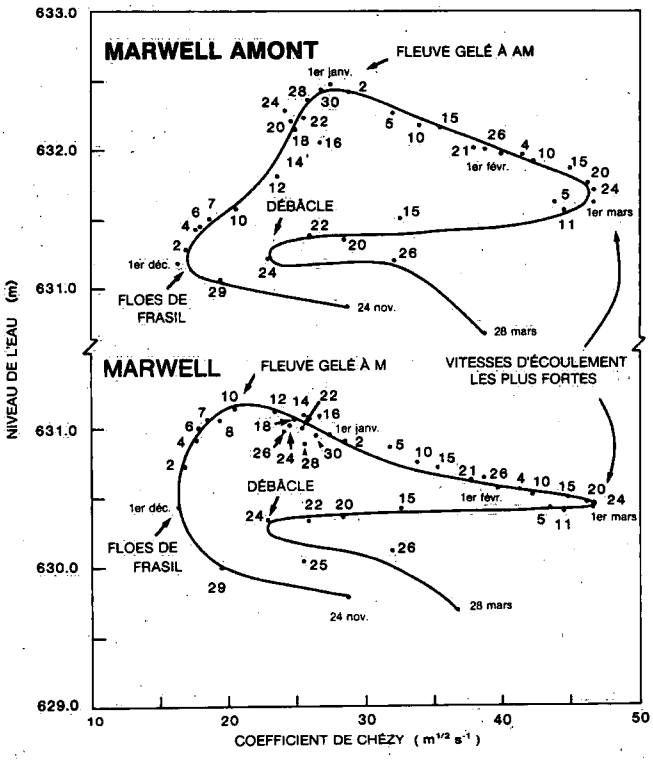


Figure 54. Courbes de corrélation du coefficient de Chézy en fonction du niveau de l'eau.

Analyse des profils de vitesse

La rugosité hydraulique peut aussi être calculée à partir des mesures du profil de vitesse. Cette méthode consiste à isoler la rugosité du manteau glaciel des autres sources de résistance comme la rugosité du lit et les absences d'uniformité.

Les profils de vitesse sont examinés ci-après en faisant appel à la fois à la loi logarithmique et à la loi de puissance deux. La loi logarithmique est employée parce qu'elle a directement trait à la nature physique de la limite; la loi de puissance deux est employée parce qu'elle donne une description simple du profil de vitesse.

Formulation générale

Le profil de vitesse à l'intérieur d'une couche limite turbulente est habituellement décrit au moyen de la loi logarithmique basée sur la théorie de la longueur de mélange de Prandtl et l'hypothèse d'analogie de Von Karman. Pour un écoulement uniforme permanent le long d'une limite rugueuse, la vitesse à une distance z à partir de la limite est donnée par :

$$U(z) = U_*/k\,[\ln(30z/K_S)]$$

où

U_* = vitesse de frottement = $(gdS)^{1/2}$
k = constante de Von Karman (0.40)
K_S = hauteur de rugosité
g = gravité
d = profondeur
S = pente de la ligne d'eau.

Les avantages de la méthode logarithmique sont les suivants :

1) elle est généralement acceptée comme étant le modèle le plus réaliste;

2) elle donne des paramètres physiquement définis comme la rugosité de la limite;

3) il existe une grande quantité de données expérimentales pour les besoins de comparaison.

Les inconvénients de la méthode logarithmique sont les suivants :

1) le rapprochement des couches limites supérieures et inférieures donne une discontinuité (pointe) à la profondeur de U_{max};

2) le processus de rapprochement suppose qu'aucune limite n'influe sur l'autre;

3) la profondeur de U_{max} est souvent très difficile à choisir (Pratte, 1979);

4) K_S est extrêmement variable en raison des conditions fortement irrégulières qui règnent dans les cours d'eau naturels.

En outre, la méthode logarithmique est douteuse lorsque la rugosité relative est grande (Bayazit, 1976).

Dans le cas du manteau glaciel, on peut s'attendre que les profils de vitesse correspondent à des vitesses nulles aux

limites supérieure et inférieure et un maximum unique U_{max} à une profondeur intermédiaire quelconque. On considère alors le profil au complet comme une combinaison des deux couches logarithmiques, l'une le long de la glace et l'autre le long du lit, par exemple :

$$U_i(z) = U_{*i}/k \ln(30z_i/K_{si})$$

et

$$U_b(z) = U_{*b}/k \ln(30z_b/K_{sb})$$

où les lettres i et b désignent la surface de la glace et la surface du lit. En réalité, U_* et K_s sont déterminés en ajustant des droites aux courbes de U(z) en fonction de log(z), par exemple U_* est donné comme étant la pente de U(z) en fonction de log(z) tandis que $K_s/30$ correspond à l'interception en U(0).

Les facteurs de frottement de Darcy-Weisbach, qui correspondent à la glace (lettre i) et au lit (lettre b), peuvent maintenant être déterminés par :

$$f_i = 8(U_{*i}/\langle U_i \rangle)^2$$

et

$$f_b = 8(U_{*b}/\langle U_b \rangle)^2$$

où les crochets (< >) indiquent des quantités moyennes. Les coefficients de Manning sont donnés par :

$$n_i = (f_i/8g)^{1/2} z^{1/6}$$

et

$$n_b = (f_b/8g)^{1/2} z^{1/6}$$

Pour une discussion plus complète concernant l'application de la loi logarithmique aux cours d'eau englacés, voir Beltaos (1979, 1982).

Une autre façon de décrire les profils de vitesse dans les cours d'eau englacés consiste à recourir à la méthode relative à la loi de la puissance deux de Papadakis et coll. (1984), par exemple :

$$U(z) = C_* z^a (H-z)^b$$

où C_*, a et b sont des paramètres d'ajustement des courbes tandis que H est la profondeur totale de l'eau. Cette fonction est égale à zéro aux deux limites et possède un maximum unique à des profondeurs intermédiaires. La profondeur qui correspond à la vitesse maximale s'exprime par la relation simple

$$Z_{max} = aH/(a+b)$$

De plus, la vitesse moyenne est donnée par l'intégration numérique

$$\langle U \rangle = (1/H) / \int_0^H U(z)\, dz$$

Les avantages d'une telle approche sont les suivants :

1) elle décrit l'écoulement complet au moyen d'une fonction unique et continue;

2) elle peut être linéarisée pour des besoins de calculs numériques;

3) elle donne une valeur non équivoque de Z_{max}, la profondeur qui correspond à la vitesse maximale.

En outre, une mesure qualitative de la rugosité limite est donnée par les grandeurs des exposants réels a et b.

L'inconvénient de la méthode relative à la loi de la puissance deux tient au fait que cette méthode va à l'encontre de la pratique courante qui consiste à considérer les couches limites turbulentes comme obéissant à la loi logarithmique; mais à ce sujet, consulter Miller et coll. (1971) et Liang (1975).

Dans ce qui suit, nous adoptons une procédure qui combine les meilleurs éléments des deux modèles qui précèdent. Premièrement, nous nous servons de la loi de la puissance deux pour déterminer les éléments globaux de l'écoulement (c.-à-d. $\langle U \rangle$, U_{max}, Z_{max}, etc.). Puis, la valeur de Z_{max} est employée pour diviser l'écoulement en deux couches non équivoques. Finalement, les deux couches sont ajustées à des courbes logarithmiques pour déterminer les caractéristiques de rugosité de la glace et du lit.

