

Le bilan énergétique et le gel au sol : une analyse statistique
Energy Balance and Ground Frost: A Statistical Analysis
Energiebilanz und Bodenfrost: eine statistische Analyse

Bhawan Singh and Richard Taillefer

Volume 38, Number 2, 1984

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/032548ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/032548ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)

1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Singh, B. & Taillefer, R. (1984). Le bilan énergétique et le gel au sol : une analyse statistique. *Géographie physique et Quaternaire*, 38(2), 135–147.
<https://doi.org/10.7202/032548ar>

Article abstract

Detailed and regular measurements of the components of the radiation and energy balances and of the thermal and water regimes of the soil to a depth of 5 metres were conducted from August 1979 to August 1980 in an open pine forest near Lac Hélène, James Bay. Statistical analyses deriving from these measurements indicate that temperature conditions and thus seasonal frost in the ground are explainable in terms of radiative and heat energy exchanges near the surface and of snow accumulation at the surface. For selected time periods, ground temperatures are weakly correlated with solar radiation ($K \downarrow$), soil heat flux (QG) and air temperature (TAIR). When the step-wise summation of these variables ($\Sigma K \downarrow$, ΣQG and $\Sigma TAIR$) in addition to snow depth (EPAIS) is used, the degree of correlation is significantly increased. As for the depth of frost penetration, the highest degree of correlation is achieved with EPAIS, ΣQG , $\Sigma TAIR$ and $\Sigma K \downarrow$ in that order. In fact these variables account for more than 99% of the variance of frost depth.

LE BILAN ÉNERGÉTIQUE ET LE GEL AU SOL: UNE ANALYSE STATISTIQUE

Bhawan SINGH et Richard TAILLEFER, Département de géographie, Université de Montréal, C.P. 6128, succursale «A», Montréal, Québec H3C 3J7.

RÉSUMÉ Des mesures régulières détaillées des composantes du bilan radiatif et énergétique et des régimes thermiques et hydrique du sol jusqu'à 5 m de profondeur ont été prises entre les mois d'août 1979 et août 1980 dans une forêt de pins près du lac Hélène, Jamésie. Les analyses statistiques faites sur ces mesures indiquent que la température du sol et, par conséquent, le gel à l'intérieur du sol s'expliquent par les échanges d'énergie radiative et calorifique près de la surface et par l'accumulation de la neige sur la surface. Pour des périodes de temps choisies, les températures du sol sont faiblement corrélées avec le rayonnement solaire ($K \downarrow$), le flux de chaleur dans le sol (QG) et la température de l'air (TAIR). Lorsque les cumuls de ces variables ($\Sigma K \downarrow$, ΣQG et $\Sigma TAIR$) ainsi que l'épaisseur de la neige (EPAIS) sont utilisés, les corrélations sont plus fortes. En ce qui a trait à la profondeur du gel, la corrélation est la plus forte avec EPAIS, ΣQG , $\Sigma TAIR$ et $\Sigma K \downarrow$, en ordre d'importance. D'ailleurs ces variables expliquent plus de 99% de la variance de la profondeur du gel dans le sol.

ABSTRACT *Energy balance and ground frost: a statistical analysis.* Detailed and regular measurements of the components of the radiation and energy balances and of the thermal and water regimes of the soil to a depth of 5 metres were conducted from August 1979 to August 1980 in an open pine forest near Lac Hélène, James Bay. Statistical analyses deriving from these measurements indicate that temperature conditions and thus seasonal frost in the ground are explainable in terms of radiative and heat energy exchanges near the surface and of snow accumulation at the surface. For selected time periods, ground temperatures are weakly correlated with solar radiation ($K \downarrow$), soil heat flux (QG) and air temperature (TAIR). When the step-wise summation of these variables ($\Sigma K \downarrow$, ΣQG and $\Sigma TAIR$) in addition to snow depth (EPAIS) is used, the degree of correlation is significantly increased. As for the depth of frost penetration, the highest degree of correlation is achieved with EPAIS, ΣQG , $\Sigma TAIR$ and $\Sigma K \downarrow$ in that order. In fact these variables account for more than 99% of the variance of frost depth.

ZUSAMMENFASSUNG *Energiebilanz und Bodenfrost: eine statistische Analyse.* Detaillierte und regelmässige Messungen der Komponenten der Strahlungs- und Energiebilanz und der Wärme- und Wasserverhältnisse des Bodens wurden bis zu einer Tiefe von fünf Metern durchgeführt in einem Kiefernwald in der Nähe vom Lac Hélène, Jamésie, zwischen August 1979 und August 1980. Die statistischen Analysen dieser Messungen zeigen, daß die Bodentemperatur und folglich der Frost im Boden sich erklären durch den Austausch von Strahlungs- und Wärmeenergie nahe der Oberfläche und durch die Schneeanhäufung an der Oberfläche. Für ausgewählte Zeitabschnitte können die Bodentemperaturen schwach in Wechselbeziehung gesetzt werden zur Sonnenstrahlung ($K \downarrow$), dem Wärmefluss im Boden (QG) und der Lufttemperatur (TAIR). Die Wechselbeziehung ist stärker, wenn die Kumulierung dieser Variablen ($\Sigma K \downarrow$, ΣQG und $\Sigma TAIR$) und zusätzlich die Schneedichte (EPAIS) benutzt werden. Was die Frosttiefe angeht, ist die Wechselbeziehung am stärksten mit EPAIS, ΣQG , $\Sigma TAIR$ und $\Sigma K \downarrow$, in dieser Reihenfolge. Tatsächlich erklären diese Variablen mehr als 99% der Veränderung in der Tiefe des Bodenfrosts.

INTRODUCTION

Les études de IVES (1962) et BROWN (1967, 1979) montrent que la plus grande partie du nord du territoire de la Baie-James se trouve dans la zone de pergélisol discontinu. De plus, récemment, quelques rapports verbaux (communications personnelles) et écrits (VINCENT, 1977; GRAY et POITEVIN, 1981) relatent l'existence d'îlots de pergélisol dans la région. D'ailleurs, plusieurs études attestent la présence du pergélisol dans la région de Schefferville, à la même latitude (IVES, 1962; ANNERSTEN, 1964; BROWN, 1979; NICHOLSON et GRANBERG, 1973; NICHOLSON, 1979).

Le développement des projets hydro-électriques dans le territoire de la Baie-James a suscité un besoin urgent d'informations techniques et scientifiques portant sur la distribution, la durée et la profondeur du gel saisonnier dans le sol. Le présent article a pour but d'étudier les régimes thermique et hydrique du sol d'un site choisi, afin de détecter la présence de pergélisol et, le cas échéant, décrire et même prédire le gel saisonnier dans le sol. Nous proposons, par ailleurs, une approche qui se rattache à une méthode proposée par GRAY *et al.* (1974), SINGH et GRAY (1980), SINGH (1981) et SINGH *et al.*, (1983). Cette méthode permet d'utiliser les composantes du bilan radiatif et du bilan énergétique au lieu de la mesure conventionnelle, soit la température de l'air, pour expliquer et prédire le gel dans le sol. Dans le contexte de cette étude, une température du sol de 0°C signifie la présence de gel.

LES ÉCHANGES D'ÉNERGIE

Nous nous servons ici des échanges radiatifs, énergétiques et calorifiques du système sol-atmosphère, tel que proposé par WILLIAMS (1974) et résumés dans les bilans qui suivent. Les composantes de ces bilans serviront à décrire et à prédire le régime thermique du sol et à déceler les variations de températures à différentes profondeurs.

LE BILAN RADIATIF

À la surface de la terre, des échanges continus d'énergie radiative se produisent entre le soleil, la terre et l'atmosphère. Ces échanges, sur une surface horizontale, peuvent être décrits avec les signes conventionnels, de la façon suivante (OKE, 1978):

$$Q^* = K \downarrow - K \uparrow + L \downarrow - L \uparrow \quad (\text{Wm}^{-2}) \quad (1)$$

où
 Q^* = le rayonnement net
 $K \downarrow$ = le rayonnement solaire global
 $K \uparrow$ = le rayonnement solaire global réfléchi par la surface
 $L \downarrow$ = le contre-rayonnement atmosphérique infra-rouge
 $L \uparrow$ = le rayonnement terrestre infra-rouge

LE BILAN ÉNERGÉTIQUE

L'énergie rayonnante nette (Q^*) captée par la surface est par la suite épuisée par les échanges turbulents qui se produisent entre la surface et l'atmosphère, d'une part, et par les échanges, surtout conductifs, entre la surface et le sol, d'autre part. Ces échanges sont résumés dans le bilan énergétique suivant (OKE, 1978):

$$Q^* = QE + QH + QG \quad (\text{Wm}^{-2}) \quad (2)$$

où
 QE = la chaleur latente turbulente de vaporisation
 QH = la chaleur sensible turbulente
 QG = le flux conductif de chaleur dans le sol.