Analyse de la loi de la puissance deux

Quatorze profils de vitesse ont été déterminés à la section Marwell pendant l'hiver, et chacun a été ajusté au modèle de la loi de la puissance deux qui est décrit ci-dessus (tableau 8). Pour faciliter les comparaisons, les courbes ont été normalisées, soit

$$U'(z) = U(z)/U_{max}$$

et

$$z' = z/H$$

Tableau 8. Profils verticaux des vitesses — analyse de la loi de la puissance

Date	St.	H (m)	a	b	C_*	Z_{max} (m)	$\frac{Z_{max}}{H}$	U_{max} ($m\ s^{-1}$)	$\langle U_i \rangle$ ($m\ s^{-1}$)	$\langle U_b \rangle$ ($m\ s^{-1}$)	$\langle U \rangle$ ($m\ s^{-1}$)	$\frac{\langle U \rangle}{U_{max}}$
83-12-14	150	2.62	0.28	0.32	0.87	1.22	0.47	1.03	0.89	0.87	0.88	0.85
83-12-14	180	4.51	0.35	0.31	0.62	2.39	0.53	1.06	0.88	0.50	0.89	0.84
83-12-14	210	3.47	0.17	0.22	0.95	1.51	0.44	1.18	1.07	1.04	1.05	0.89
84-01-06	150	3.05	0.15	0.30	1.06	1.03	0.34	1.31	1.21	1.11	1.14	0.87
84-01-06	180	3.90	0.12	0.30	1.01	1.10	0.28	1.40	1.31	1.16	1.21	0.86
84-01-06	210	3.96	0.27	0.32	0.76	1.82	0.46	1.14	0.99	0.96	0.97	0.85
84-02-07	160	2.74	0.06	0.19	1.11	0.61	0.22	1.25	1.22	1.10	1.13	0.90
84-02-07	210	3.51	0.07	0.15	1.12	1.17	0.33	1.29	1.24	1.17	1.19	0.92
84-03-01	250	3.08	0.13	0.23	1.00	1.11	0.36	1.19	1.11	1.04	1.06	0.89
84-03-01	170	3.35	0.14	0.30	0.96	1.05	0.31	1.24	1.16	1.04	1.08	0.87
84-03-01	180	2.04	0.45	0.56	1.00	0.92	0.45	1.02	0.82	0.78	0.80	0.78
84-03-08	250	2.87	0.33	0.40	0.79	1.29	0.45	1.03	0.87	0.84	0.85	0.83
84-03-14	200	3.66	0.26	0.24	0.76	1.90	0.52	1.03	0.89	0.90	0.90	0.87
84-03-14	240	3.29	0.36	0.37	0.68	1.62	0.49	0.98	0.82	0.81	0.82	0.84
Moyenne		3.29	0.22	0.30	0.91	1.34	0.40	1.15	1.03	0.95	1.00	0.86
Écart type		0.63	0.12	0.10	0.16	0.46	0.10	0.13	0.17	0.13	0.14	0.03

Note : St. = distance (pi) séparant la station de la rive ouest
H = profondeur de l'eau
a = coefficient
b = coefficient
C_* = coefficient
Z_{max} = profondeur (vitesse max.)
$\frac{Z_{max}}{H}$ = rapport entre profondeur (vitesse max.) et profondeur (totale)
U_{max} = vitesse maximale
$\langle U_i \rangle$ = vitesse moyenne (couche supérieure)
$\langle U_b \rangle$ = vitesse moyenne (couche inférieure)
$\langle U \rangle$ = vitesse moyenne

Tableau 9. Valeurs de contrainte et de rugosité déterminées par l'analyse de la loi logarithmique

Date	St.	U_{*i} ($m\ s^{-1}$)	U_{*b} ($m\ s^{-1}$)	K_{si} (m)	K_{sb} (m)	f_i	f_b	C_i	C_b	n_i	n_b
83-12-14	150	0.064	0.091	0.056	0.347	0.043	0.089	42.7	29.7	0.024	0.036
83-12-14	180	0.086	0.051	0.428	0.018	0.075	0.025	32.3	56.0	0.036	0.020
83-12-14	210	0.050	0.073	0.003	0.073	0.018	0.040	66.0	44.3	0.016	0.025
84-01-06	150	0.067	0.100	0.007	0.280	0.024	0.067	57.2	34.2	0.018	0.033
84-01-06	180	0.039	0.112	0.000	0.495	0.007	0.075	105.8	32.3	0.010	0.037
84-01-06	210	0.085	0.082	0.180	0.218	0.058	0.058	36.8	36.8	0.030	0.031
84-02-07	160	0.013	0.070	0.000	0.044	0.001	0.033	280.0	48.7	0.004	0.023
84-02-07	210	0.028	0.056	0.000	0.006	0.004	0.018	140.0	66.0	0.007	0.017
84-03-01	250	0.045	0.075	0.001	0.088	0.013	0.042	77.7	43.2	0.013	0.026
84-03-01	170	0.041	0.100	0.000	0.405	0.010	0.075	88.5	32.3	0.011	0.036
84-03-01	180	0.114	0.091	0.567	0.404	0.155	0.109	22.5	26.8	0.044	0.038
84-03-08	250	0.069	0.110	0.101	0.824	0.052	0.138	38.8	23.8	0.027	0.045
84-03-14	200	0.067	0.068	0.103	0.092	0.054	0.054	38.1	38.1	0.029	0.029
84-03-14	240	0.085	0.081	0.383	0.350	0.087	0.082	30.0	30.9	0.036	0.035
Moyenne		0.061	0.083	0.131	0.260	0.043	0.065	75.4	38.8	0.022	0.031
Écart type		0.027	0.019	0.190	0.231	0.043	0.033	67.7	11.8	0.012	0.008

Note : St. = distance (pi) séparant la station de la rive ouest
U_{*i} = vitesse de frottement (couche supérieure)
U_{*b} = vitesse de frottement (couche inférieure)
K_{si} = facteur de rugosité (couche supérieure)
K_{sb} = facteur de rugosité (couche inférieure)
f_i = facteur de frottement de Darcy-Weisbach (couche supérieure)
f_b = facteur de frottement de Darcy-Weisbach (couche inférieure)
C_i = coefficient de Chézy (couche supérieure)
C_b = coefficient de Chézy (couche inférieure)
n_i = coefficient de Manning (couche supérieure)
n_b = coefficient de Manning (couche inférieure)

de telle sorte que la vitesse et la profondeur sont toutes deux tirées relativement à une échelle d'unité.

Les courbes qui en résultent sont indiquées à la figure 55. Certaines caractéristiques générales sont évidentes.

1) La variance de forme est plus grande dans la partie supérieure de la courbe que dans la partie inférieure. Ce comportement est lié aux changements saisonniers dans la rugosité du dessous de la glace.

2) La variance est minime pendant l'hiver en ce qui concerne la forme de la courbe entre les profondeurs 0.4 et 0.6.

3) La valeur moyenne de Z_{max}, la profondeur de U_{max}, est de 0.40. Il s'agit aussi de la profondeur de la variance minimale.

4) La moyenne de l'intervalle des vitesses déterminées à la position 0.8 (0.65 à 0.92) donne une valeur voisine de <U>, la vitesse moyenne à la verticale. Toutefois, le même établissement de la moyenne des vitesses à la position 0.2 (de 0.82 à 0.99) est voisin de <U> seulement lorsque règnent des conditions de glace rugueuse.

5) Le rapport de $\langle U \rangle / U_{max}$ est de 0.86 (Lau, 1982).

En calculant des valeurs moyennes pour les coefficients a, b et C_*, un profil de vitesse moyenne général pour la section de Marwell peut être déterminé. Ce calcul donne

$\langle a \rangle = 0.22 + 0.12$ (écart type)
$\langle b \rangle = 0.30 + 0.10$ (écart type)
$\langle C_* \rangle = 0.91 + 0.16$ (écart type).