LE RÉGIME THERMIQUE DU SOL

La fraction du rayonnement net (Q^*) qui se traduit par le processus de conduction moléculaire dans le sol se nomme flux de chaleur (QG). Le taux de QG est calculé de la façon suivante (OKE, 1978):

$$QG = -K_s \{(T_2 - T_1) / (Z_2 - Z_1)\} \quad (\text{Wm}^{-2}) \quad (3)$$

où
 T_2, T_1 = les températures de la surface (T_2) et de l'intérieur du sol (T_1), respectivement (°K)
 Z_2, Z_1 = les profondeurs auxquelles T_2 (à Z_2) et T_1 (à Z_1) sont mesurées (m)
 K_s = la conductivité thermique du sol ($\text{Wm}^{-1} \text{K}^{-1}$), le signe (-) indiquant la direction du transfert de chaleur.

Cependant, la conductivité thermique du sol (K_s) dépend de la constitution du sol, soit sa minéralogie et sa densité, et la concentration d'eau. L'eau dans le sol influence la capacité volumétrique de la chaleur du sol (C_s). Ainsi, la réaction thermique finale d'un sol donné est directement proportionnelle à sa capacité à transmettre la chaleur (K_s), mais inversement proportionnelle à la quantité de chaleur requise pour effectuer un changement de température (C_s). Ces relations peuvent être décrites comme suit:

$$D_s = K_s / C_s \quad (\text{m}^2\text{s}^{-1}) \quad (4)$$

où
 D_s = la diffusivité thermique du sol
 C_s = la capacité volumétrique de chaleur du sol
 ($\text{MJ m}^{-3} \text{K}^{-1}$)
 et K_s tel que défini dans l'équation (3)

Ainsi la valeur de diffusivité thermique du sol est d'une certaine façon la mesure du temps requis pour que les changements de température se traduisent à l'intérieur du sol. Par conséquent, ils sont plus rapides lorsque le sol est sec et moins rapides lorsque le sol est humide.

SITE, INSTRUMENTS ET MESURES

Le site de l'expérience se trouvait près du campement du lac Hélène qui se situe dans la plaine côtière, à l'aval du barrage LG-2, en Jamésie, Québec (53°, 30'N, 77°, 30'W). Le terrain, légèrement ondulé, est couvert d'une végétation forestière ouverte surtout composée de pins gris et d'épinettes noires, hauts d'environ 5,5 m. Les sédiments meubles se composent d'une litière de lichens et d'aiguilles de pin de 10 cm d'épaisseur, d'une couche cendrée (10 à 18 cm), d'une zone fortement oxydée de teinte rouille (18 à 48 cm), d'un horizon de marbrures de couleur gris beige et de matériel sableux (40 à 65 cm). En-dessous, se trouvent une couche épaisse de matériel fin limoneux et argileux (65 cm à 5 m), une couche de matériel sableux et morainique (5 à 6 m) et finalement la roche en place, à environ 6 m. Le site était localisé à une distance d'environ 400 m du lac. L'influence

du fetch était minimisée et la fiabilité de la couche turbulente n'était donc guère influencée, comme l'avait observé PASQUILL (1972).

Les instruments utilisés pour mesurer ou estimer les composantes du bilan radiatif et du bilan énergétique, sauf QG, étaient montés sur une tour en bois à des hauteurs de 7, 6 et 5 m. Deux plaques thermopiles placées tout près de la surface et à 1 m mesuraient le flux de chaleur dans le sol. Les températures dans le sol ont été mesurées à l'aide de plusieurs thermocouples installés près de l'interface, à 1, 2, 3, 4 et 5 m.

LES COMPOSANTES DU BILAN RADIATIF

Toutes les composantes du bilan radiatif telles que décrites dans l'équation (1) ont été mesurées directement par les instruments ou dérivées des formules appropriées. Ces mesures ont été prises au plus haut niveau (7 m) de la tour, altitude quelque peu supérieure à la hauteur moyenne des arbres (5,5 m). Le rayonnement global $K \downarrow$ a été mesuré directement avec un solarimètre de marque Lintronic à dôme en verre blanc, dans la gamme de longueur d'onde 0,3 μm à 3,0 μm .

L'albédo (α) de la surface a été calculé à l'aide d'un solarimètre semblable, mais dont la surface réceptrice était orientée vers le sol afin de mesurer le rayonnement réfléchi ($K \uparrow$). L'albédo (α) a été déduit comme suit:

$$\alpha = K \uparrow / K \downarrow \tag{5}$$

Le rayonnement net (Q^*) a été mesuré directement avec un radiomètre de marque Swissteco à dôme en polythène qui capte les longueurs d'onde de 0,3 μm à 60 μm . Le rayonnement terrestre infra-rouge ($L \uparrow$) a été calculé avec un radiomètre unidirectionnel de marque Swissteco. Cet instrument est surmonté d'un adaptateur où est installé un thermocouple qui permet d'éliminer l'effet de la température interne de l'appareil. Le flux $L \uparrow$ est calculé à l'aide des formules suivantes:

$$F_T = F_n + \rho T^4 \text{ (Wm}^{-2}\text{)} \tag{6}$$

F_T = le flux total de l'énergie terrestre ($L \uparrow - K \uparrow$)

F_n = le flux net entre les deux côtés du radiomètre unidirectionnel

T = la température interne ($^{\circ}\text{K}$) du côté supérieur de l'appareil mesurée par le thermocouple

ρ = la constante de Stephan-Boltzman ($5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$)

Finalement $L \uparrow$ est calculé comme suit:

$$L \uparrow = F_T - K \uparrow \text{ (Wm}^{-2}\text{)} \tag{7}$$

L'autre composante du flux infra-rouge ($L \downarrow$), issue de l'équation (1), est calculée comme un résidu à l'aide de l'équation suivante:

$$L \downarrow = Q^* - (K \downarrow - K \uparrow) + L \uparrow \text{ (Wm}^{-2}\text{)} \tag{8}$$

LES COMPOSANTES DU BILAN ÉNERGÉTIQUE

Les composantes du bilan énergétique fournies par l'équation (2) ont été calculées à l'aide de mesures directes et de formules physiques et empiriques. Le rayonnement net

(Q^*) a été mesuré comme nous l'avons décrit dans la section précédente. Le flux de chaleur dans le sol (QG) a été mesuré par la plaque thermopile installée à 2 cm environ sous la surface. La divergence du flux de chaleur est donc négligeable. En raison de l'extrême difficulté à mesurer directement les flux turbulents (QH et QE), nous avons décidé de calculer le flux de chaleur latente (QE) en utilisant les techniques microclimatologiques conventionnelles et de considérer le flux de chaleur sensible (QH) comme résiduel.

Deux méthodes ont servi au calcul de QE. La première utilise le rapport (β) de BOWEN (1926). Il s'exprime comme suit:

$$QE_{\beta} = \frac{Q^* - QG}{1 + \beta} \text{ (Wm}^{-2}\text{)} \tag{9}$$

où

QE_{β} = la chaleur latente de vaporisation d'après le modèle de Bowen (Wm^{-2})

et

β = le rapport de Bowen ($\beta = \gamma \Delta T / \Delta e$)

et où, ΔT et Δe sont les gradients de température ($^{\circ}\text{C}$) et de pression de vapeur d'eau (mb) entre deux niveaux fixes (respectivement 7 et 5 m) dans l'air ambiant et γ est la constante psychrométrique avec une valeur de $0,66 \text{ mb}^{\circ}\text{C}^{-1}$, les psychromètres ayant été préalablement ventilés.