Ce profil se présente sous forme de courbe pleine à la figure 56. De nouveau, il faut noter ici que la profondeur Z_{max} se produit à une profondeur de 0.40; ainsi, on peut dire empiriquement que la glace a dominé le 0.4 supérieur de l'écoulement tandis que le lit a dominé le 0.6 inférieur de l'écoulement.

Analyse de la loi logarithmique

Pour répartir l'écoulement en deux couches, la valeur de Z_{max} déterminée à partir de la loi de la puissance deux a été employée. Les paramètres de contrainte et de rugosité ainsi calculés sont énumérés au tableau 9. Ici, nous notons que les vitesses de frottement restent relativement constantes pendant tout l'hiver avec des valeurs moyennes de $\langle U_{*i} \rangle = 0.06$ m/s et $\langle U_{*b} \rangle = 0.08$ m/s. Toutefois, les facteurs de rugosité K_{si} et K_{sb} varient considérablement,

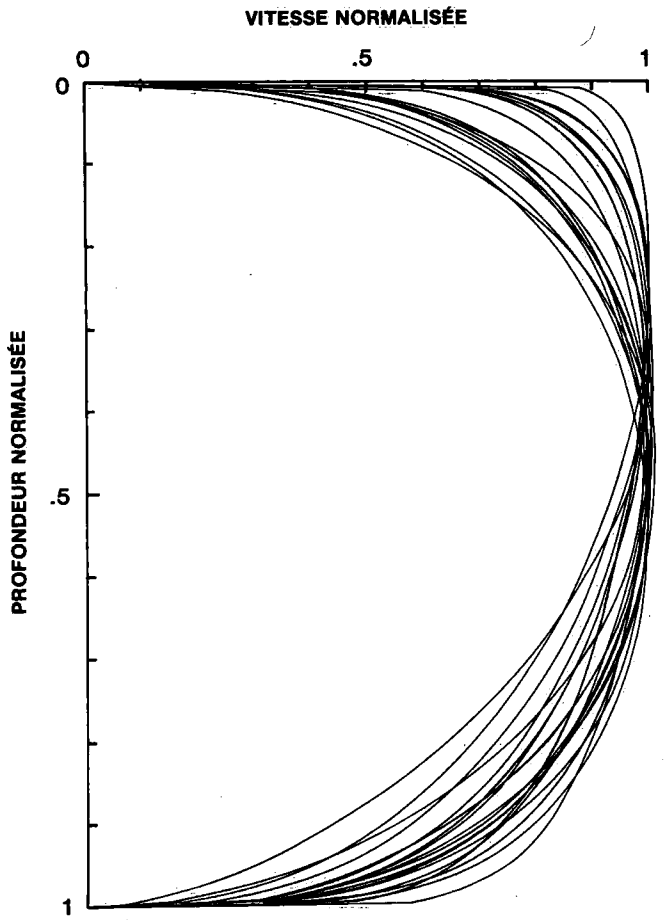


Figure 55. Profils verticaux de vitesse pour les profils énumérés au tableau 8.

en partie à cause des changements saisonniers réels et en partie à cause d'un problème de mesure lié aux fluctuations de haute fréquence dans la couche limite. Les valeurs moyennes semblent raisonnables (c.-à-d. $\langle K_{si} \rangle = 0.13$ m et $\langle K_{sb} \rangle = 0.26$ m); toutefois, les écarts types étant du même ordre de grandeur, il est donc permis de douter de la représentativité statistique de ces chiffres.

Nous pouvons maintenant comparer la valeur des coefficients de résistance déterminée par la méthode de la veine gonflée à celle déterminée à partir des profils de vitesse. À cette fin, nous nous servons de la relation suivante :

$$C_o = \left\{ 2/\left[(1/C_i^2) + (1/C_b^2)\right] \right\}^{1/2}$$

qui permet de déterminer une valeur moyenne du coefficient de Chézy composée de 48. Pendant la même période, la méthode du gonflement (figure 53) a donné une valeur moyenne d'environ 36. Il est aussi possible de comparer les coefficients de Manning au moyen de la relation

$$n_o = (n_i^{3/2} + n_b^{3/2})^{2/3}$$

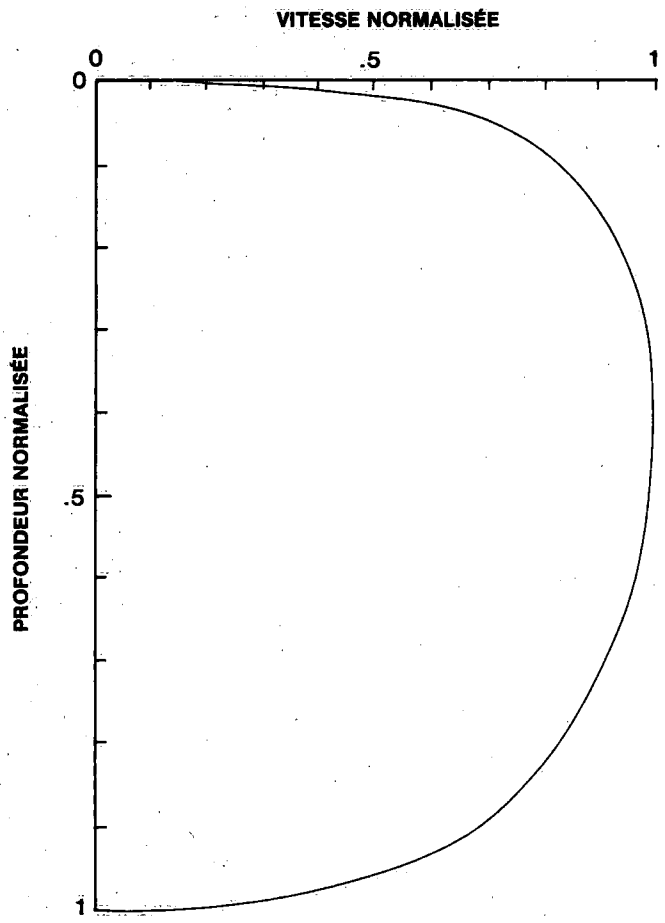


Figure 56. Profil vertical de vitesse pour le profil moyen à Marwell.

pour déterminer une valeur moyenne du coefficient de Manning composée de 0.027. Pendant la même période, la méthode du gonflement a donné une valeur moyenne d'environ 0.036.

Discussion

TENDANCES GÉNÉRALES DU CYCLE GLACIEL

Une vue schématique du cycle glaciel saisonnier est donnée à la figure 57. Cette question fait l'objet d'une discussion du point de vue des trois périodes hivernales.

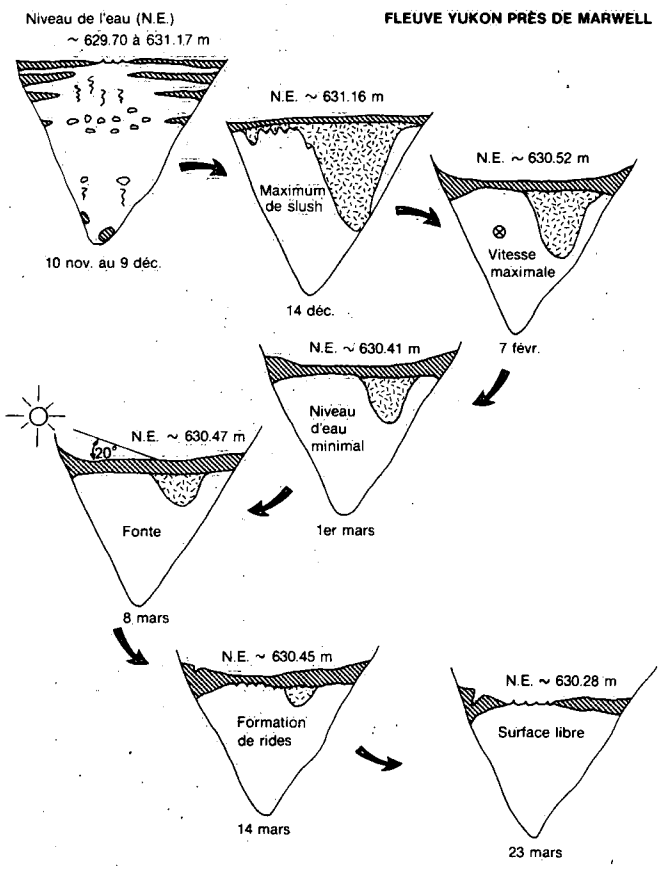


Figure 57. Schéma du cycle glaciel saisonnier du fleuve Yukon près de Marwell.

Prise des glaces

La période initiale de prise des glaces est caractérisée par la croissance de glace statique vers l'extérieur à partir de la rive et par la formation et l'écoulement de floes et de radeaux de frasil dans le chenal à surface libre. Ce chenal coïncide avec le noyau de vitesse maximale. La formation d'embâcles à certains endroits, particulièrement à l'étranglement de BM, donne lieu à une progression vers l'amont de la falaise de glace. Pendant cette période, la résistance à l'écoulement est très forte, ce qui produit une élévation rapide du niveau de l'eau.

Le barrage de frasil se forme à mesure que le frasil s'accumule au-dessous du manteau glaciel. Ce barrage déborde généralement sur les côtés du noyau de vitesse maximale, sauf dans BM où la formation initiale d'embâcles se produit. Une comparaison avec des relevés antérieurs effectués par la Division des relevés hydrologiques du Canada révèle que la formation de barrages de frasil est fréquente dans cette section du fleuve Yukon; le caractère stable des profils de ces barrages constitue une indication de l'existence d'un chenal relativement permanent. D'autres vérifications permettent de penser que tout écoulement franchissant le barrage suspendu pourrait, à toutes fins utiles, être considéré comme négligeable.

Milieu de l'hiver

Il est particulièrement intéressant de constater qu'il existe au milieu de l'hiver un moment où le manteau glaciel atteint un état de stabilité. Cet état de stabilité attire notre attention lorsque nous examinons la relation entre l'étendue du barrage de frasil et la vitesse moyenne. La plus forte vitesse a été enregistrée le 7 février à un moment où le barrage de frasil atteignait 60 % de sa taille maximale. Avec un écoulement presque constant (contrôlé par la CHNC), on pourrait s'attendre que les plus grandes vitesses coïncident avec le moment où l'aire de la section transversale du barrage de frasil est à son maximum; pour Marwell, ceci s'est produit le 14 décembre 1983. Même si on peut dire que le 7 février l'épaisseur de la glace (pour cette partie du manteau dépourvue de slush) atteignait un maximum, ceci n'explique pas complètement la plus forte vitesse sur l'ensemble de l'hiver. Ce phénomène correspondait à la date où un équilibre optimal s'établissait entre le manteau et la glace. Ceci est confirmé par des observations de la vitesse prises à proximité du manteau à diverses dates pendant toute la saison. Une telle hypothèse n'est pas validée par le profil de Chézy qui donne comme date d'adduction maximale le 1er mars. Il est possible que ces dates n'aient pas à coïncider. Du 7 février à la débâcle, des changements morphologiques se sont produits, notamment le dépôt de plaquettes et la formation de rides, ce qui a augmenté la

résistance. Ces changements, combinés à une augmentation de l'aire effective par suite de la régression du barrage de frasil, expliquent une vitesse réduite.

Débâcle

L'observation de la débâcle permet de mieux comprendre les mécanismes qui précipitent la décroissance de la glace et qui occasionnent des changements métamorphiques si marqués sur une si courte période.

Il existe un phénomène qui semble se produire après la date de stabilité et dans le cadre du processus de régression, c'est celui de la formation de plaquettes qui atteignent la surface par tous les orifices pratiqués dans le manteau. Par le passé, il nous est arrivé d'observer des nodules de la taille des oeufs de mouettes en plus d'avoir la forme de plaques. Tout en donnant à la glace des formes variées qui obéissent au fil de l'eau, les eaux les plus chaudes sculptent des configurations apparentées aux dunes (des rides) sur le dessous du manteau glaciel. Les auteurs estiment que de tels éléments sculptés se déplacent vers l'aval à une faible vitesse.

PROBLÈMES D'EXPLOITATION

L'effet de la formation de la glace à l'intérieur du bief observé du point de vue de la résistance du chenal est analogue à celui qui a été noté par Tsang (1982b) dans le cas du canal de Beauharnois. Il existe manifestement une réduction dans la capacité d'adduction du chenal par suite de la descente des glaces, de la formation d'un manteau glaciel et de la formation et de l'évolution d'un barrage de frasil. Une évaluation des variations de niveau d'eau à l'intérieur du bief à l'époque de la prise des glaces pourrait faciliter l'identification des secteurs vulnérables. De telles données seraient particulièrement intéressantes pour la Commission hydroélectrique du Nord canadien en lui permettant de déterminer plus facilement le meilleur calendrier de régulation de l'écoulement en fonction de la période critique de prise des glaces. Ces mêmes résultats devraient faciliter la détermination des endroits critiques à l'intérieur du bief, ce qui serait de nature à aider les personnes chargées d'appliquer des mesures de régulation des crues (p.ex. modification du chenal, installation d'estacades) afin de réduire les crues annuelles qui se produisent dans le secteur de Marwell par suite de la formation de glaces.

Les barrages de frasil intéressent au plus haut point les responsables des relevés hydrométriques. Ainsi, la présence de tels barrages augmente la difficulté de procéder à des mesures du débit dans les cours d'eau. Nos observations nous permettent de conclure que des barrages se forment aux mêmes endroits tous les ans; ainsi, une fois ces endroits repérés, la formation de ces barrages pourrait être évitée. Nos observations indiquent aussi qu'une quantité infime d'eau filtre à travers les barrages de frasil, et qu'il n'est pas nécessaire de tenir compte de cet aspect du problème dans les mesures du débit.

L'analyse des profils de vitesse dans diverses conditions glacielles et à diverses époques des cycles hivernaux permet d'évaluer le débit avec précision et plus rapidement que la méthode utilisée actuellement par la Division des relevés hydrologiques du Canada.

Finalement, la description du régime d'écoulement hivernal révèle qu'il existe des moments privilégiés pour procéder à des mesures dans un cours d'eau en hiver. Une attention particulière doit être accordée aux périodes instables de prise des glaces et de débâcle, au cours desquelles il n'est pas possible de faire des extrapolations jusqu'aux conditions de milieu d'hiver. La progression d'une falaise de glace à travers un bief et l'effet de remous qui en découle (hauteur et durée) doivent être bien compris et pris en compte avant de procéder à des mesures du niveau de l'eau qui serviront à la construction de courbes des débits jaugés. En outre, ces périodes ne peuvent être négligées sous prétexte qu'elles ne représentent qu'une fraction du débit annuel, puisque c'est à de telles époques que l'utilisation réelle de l'eau par les installations hydroélectriques est la plus exigeante.

Nous suggérons donc que les futures recherches portent en priorité sur les relations complexes qui existent entre les conditions climatiques, l'hydrologie et les changements souvent infimes qui se produisent à l'intérieur du manteau glaciel et à l'interface glace - eau.

Références

Adams, W.A. 1978. Effects of ice cover on the solar radiation regime in Canadian lakes. Verh. Int. Ver. Theor. Angew. Limnol., 20: 142-49.