Des thermopiles à 15 jonctions de cuivre et constantan ont été utilisés pour mesurer ΔT et Δe . Les thermopiles à thermomètres secs et mouillés ont été installés dans un tuyau à PVC de 6 cm de diamètre couvert de papier d'aluminium et ont été ventilés par un aspirateur au taux de 4 m s^{-1} . ΔT a été mesuré directement par les jonctions sèches, alors que Δe a été calculé au moyen de la formule suivante (DILLEY, 1968):

$$\Delta e = (S + \gamma) (\Delta T_m - \gamma \Delta T) \tag{10}$$

où

S = la pente de la courbe de la pression de vapeur saturante à la température moyenne des thermomètres mouillés ($\text{mb } ^{\circ}\text{C}^{-1}$) et

ΔT_m = la différence de la température des thermomètres mouillés.

En raison de l'extrême difficulté à détecter ΔT et Δe au-dessus d'une surface végétale rugueuse, nous avons décidé d'utiliser aussi le modèle, simple et pratique, de PRIESTLEY et TAYLOR (1972):

$$QE_{PT} = \frac{\alpha' S(Q^* - QG)}{S + \gamma} \text{ (Wm}^{-2}\text{)} \tag{11}$$

où

QE_{PT} = la chaleur latente de vaporisation d'après le modèle PRIESTLEY-TAYLOR, et

α' = un coefficient empirique.

La valeur de α' qui représente essentiellement les caractéristiques de la surface vaporisante et la disponibilité en eau semble varier entre 0,72 et 1,35 quand la couche limite turbulente est en régime permanent (PRIESTLEY et TAYLOR, 1972; McNAUGHTON et BLACK, 1973; DAVIES et ALLEN, 1973; THOMPSON, 1975; STEWART et ROUSE, 1976;

ROUSE, MILLS et STEWART, 1977; MUKAMMAL et NEUMANN, 1977; TANNER et JURY, 1976; WILLIAMS *et al.*, 1978; BARTON, 1979; SHUTTLEWORTH et CALDER, 1979). Toutefois, lorsque la couche limite turbulente n'est pas en régime permanent, comme c'est le cas pendant l'advection de chaleur, la valeur de α' est soumise aux conditions dynamiques de la basse atmosphère. Ces conditions occasionnent une hausse de α' , comme l'ont démontré SINGH et TAILLEFER (1983). Les valeurs finales de α' adoptées dans cette étude se chiffraient entre 1,35 et 1,53 selon l'intensité de l'advection de la chaleur, à l'échelle synoptique (voir SINGH et TAILLEFER, 1983).

COMPOSANTES DU RÉGIME THERMIQUE DU SOL ET DE LA NEIGE

La conductivité thermique du sol a été déterminée, pour les couches supérieures du sol (0,5 et 1,0 m), à l'aide de l'équation (3), de la façon suivante:

$$K_s = QG / \{(T_2 - T_1) / (Z_2 - Z_1)\} \quad (\text{Wm}^{-1} \text{K}^{-1}) \quad (12)$$

Les résultats pour quelques journées choisies sont présentés au tableau I. Il est à noter que ces valeurs, pour un sol gelé et non gelé, concordent avec celles de SINGH *et al.* (1983) selon la méthode de KERSTEN (1949) et celles d'autres chercheurs (VAN WIJK et DE VRIES, 1963; LIST, 1966).

Les valeurs de l'épaisseur et de la densité du couvert de neige ont été obtenues au cours de visites périodiques pendant l'hiver. L'épaisseur a été mesurée avec une règle, alors que la densité a été déduite en se servant d'un *snow-kit*. La figure 1 illustre l'évolution du couvert de neige et les précipitations de neige observées dans la région (données provenant de la station météorologique de l'aéroport de La Grande). On y observe une augmentation graduelle de la quantité de neige au sol jusqu'en mars, lorsque l'épaisseur est maximale (environ 75 cm).

Le tableau II montre que la densité du couvert de neige augmente graduellement au cours de l'hiver, les valeurs se situant autour de 0,14 g/cm⁻³ au début de l'hiver et de 0,26 g/cm⁻³ à la fin. Ces valeurs estimées sont du même ordre de grandeur que celles des études de la Société d'Énergie de la Baie James (SEBJ) faites dans la même région (tabl. III).

La conductivité thermique du couvert de neige, qui dépend de la porosité et qui peut donc être liée à la densité (YOSIDA et IWAI, 1954; SMITH, 1975), a été calculée à partir de la relation suivante:

$$K_n = (0,0068 \gamma d^2) 418,7 \quad (\text{Wm}^{-1} \text{K}^{-1}) \quad (20)$$

où

K_n = la conductivité thermique de la neige et

γd = la densité de la neige (g/cm⁻³).

Le tableau II illustre aussi les valeurs de conductivité déterminées à partir des valeurs de densité de la neige. En comparant les valeurs de conductivité thermique de la neige à celles du sol minéral gelé (tabl. I), le rôle isolant de la neige ressort clairement.

En dernier lieu, les mesures de la teneur en eau du sol ont été prises à intervalles réguliers à l'aide d'une sonde à neutron (Hydroprobe modèle 503) aux profondeurs de 0,25, 0,5, 1,0, 2,0, 3,0, 4,0 et 5,0 m (fig. 2). Il est à noter que la calibration de la sonde ne s'appliquait qu'à l'eau liquide et que par conséquent les mesures pour le sol gelé risquent d'être erronées.

Tous les signaux des divers instruments étaient branchés à un enregistreur automatique digital (Fluke 2240B) équipé d'un point de référence électronique. Les données étaient normalement recueillies à fréquence horaire, mais les données d'évapotranspiration l'étaient toutes les 15 minutes. La période de cueillette de données a débuté au mois d'août 1979 pour se terminer au mois d'août 1980.

Toutes les composantes du bilan radiatif ont été mesurées tout au long de l'étude. En raison de la grande difficulté à mesurer les transferts turbulents QH et QE pendant la saison froide, les seules composantes du bilan énergétique mesurées ont été Q* et QG. D'ailleurs quand la température de la surface de l'air est à moins de 0°C, presque tout le rayonnement (Q*) sert au transfert de chaleur sensible: QH (OKE, 1978). Nous avons pris les mesures nécessaires au calcul de QE et QH du 11 au 24 août 1980. Le flux de chaleur et la température du sol ont aussi été mesurés sur une base continue.

RÉSULTATS: ANALYSES ET DISCUSSIONS

Les résultats de l'expérience sont présentés de la façon suivante. D'abord, nous avons choisi un certain nombre de

TABLEAU I

Calculs directs de conductivité thermique (K_s) du sol à 0,5 m et à 1,0 m

Date	* K_{s1} à 0,5 m: ($\text{Wm}^{-1} \text{K}^{-1}$)	S_1	SE_1	* K_{s2} à 1,0 m: ($\text{Wm}^{-1} \text{K}^{-1}$)	S_2	SE_2
22-08-79	—	—	—	0,41	0,11	0,03
11-10-79	2,06	0,41	0,12	2,58	0,58	0,17
18-12-79	3,30	0,12	0,04	1,68	0,31	0,09
25-02-80	1,83	0,10	0,03	1,31	0,11	0,03
21-04-80	1,22	0,09	0,02	0,75	0,08	0,02
25-05-80	0,68	0,09	0,02	—	—	—