Anderson, E.R. 1954. Energy budget studies. Water loss investigations: Lake Hefner studies. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 269.

Ashton, G.D. 1978. River ice. Annu. Rev. Fluid Mech., 10: 369-92.

Ashton, G.D., et J.F. Kennedy. 1972. Ripples on the underside of river ice covers. J. Hydraul. Eng., 98: 1603-24.

Bader, H., R. Haefeli, E. Bucher, J. Neher, O. Eckel, C. Thams, et P. Niggli. 1939. Der Schnee und seine Metamorphose (Snow and its Metamorphism). Beit. z. Geol. Schweiz. Geotech. Ser. Hydrol., Lief. 3. Bern. [English transl. 14 by U.S. Army Snow, Ice Permafrost Res. Estab.]

Baines, W.D. 1961. On the transfer of heat from a river to an ice sheet. Trans. Eng. Inst. Can., 5: 27-32.

Bayazit, M. 1976. Free surface flow in a channel of large relative roughness. J. Hydraul. Res., 14: 115-27.

Beltaos, S. 1979. Flow resistance of fragmented ice covers (ice jams). Dans Proc. Can. Hydrol. Symp., Vancouver, p. 93-126.

Beltaos, S. 1982. Notes on ice hydraulics. Centre canadien des eaux intérieures, Environnement Canada, Burlington (Ont.). Manuscrit inédit.

Beltaos, S. 1983. River ice jams: theory, case studies, and applications. J. Hydraul. Eng., 109: 1338-59.

Beltaos, S., et A.M. Dean. 1981. Field investigations of a hanging ice dam. Institut national de recherche sur les eaux, Environnement Canada, Burlington (Ont.). Manuscrit inédit.

Bengtsson, L. 1982. Experiences on the winter thermal regimes of rivers and lakes with emphasis on Scandinavian conditions. Dans Proc. Int. Symp. Ice, Québec, p. 11-54.

Carey, K.L. 1966. Observed configuration and computed roughness of the underside of river ice, St. Croix River, Wisconsin. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 550-B: 192-98.

Chin, W.Q. 1966. Hydrology of the Takhini River Basin. Yukon Territory Internal Report No. 2, Direction des ressources en eau, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources, Vancouver (C.-B.).

Clement, F., et S. Petryk. 1980. Limitations to numerical modelling of ice in rivers. Dans Proc. Workshop Hydraul. Resistance River Ice, Burlington (Ont.), p. 243-57.

Fisher, H.B., E.J. List, R.C.Y. Koh, J. Imberger, et N.H. Brooks. 1979. *Mixing in Inland and Coastal Waters*. New York: Academic Press.

Grenfell, T.C., et G.A. Maykut. 1977. The optical properties of ice and snow in the arctic basin. J. Glaciol., 18: 445-63.

Larsen, P.A. 1969. Head losses caused by an ice cover on open channels. J. Boston Soc. Civ. Eng., 56: 45-67.

Lau, Y.L. 1982. Velocity distributions under floating covers. Can. J. Civ. Eng., 9: 76-83.

Liang, W-S. 1975. The development of turbulent boundary layers in open channel flow. Thèse de doctorat, Colorado State University, Fort Collins, Colo.

Maguire, R.J. 1975. Light transmission through snow and ice. Étude n° 91, Série des rapports techniques, Centre canadien des eaux intérieures, Direction générale des eaux intérieures, Environnement Canada, Burlington (Ont.).

Michel, B. 1971. Winter regime of rivers and lakes. U.S. Army Corps Eng. Cold Reg. Res. Eng. Lab., Monograph III-B1a, Hanover, N.H.

Miller, W.B., L.E. Traylor, et A.J. Blanco. 1971. Some statistical aspects of power law profiles. Dans Int. Symp. Probl. Stat. At. Sci., Hanover, N.H., p. 25-28.

Monenco Consultants Pacific Ltd. 1979. Ice conditions on the Yukon River at Whitehorse. Rapport présenté à la Commission hydroélectrique du Nord canadien. Document inédit.

Monenco Consultants Pacific Ltd. 1980. Ice conditions on the Yukon River at Whitehorse. Rapport présenté à la Commission hydroélectrique du Nord canadien. Document inédit.

Nezhikhovskiy, R.A. 1964. Coefficients of roughness of bottom surface of slush-ice cover. Sov. Hydrol. Sel. Pap., 2: 127-50.

O'Neil, K., et G.D. Ashton. 1981. Bottom heat transfer to water bodies. U.S. Army Corps Eng. Cold Reg. Res. Eng. Lab. Spec. Rep. 81-18.

Osterkamp, T.E., et J.P. Gosink. 1983. Frazil ice formation and ice cover development in interior Alaska streams. Cold. Reg. Sci. Technol., 8: 43-56.

Paily, P.P., E.O. Macagno, et J.F. Kennedy. 1974. Winter regime surface head loss from streams. Report 155, Institute for Hydraulic Research, University of Iowa, Iowa City, Ia.

Papadakis, J.E., E.C. Carmack, et M.E. Alford. 1984. Velocity profiles under ice cover. Région du Pacifique et du Yukon, Direction générale des eaux intérieures, Environnement Canada, Vancouver (C.-B.). Sous presse.

Pratte, B.D. 1979. Review of flow resistance of consolidated smooth and rough ice covers. Dans Proc. Can. Hydrol. Symp., Vancouver, p. 52-92.

Santeford, H.S. et G.R. Alger. 1984. Predicting flow-rates in an ice covered stream. Dans Proc. Third Int. Spec. Conf. Cold Reg. Eng., Edmonton, Vol. 3, p. 1031-43.

Tsang, G. 1982a. Frazil and Anchor Ice. National Research Council Subcommittee on Hydraulics of Ice Covered Rivers, Ottawa (Ont.).

Tsang, G. 1982b. Resistance of Beauharnois Canal in winter. J. Hydraul. Eng., 108: 167-86.

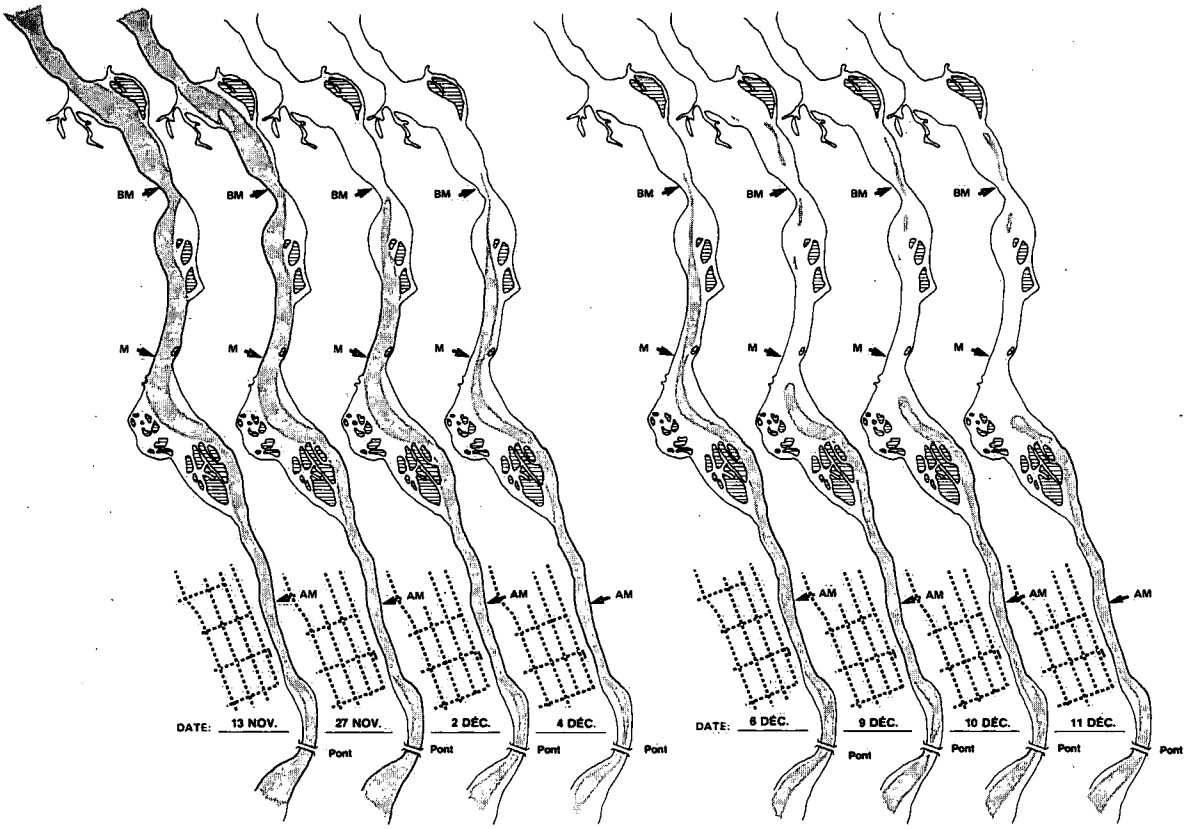
Underhill Engineering Ltd. 1979. Report on Yukon River ice formation at Whitehorse, Yukon Territory, December 1978-January 1979. Rapport présenté à Monenco Consultants Pacific Ltd. Document inédit.