* K_s = moyenne de la journée

S = écart type

SE = erreur standard

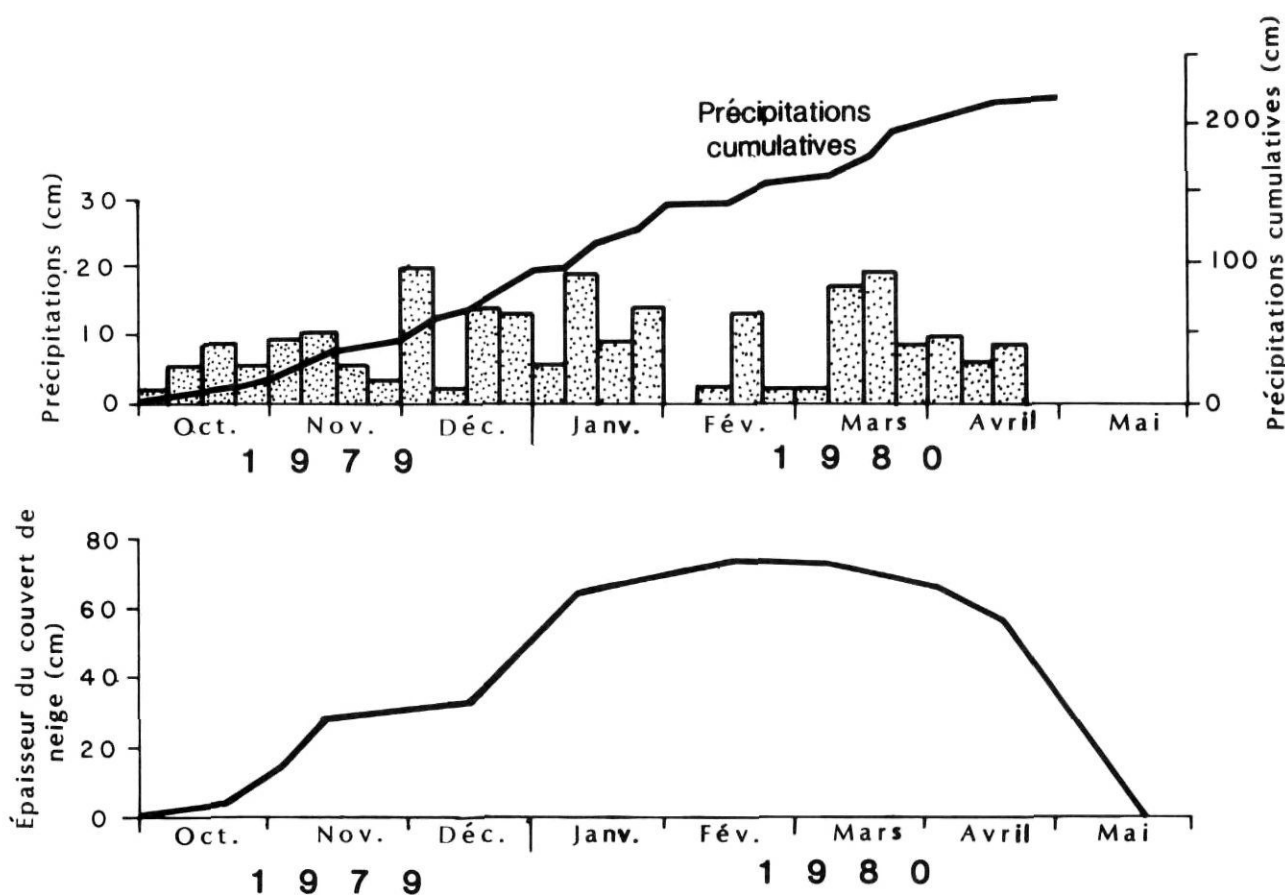


FIGURE 1. Régime des précipitations et épaisseur de la neige. *Precipitation regime and snow accumulation.*

TABLEAU II

Mesures de densité ($g\ cm^{-3}$) et de conductivité thermique ($Wm^{-1}\ K^{-1}$) de la neige

Date	Densité ($g\ cm^{-3}$)		Conductivité thermique ($Wm^{-1}\ K^{-1}$)	
	X	étendue	X	étendue
79-11-15	0,14	0,12-0,16	0,056	0,056-0,073
80-01-31	0,20	0,15-0,22	0,114	0,064-0,138
80-03-28	0,26	0,22-0,32	0,192	0,011-0,291
Moyenne saisonnière	0,20	0,06	0,121	0,068

jours au cours de l'année pour décrire la répartition du bilan radiatif et du bilan énergétique sur une base saisonnière. Nous avons aussi observé le comportement quotidien des composantes et étudié leurs rapports avec le régime thermique du sol. Ensuite, nous avons isolé quelques paramètres climatologiques, leur choix ayant reposé sur des analyses statistiques, qui pourront d'ailleurs servir à prédire le gel dans le sol.

BILAN RADIATIF ET RÉGIME THERMIQUE DU SOL

Les composantes du bilan radiatif d'une journée ensoleillée typique de la fin de l'été sont présentées à la figure 3a. La surface du sol est alors libre de neige. Les points suivants doivent être soulignés. Au cours de cette période, le rayonnement global ($K\downarrow$) d'une journée ensoleillée est de $600\ Wm^{-2}$ environ vers midi, alors que le rayonnement net (Q^*) est d'environ $400\ Wm^{-2}$. De plus, il semble exister une relation assez étroite entre $K\downarrow$ et Q^* . L'albédo de la surface est d'environ 0,15, sauf au lever et au coucher du soleil où l'angle d'incidence oblique des rayons provoque une hausse de l'albédo. Les flux infra-rouge ($L\uparrow$ et $L\downarrow$) sont presque égaux. Cet équilibre, du fait qu'il se réalise avant et après minuit, atteste l'exactitude des mesures étant donné la présence de rosée sur les dômes du radiomètre, habituellement après minuit, ce qui peut donner des valeurs égales de $L\uparrow$ et de $L\downarrow$.

Le bilan thermique de cette même journée ensoleillée (voir fig. 3b) démontre que le flux de chaleur près de la surface (QG) est positif le jour et négatif le soir et qu'il équivaut, en moyenne, à 10% de Q^* . Le flux à 1 m ($QG\ 1m$) est très faible et même presque nul et la fluctuation journalière observée près de la surface n'apparaît plus. La plus grande partie du flux de QG sert donc à réchauffer la couche de sol comprise entre la surface et 1 m de profondeur, en raison de la haute

TABLEAU III

Échantillonnage de la neige par la SEBJ, hiver 1979-1980 (moyenne pour 10 échantillons)

Date	Épaisseur (cm)	Longueur carotte (cm)	Poids total carottier neige (g)	Poids carottier (g)	Équil. eau (cm)	Densité (%)
07-10-79	trace	—	—	—	—	—
18-11-79	28,44	20,83	11,30	7,62	3,68	12,93
03-12-79	29,08	20,96	12,45	6,35	6,10	20,98
14-12-79	32,64	26,75	11,13	5,08	6,50	16,18
14-01-80	64,52	50,42	15,11	3,81	11,30	17,51
06-02-80	70,23	59,56	18,31	3,81	14,48	20,61
21-02-80	73,91	64,14	19,33	3,81	15,52	21,0
13-03-80	72,14	60,07	19,46	3,81	15,65	21,69
14-04-80	61,21	34,37	18,92	3,81	15,11	24,69
08-05-80	—	—	—	—	—	—