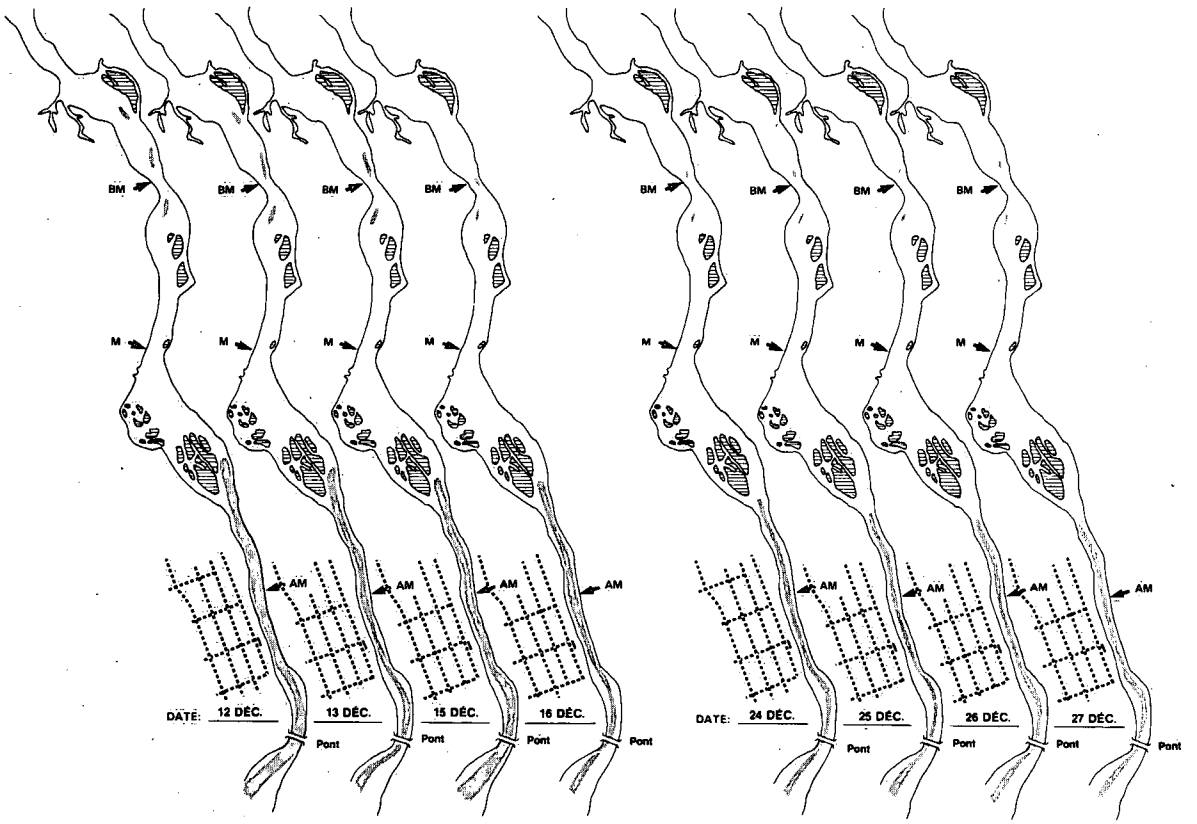
Underhill Engineering Ltd. 1980. Report on Yukon River water levels at Whitehorse, Yukon Territory, March-April 1980. Rapport présenté à la Commission hydro-électrique du Nord canadien. Document inédit.

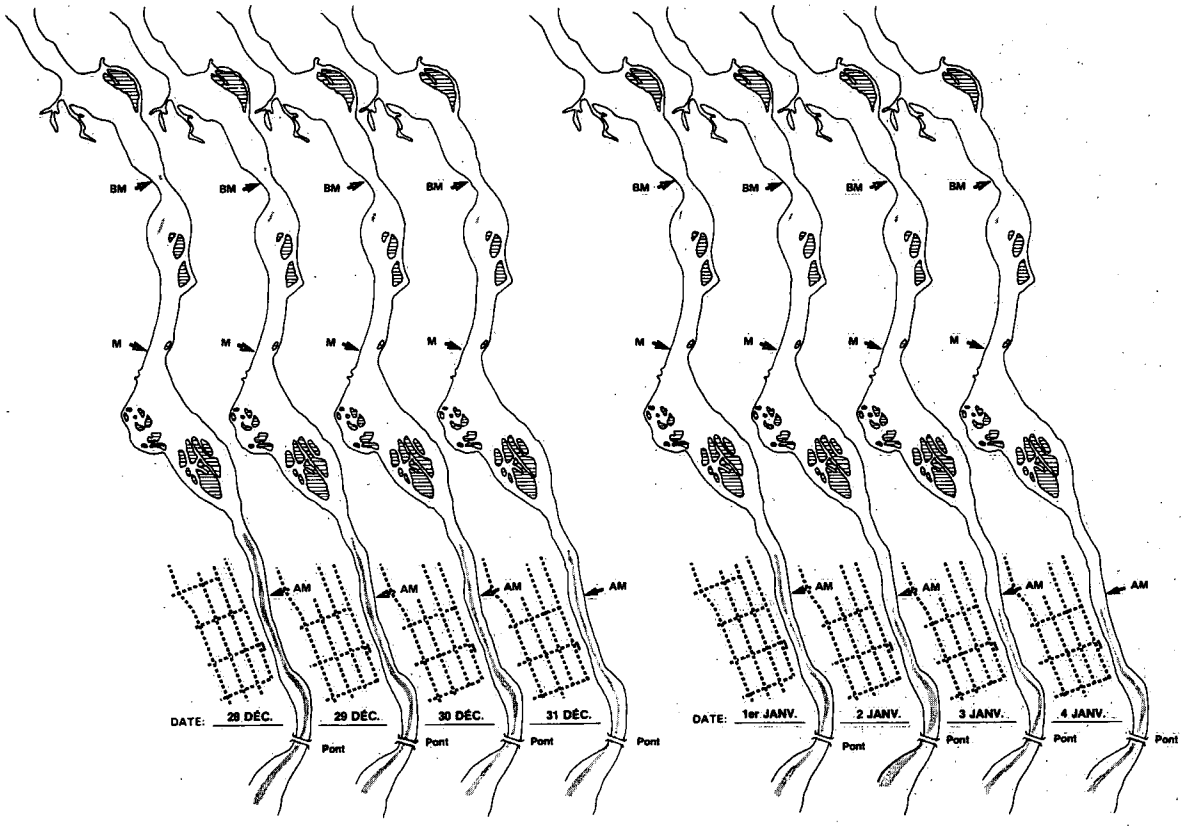
Uzuner, M.S. 1975. The composite roughness of ice covered streams. J. Hydraul. Res., 13: 79-102.

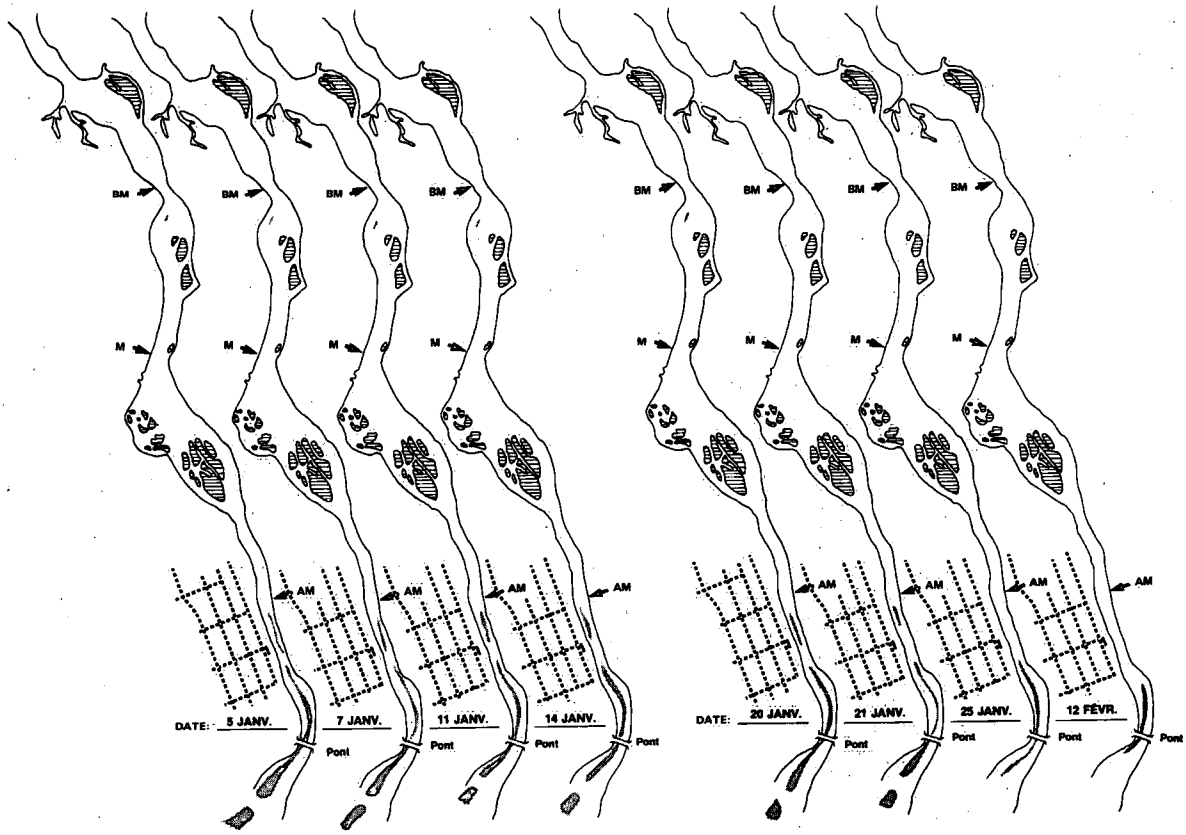
Annexe A

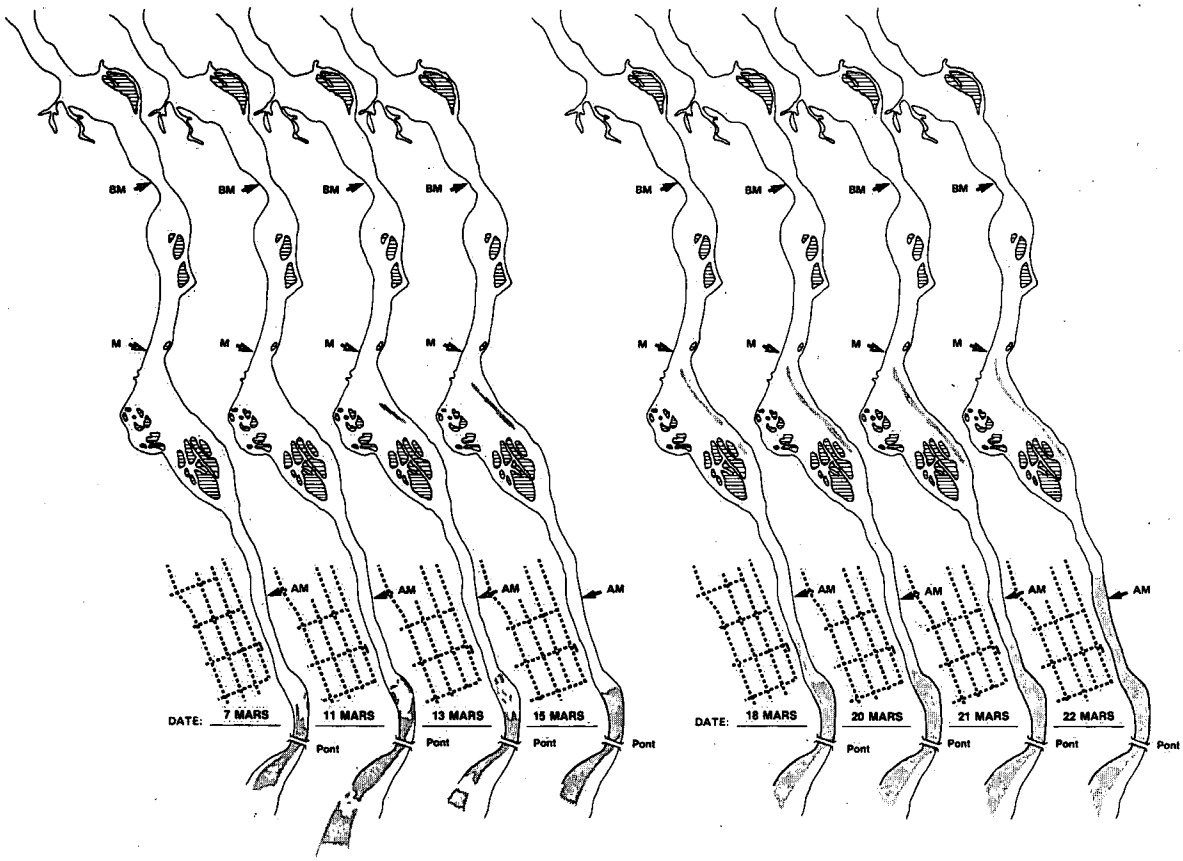
Cartes montrant la répartition du manteau glaciel en 1983-1984