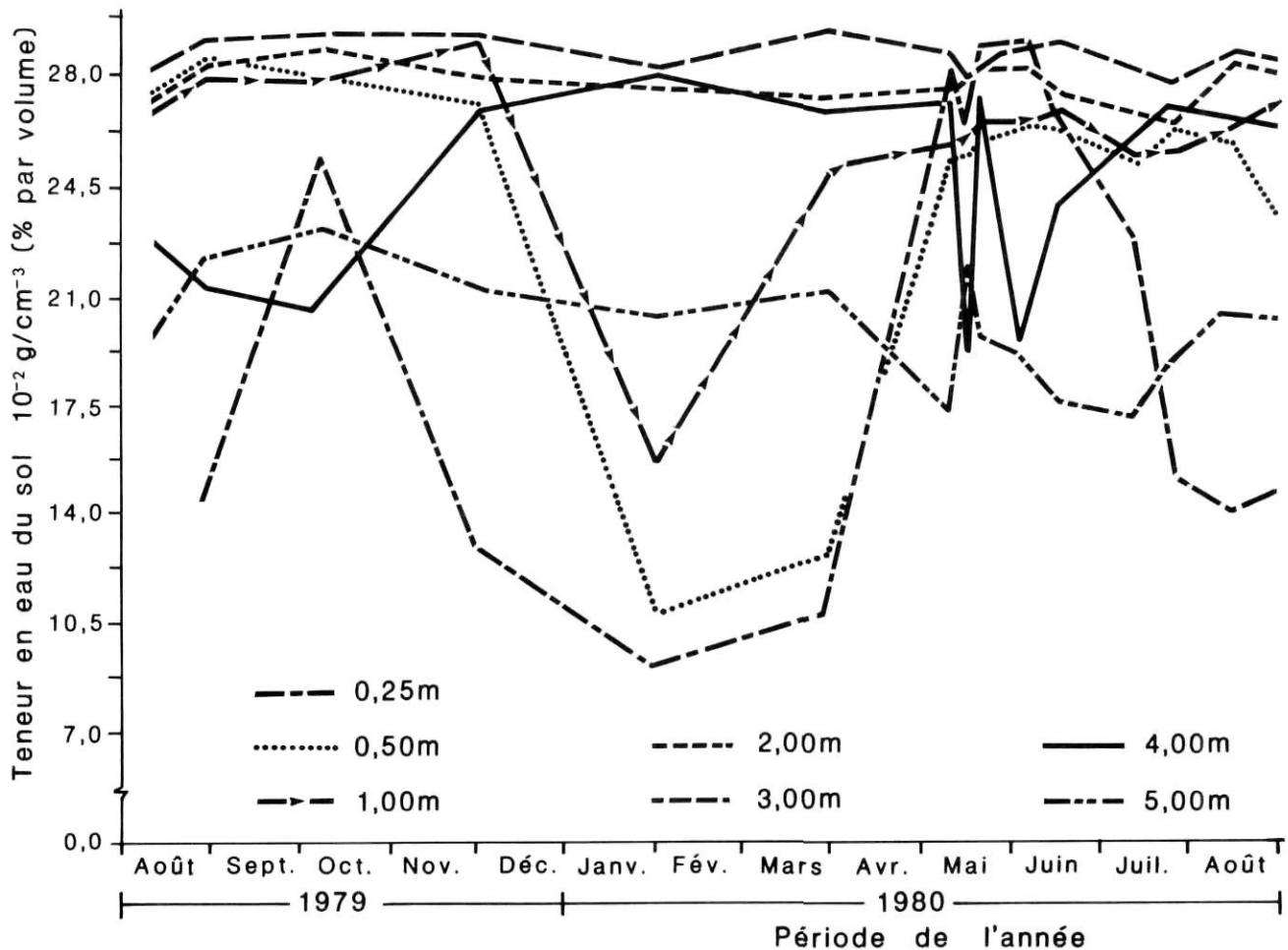


FIGURE 2. Variation annuelle du régime de la teneur en eau du sol. Annual variation of the ground water content regime.

valeur de la capacité volumétrique de chaleur du sol (C_s) et, par conséquent, la faible diffusivité thermique (D_s) occasionnée par la haute teneur en eau de cette couche (fig. 2).

Finalement, on note l'absence de gel et la diminution constante de la température avec la profondeur: elle passe de près de 10°C à la surface à 2°C environ à 5 m. L'absence de gel est confirmé par la faible valeur de la conductivité thermique, soit environ 0,41 Wm⁻¹ K⁻¹ (voir tabl. I). Il existe aussi une relation significative entre QG et la température; par exemple, là où QG est négatif, la nuit, la température (T0m) augmente en surface et la perte de chaleur vers la surface provoque une baisse de la température du sol entre 1 et 3 m.

La journée du 11 octobre 1979 (fig. 4), au début de la saison neigeuse (fig. 1), était ensoleillée. Les valeurs de $K \downarrow$, de Q^* et de QG étaient moindres, en raison de la basse altitude du soleil. L'excès de $L \uparrow$ sur $L \downarrow$, pendant la nuit, témoignait évidemment du refroidissement de la surface. Étrangement, la valeur de l'albédo vers midi semblait inférieure à 0,20. Ceci est probablement dû au fait qu'au cours de la journée la température de l'air était au-dessus de 0°C, ce qui a provoqué la fonte de la mince couche de neige (voir fig. 1 et tabl. III). L'eau libérée a donc diminué la valeur de l'albédo.

En ce qui a trait au bilan thermique (fig. 4b), la variation journalière de QG disparaît avec la mise en place d'une mince couche de neige (fig. 1). De plus, le flux de QG, négatif près de la surface (QG 0m), démontre ainsi qu'il y a perte de chaleur à l'interface. Le flux de QG en profondeur (QG 1m) est faiblement négatif, ce qui indique également une faible perte de chaleur. Ces pertes de chaleur entraînent une baisse de la température du sol entre la surface et 3 m de profondeur et une inversion du profil thermique, la température la plus chaude se trouvant en profondeur (5m) et la température la plus froide, près de la surface; il y aurait même du gel près de la surface. La hausse des valeurs de conductivité thermique à cette date (tabl. I) semble confirmer la présence de gel dans les couches supérieures du sol.

Vers la fin de février (fig. 5a), en plein hiver, la valeur de l'albédo augmente jusqu'à 0,6 en raison de l'épaisseur de la neige (75 cm environ; fig. 4a et tabl. III). Il faut noter toutefois que cette valeur relativement faible de l'albédo est causée par la présence de feuilles d'arbres. Le flux de QG est pourtant presque inchangé, le gel se trouvant maintenant entre la surface et 1 m de profondeur (fig. 5b). Le profil thermique est maintenant tout à fait inversé et, fort d'un couvert neigeux important, aucune température ne varie de façon sensible. La température de l'air atteint un minimum de -35°C. Par contre, le gel est moins profond et remonte vers 1 m, probablement en raison d'une couverture isolante de neige, comme l'a observé BESKOW (1947). D'ailleurs la baisse des valeurs de conductivité thermique (tabl. I) témoignerait de la hausse des températures du sol.

À la fin de l'hiver (fig. 6a), $K \downarrow$ et Q^* sont de nouveau élevés, avec la remontée du soleil en altitude. Les valeurs de $L \uparrow$ et $L \downarrow$ n'existent pas. L'albédo de la surface diminue à 35% environ, probablement en raison de la saleté de la neige.

Le bilan thermique pour cette période démontre que les flux de QG près de la surface (QG 0m) et à 1 m (QG 1m) sont faiblement positifs, signalant ainsi la fin de la période de perte de chaleur (fig. 6b). Les températures du sol, près de 0°C à toutes les profondeurs le démontrent aussi. Toutefois, le sol entre la surface (T0m) et 1 m (T1m) est gelé, alors que le sol entre 3 m (T3m) et 5 m (T5m) est dégelé. La température du sol près de la surface (T0m) commence aussi à remonter, en raison d'une meilleure réception du rayonnement solaire.

À l'approche du printemps, quand la surface est de nouveau complètement libre de neige, $K \downarrow$ et Q^* sont encore plus élevés (fig. 7a). Les valeurs de $L \uparrow$ et $L \downarrow$ ne sont pas disponibles. La valeur de l'albédo retrouve sa valeur normale d'été, soit 0,20.

Ces changements se reflètent dans la condition thermique du sol où les flux de chaleur QG0m et QG1m sont de nouveau positifs (fig. 7b). De plus, QG0m démontre les fluctuations journalières typiques de la saison chaude. Finalement, la température du sol entre la surface et 1 m augmente de nouveau, en réponse à la hausse de QG (QG0m). Les valeurs de la conductivité thermique sont maintenant caractéristiques de celles de l'été (tabl. I). Toutefois, le sol entre 1 m et 5 m est presque isothermique, évidemment à cause de la pénétration de l'eau de fonte. En fait, cette pénétration provoque même une légère baisse de la température à 5 m.

BILAN ÉNERGÉTIQUE ET RÉGIME THERMIQUE DU SOL

Nous allons maintenant étudier le comportement des deux autres composantes, QE et QH, pendant la saison chaude et voir comment elles influencent le régime thermique du sol. Dans ce but, nous avons calculé le transfert turbulent de chaleur latente au moyen des équations 9 et 11, pendant la période du 11 au 24 août 1980.

Pour ce faire, nous avons considéré QE_β comme la mesure de référence et nous avons fait varier la valeur de α' entre 0,80 et 1,40 pour le calcul de QE_{PT} afin de trouver la meilleure corrélation entre QE_β et QE_{PT} . La meilleure corrélation a été trouvée en accordant la valeur de 1,35 à α' . Cette valeur de α' est un peu plus élevée que celle qui a été mesurée ailleurs (ROUSE *et al.*, 1977; STEWART et ROUSE, 1976). Toutefois, il semble que pour la période à l'étude, une advection de chaleur se soit produite (voir déficit de saturation (DS) à la figure 8a), laquelle a haussé la valeur de α' , comme l'ont observé PRIESTLEY et TAYLOR (1972).

Les résultats des calculs du bilan énergétique sont résumés à la figure 8a, où nous avons étudié une journée ensoleillée typique du cœur de l'été. Vers midi, Q^* est de 500 Wm⁻² environ. La relation entre QE_β et QE_{PT} est très forte en ce qui a trait à la magnitude et le comportement. Pendant cette période de l'année, la répartition de Q^* semble être la suivante:

$$QE/Q^* = 0,82; QH/Q^* = 0,11; QG/Q^* = 0,07.$$

La fraction QE/Q^* semble un peu trop élevé. Toutefois, en raison de l'advection dynamique qui semble se produire durant cette journée, QE/Q^* augmente aux dépens de QH/Q^* .

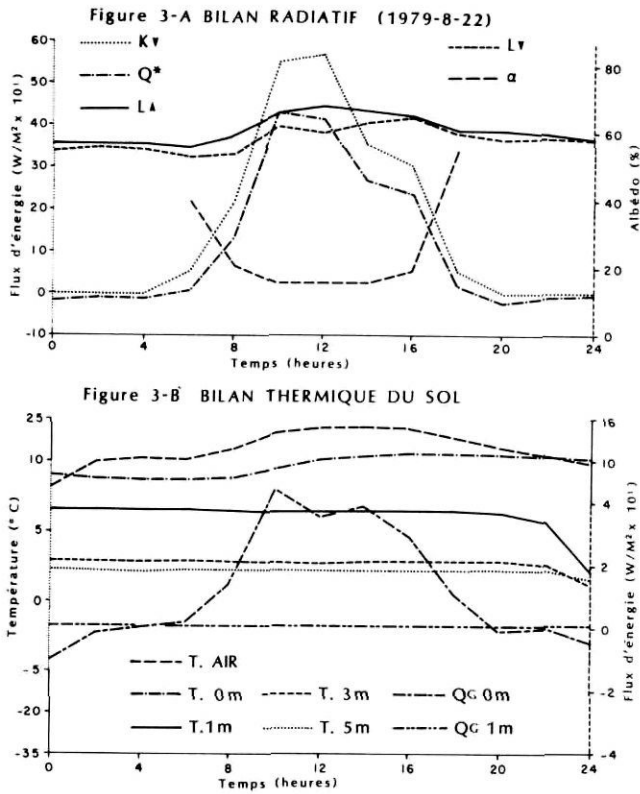


FIGURE 3. Composantes du bilan radiatif (3-A) et bilan thermique du sol (3-B), le 22 août 1979.
Net radiation components (3-A) and heat balance of the ground (3-B), August 22, 1979.

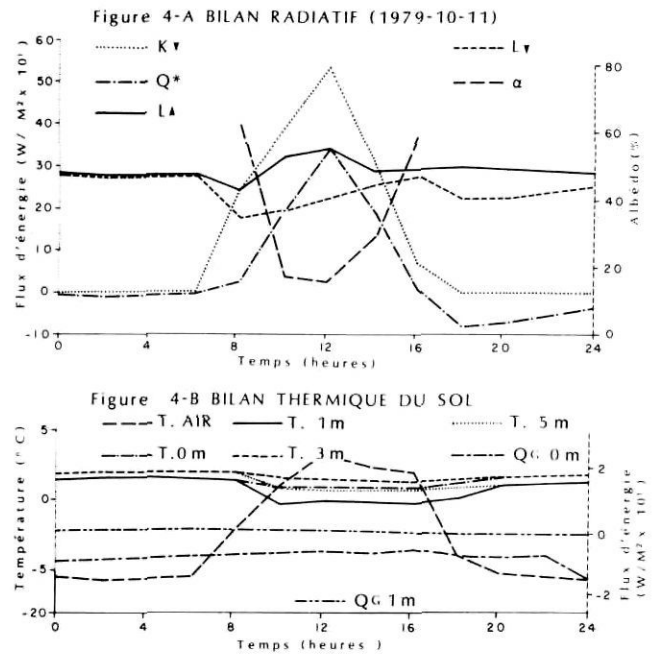


FIGURE 4. Composantes du bilan radiatif (4-A) et bilan thermique du sol (4-B), le 11 octobre 1979.
Net radiation components (4-A) and heat balance of the ground (4-B), October 11, 1979.

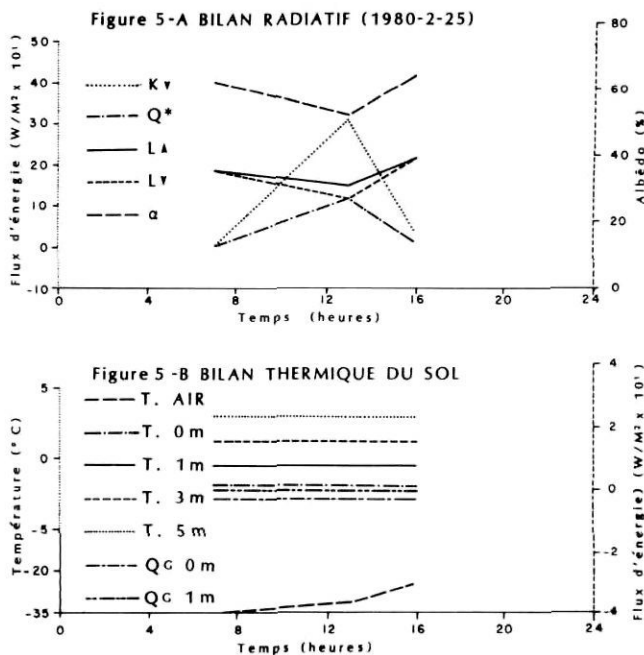


FIGURE 5. Composantes du bilan radiatif (5-A) et bilan thermique du sol, le 25 février 1980.
Net radiation components (5-A) and heat balance of the ground (5-B), February 25, 1980.

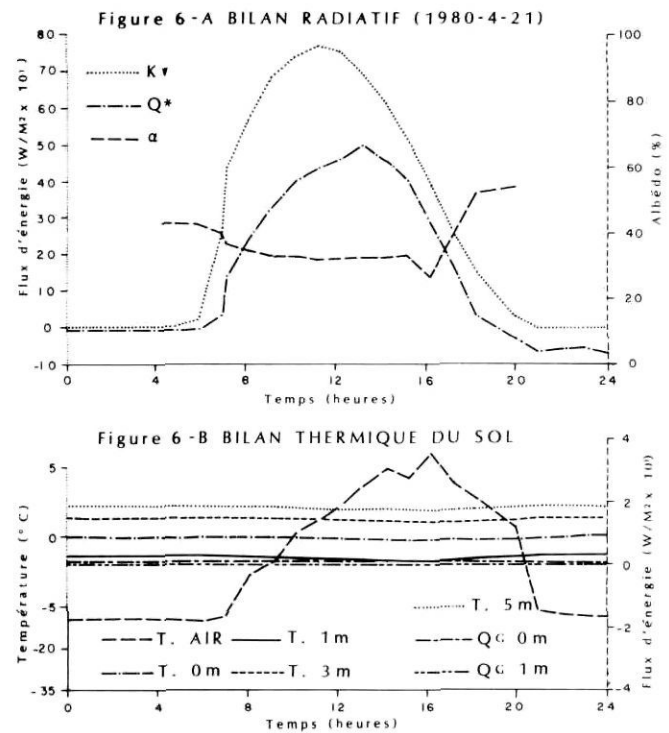


FIGURE 6. Composantes du bilan radiatif (6-A) et bilan thermique du sol (6-B), le 21 avril 1980.
Net radiation components (6-A) and heat balance of the ground (6-B), April 21, 1980.

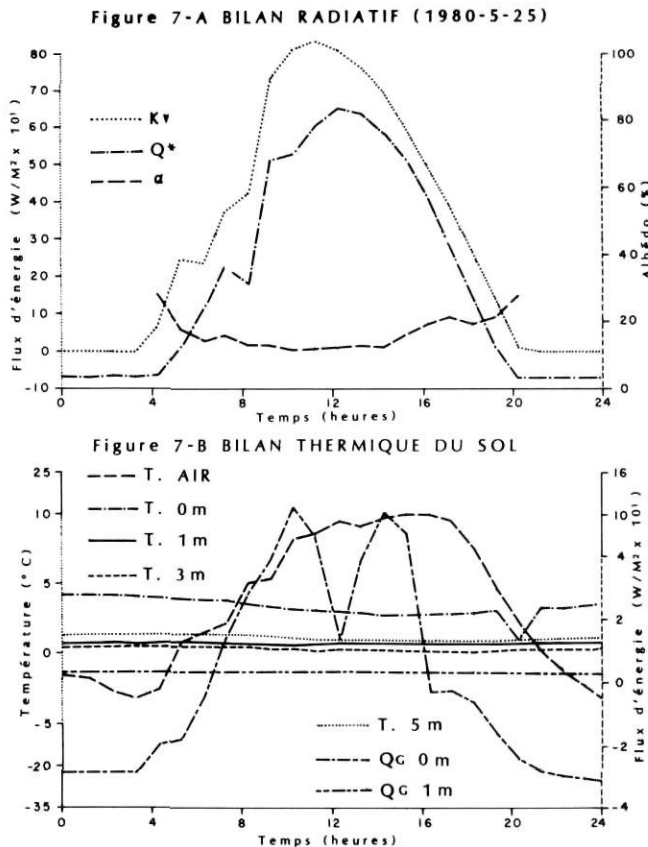


FIGURE 7. Composantes du bilan radiatif (7-A) et bilan thermique du sol (7-B), le 25 mai 1980.