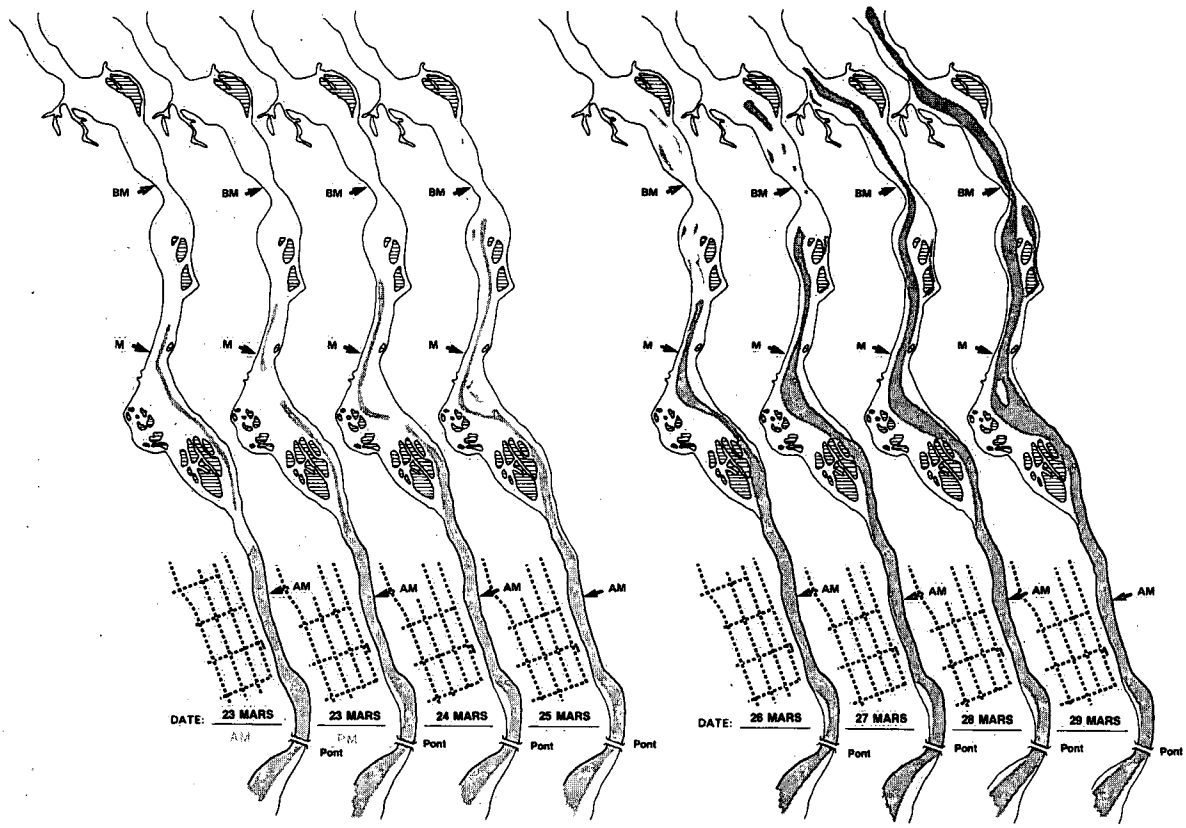

BM
M
AM
DATE: 13 NOV.
27 NOV.
2 DÉC.
4 DÉC.
Pont
DATE: 6 DÉC.
9 DÉC.
10 DÉC.
11 DÉC.

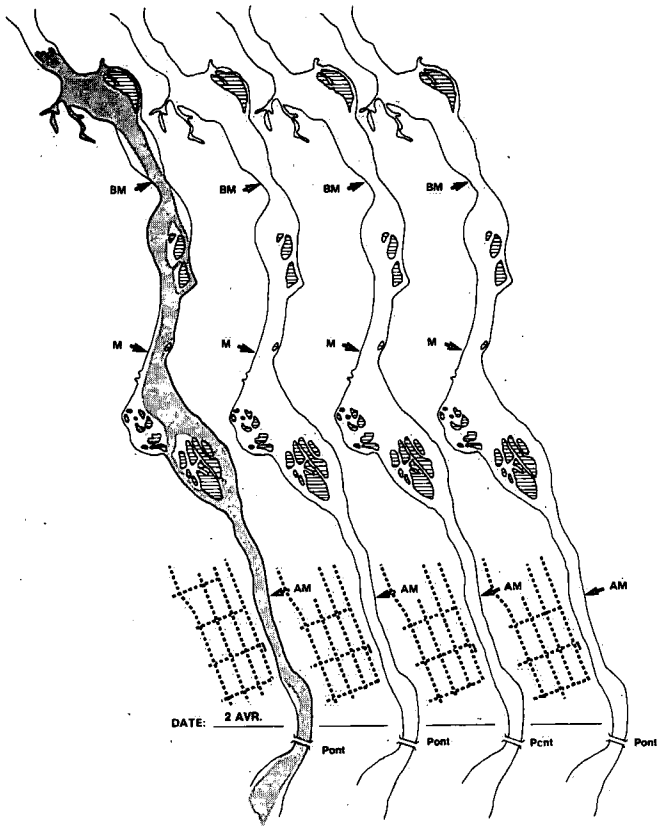

BM
M
AM
DATE: 12 DÉC.
13 DÉC.
15 DÉC.
16 DÉC.
Pont
DATE: 24 DÉC.
25 DÉC.
26 DÉC.
27 DÉC.


BM
M
AM
DATE: 28 DÉC.
29 DÉC.
30 DÉC.
31 DÉC.
1er JANV.
2 JANV.
3 JANV.
4 JANV.
Pont


BM
M
AM
DATE: 5 JANV.
7 JANV.
11 JANV.
14 JANV.
20 JANV.
21 JANV.
25 JANV.
12 FÉVR.
Pont


BM
M
AM
DATE:
7 MARS
11 MARS
13 MARS
15 MARS
18 MARS
20 MARS
21 MARS
22 MARS
Pont


BM
M
AM
DATE:
23 MARS
AM
23 MARS
PM
24 MARS
25 MARS
26 MARS
27 MARS
28 MARS
29 MARS
Pont


BM
BM
BM
BM
M
M
M
M
AM
AM
AM
AM
DATE: 2 AVR.
Pont
Pont
Pcnt
Pont

Annexe B
Tension de vapeur saturante

Tableau B-1. Tableau de la tension de vapeur saturante (en millibars)

Température (°C)	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	6.1048	6.1955	6.2861	6.3795	6.4728
1	6.5674	6.6634	6.7594	6.8581	6.9581
2	7.0581	7.1594	7.2620	7.3660	7.4727
3	7.5794	7.6873	7.7967	7.9073	8.0193
4	8.1340	8.2486	8.3646	8.4833	8.6033
5	8.7233	8.8459	8.9699	9.0952	9.2219
6	9.3499	9.4805	9.6112	9.7445	9.8805
7	10.0165	10.1551	10.2951	10.4364	10.5804
8	10.7258	10.8724	11.0217	11.1724	11.3244
9	11.4777	11.6350	11.7923	11.9523	12.1136
10	12.2776	12.4429	12.6096	12.7789	12.9509
11	13.1242	13.3002	13.4775	13.6575	13.8388
12	14.0228	14.2095	14.3974	14.5868	14.7787
13	14.9734	15.1707	15.3694	15.5720	15.7760
14	15.9813	16.1906	16.4013	16.6146	16.8306
15	17.0492	17.2692	17.4932	17.7185	17.9465
16	18.1771	18.4104	18.6477	18.8864	19.1277
17	19.3717	19.6183	19.8690	20.1210	20.3769
18	20.6342	20.8956	21.1595	21.4262	21.6942
19	21.9675	22.2448	22.5234	22.8047	23.0900
20	23.3780	23.6687	23.9633	24.2606	24.5606

Environment Canada Library, Burlington
3 9055 1017 2905 0

Canada