Net radiation components (7-A) and heat balance of the ground (7-B), May 25, 1980.

Le flux de QG dans le sol est bien indiqué à la figure 8b: le flux de la surface (QG 0m) est relativement élevé le jour et semble fluctuer selon les valeurs de Q^* , de Q_E et de Q_H . Le flux à 1 m (QG 1m) est uniforme et faiblement positif, indiquant ainsi un faible transfert de chaleur en profondeur. Par conséquent, les températures du sol sont plus chaudes près de la surface.

RÉGIME THERMIQUE DU SOL

Afin de déterminer la durée du gel et sa profondeur dans le sol, nous avons tracé les courbes de la variation annuelle des températures à midi, tous les jours et à toutes les profondeurs (fig. 9), ainsi que les profils thermiques, à midi, de quelques journées choisies (fig. 10). Ces diagrammes nous apprennent plusieurs faits intéressants. Le gel saisonnier a affecté toutes les profondeurs du sol pendant des périodes variables. En ce qui a trait à la durée du gel, le sol près de la surface (T0m) semblait être le plus affecté, le gel persistant de la mi-octobre jusqu'à la fin d'avril. À 1 m, le gel s'est maintenue du début d'octobre jusqu'à la mi-mai. D'ailleurs, la température la plus froide (-14°C) a été enregistrée à cette profondeur (T1m) à la fin de novembre, en raison d'une perte de chaleur dans l'atmosphère (voir QG 0m) en l'absence d'une épaisse couche de neige isolante: il semble que la perte de chaleur près de la surface ait été compensée par

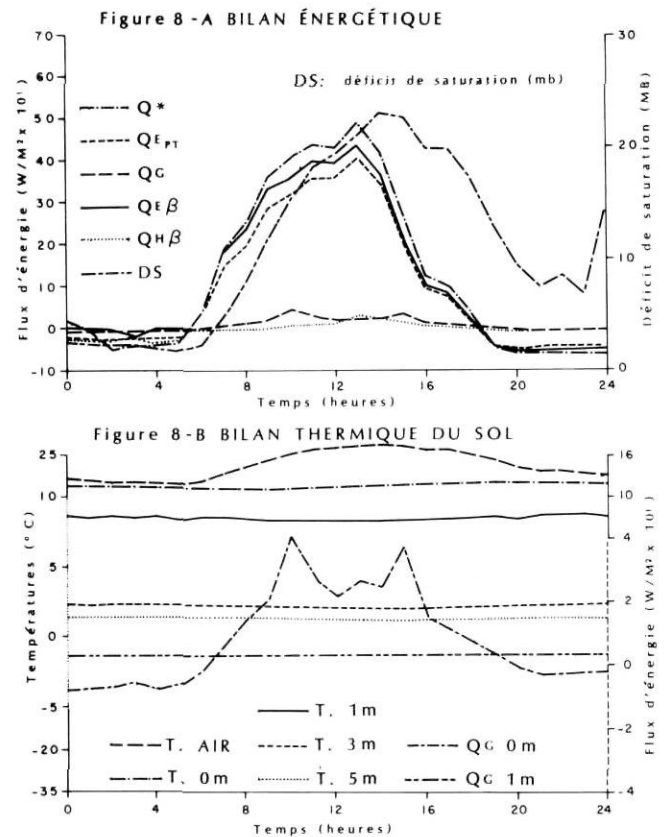


FIGURE 8. Le bilan énergétique du sol (8-A) et le bilan thermique du sol (8-B), le 21 août 1980.

Energy balance in the ground (8-A) and heat balance of the ground (8-B), August 21, 1980.

la chaleur en provenance de la couche située à 1 m (T1m). La présence de gel dans cette couche du sol est confirmée par une hausse de conductivité thermique, celle-ci se rapprochant des valeurs caractéristiques d'un sol gelé, soit de plus de $3,0 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (tabl. I).

À 3 m, le sol était gelé de la mi-octobre jusqu'à la fin de novembre et de nouveau pendant une courte période en mai, cette fois à cause de la pénétration de l'eau de fonte. À 5 m, le gel a affecté le sol pendant de très courtes périodes, en octobre et novembre, à cause d'une perte excessive de chaleur en l'absence d'une couverture de neige isolante (fig. 1 et tabl. III).

Il semble donc y avoir deux périodes distinctes de refroidissement du sol. La première période survient au cours de l'automne lorsque le refroidissement radiatif à la surface provoque une perte de chaleur du sol en profondeur. Un autre facteur serait la diminution de la teneur en eau du sol et donc de la capacité calorifique du sol, au moins entre la surface et 1 m de profondeur (fig. 2). La hausse de la température à toutes les profondeurs et même le dégel à 3 m et à 5 m après le mois de décembre sont donc causés par une augmentation de la concentration d'eau dans le sol, par suite probablement de l'écoulement souterrain ou de la présence d'une couverture neigeuse isolante. En effet, BESKOW (1947) a démontré qu'un couvert de neige de 0,4 à 0,5 m suffit à

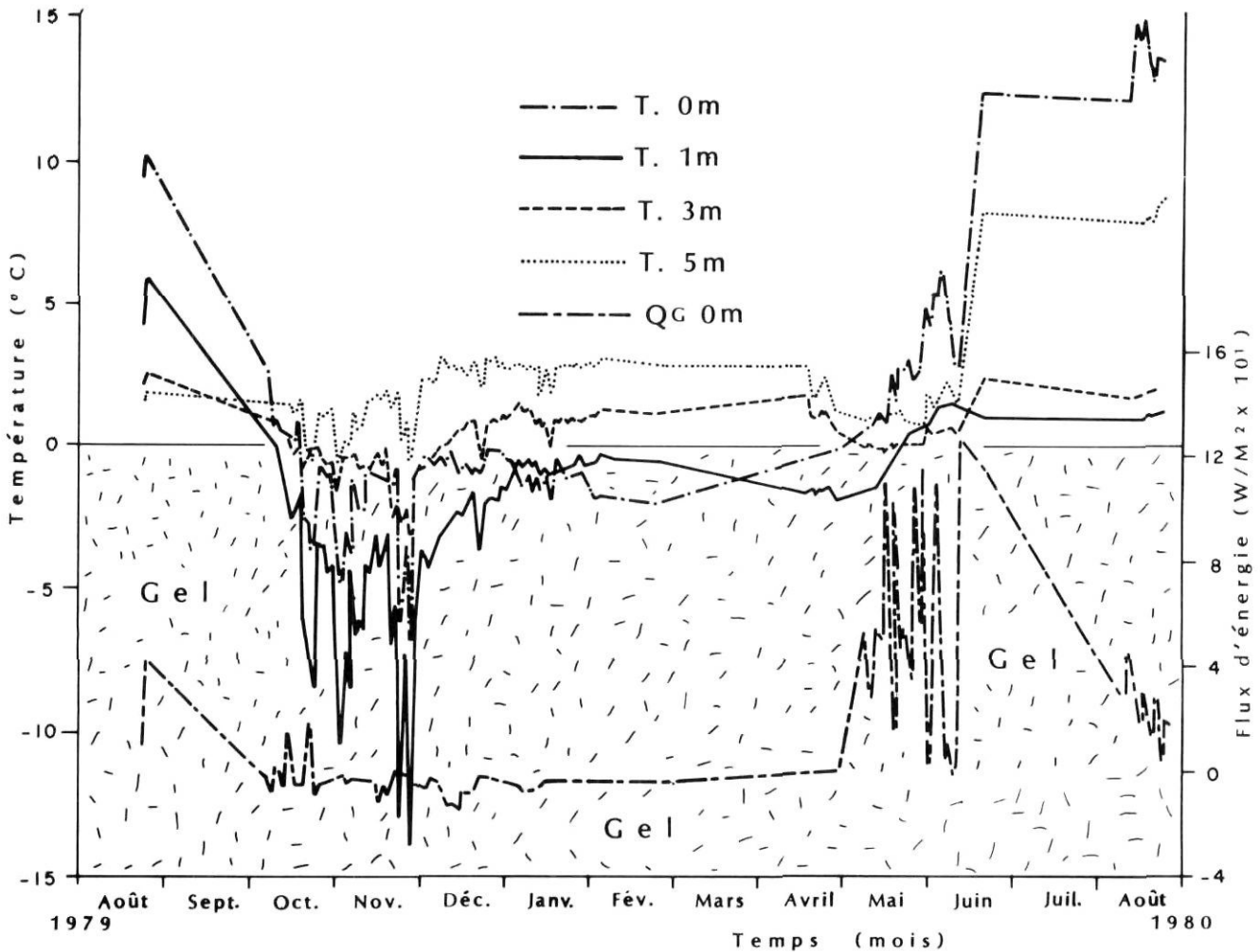


FIGURE 9. Variation annuelle de la température du sol.

Annual variation of ground temperature.

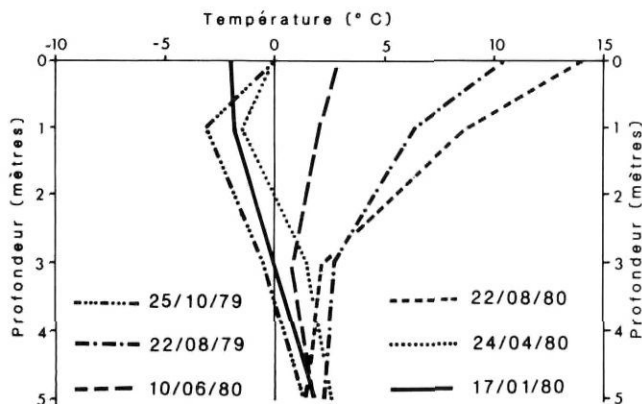


FIGURE 10. Profils thermiques de certaines journées choisies, à 12 h.

Temperature profiles for selected days at 12 noon.

empêcher toute progression du gel et même à provoquer un dégel dans la partie inférieure du sol. Il pourrait aussi y avoir eu transfert de chaleur du sous-sol (> 5 m) vers la surface.

La deuxième période de refroidissement, qui survient au printemps, affecte le sol entre 1 et 5 m et semble être reliée à la libération de l'eau de fonte (fig. 9). Il se pourrait que la température du sol soit influencée par celle de l'eau de fonte qui se trouve normalement à 0°C environ.

La figure 10 montre que les variations de température diminuent avec la profondeur. Ainsi à 5 m les variations sont infimes, soit moins de 1°C. À 3 m, les écarts augmentent légèrement à 4°C environ. À 1 m les variations sont très importantes: les températures passent de 9°C, le 22 août, à -3°C, le 25 octobre. Le sol près de la surface est donc davantage assujéti aux variations de la température de l'air.

PRÉDICTION DU GEL DANS LE SOL

Nous tentons ici d'estimer, avec des variables climatologiques simples, les températures du sol et la profondeur du gel dans le sol. Cette démarche, utilisée par SINGH (1981), SINGH et GRAY (1980) et SOLANUS *et al.* (1977), a l'avantage de ne pas faire intervenir les propriétés intrinsèques du sol, qui sont difficilement estimables.

Nous avons utilisé des techniques de corrélations simples et de régressions simples et multiples pour l'analyse de nos données. Les variables dépendantes utilisées ont été, tour à tour, la température du sol près de la surface (T0m), les températures du sol à 1 m (T1m), à 3 m (T3m), et à 5 m de profondeur (T5m) et la présence de gel dans le sol (GEL). Les variables indépendantes, sont, dans chaque cas, la température de l'air (TAIR), le rayonnement global ($K \downarrow$), l'épaisseur de la neige (EPAIS), le flux de chaleur dans le sol (QG) et les sommations de TAIR (Σ TAIR) de $K \downarrow$ ($\Sigma K \downarrow$) et de QG (Σ QG). Les variables cumulées ne tiennent pas compte des variations quotidiennes, mais font plutôt intervenir la notion d'énergie accumulée, et donnent des résultats satisfaisants pour la prédiction des températures (GRAY *et al.*, 1974). Le choix des variables est basé sur les analyses des sections précédentes.

L'analyse des températures du sol a été faite pour la saison neigeuse, soit du 6 octobre 1979 au 4 avril 1980. On ne peut se servir des données brutes de cette période, car les intervalles de prises de données n'ont pas été constants. Pour combler cette lacune, on doit considérer la moyenne quotidienne de chaque variable. Cette valeur est obtenue en ne prenant que les valeurs comprises entre 8 et 16 h.

Les résultats des corrélations simples entre les températures du sol à différentes profondeurs et les variables climatologiques choisies sont résumés au tableau IV. Les corrélations sont généralement faibles. Quant à la variable $K \downarrow$, les corrélations avec les températures du sol sont passablement faibles et le deviennent de plus en plus avec la profondeur. Ceci indique que $K \downarrow$ influence plutôt les températures près de la surface. Toutefois, quand on considère les cumuls de $K \downarrow$, les coefficients sont plus forts et s'accroissent avec la profondeur. Le coefficient de corrélation est négatif près de la surface parce que les cumuls de $K \downarrow$ ($\Sigma K \downarrow$) sont positifs, alors que les températures (T0m) sont sous zéro la plupart du temps.

En ce qui a trait à l'indice de prédiction QG et son cumul Σ QG, les coefficients de corrélation sont encore relativement faibles. Les coefficients de corrélation indiquent que les variables varient dans la même direction (signe $-$) près de la surface (T0m), puisque le flux de QG et la température du sol étaient négatifs. Au contraire, les coefficients (r) sont négatifs en profondeur puisque les températures étaient généralement positives alors que QG affichait des pertes (négatifs) près de

la surface. Le même effet s'applique à TAIR et Σ TAIR. Pour la variable EPAIS, les coefficients (r) sont négatifs à T0m et à T1m, parce que les températures étaient généralement négatives pendant que l'épaisseur de la neige (EPAIS) augmentait. En profondeur (T3m et T5m), toutefois, les températures augmentaient à presque tous les niveaux au cours de cette période.

Pour résumer, les coefficients de corrélation (r) entre les températures du sol et les variables climatologiques sont relativement faibles pour plusieurs raisons : a) les différences de niveaux de prise de données ; b) le temps de réponse des températures du sol par rapport aux variables climatologiques ; c) le fait que les variables s'annulent les unes les autres ; et d) la fluctuation des variables entre des valeurs positives et négatives au cours de l'année. Pourtant les corrélations nous donnent des indices sur les sens de la variation des températures du sol par rapport aux variables climatologiques.

Dans le but de contrôler l'influence d'une variable sur l'autre, nous avons fait une régression multiple de chacune des variables dépendantes. En fait, l'addition des variables indépendantes, telles $K \downarrow$ et Q^* à EPAIS, n'a pas provoqué une augmentation sensible de la variance expliquée.

L'étape suivante consistait à calculer la profondeur du gel dans le sol et de la relier aux mêmes variables climatologiques. Le gel (température de 0°C ou moins) a été calculé en étudiant le profil thermique du sol à midi, tous les cinq jours. Les températures supérieure et inférieure au point de congélation (0°C) ont été trouvées et, en admettant que les températures se distribuent linéairement entre ces deux points, la profondeur du gel a été obtenue par extrapolation linéaire. Une droite des moindres carrés a ensuite été appliquée sur la distribution de points pour estimer la profondeur journalière du gel.

Les coefficients de corrélation simple entre la profondeur du gel au sol (GEL) et certaines variables climatologiques sont résumés au tableau V. On remarque une très forte corrélation entre GEL et chacun de Σ QG, Σ TAIR et EPAIS. Les corrélations négatives de $\Sigma K \downarrow$ et EPAIS s'expliquent simplement par le fait que la profondeur de gel diminuait au cours de l'hiver alors que ces deux variables augmentaient.

Une régression multiple a ensuite été faite entre la profondeur du gel et les différentes variables climatologiques. Ces résultats sont présentés au tableau VI. En prenant EPAIS comme variable de départ, on remarque que l'addition d'autres

TABLEAU IV

Coefficients de corrélation simple (r) entre les températures du sol et certaines variables climatologiques

Variables	T0m	T1m	T3m	T5m
$K \downarrow$	0,25	0,24	0,19	-0,04
QG	0,24	-0,28	-0,33	-0,42
TAIR	0,26	-0,56	-0,61	-0,76
$\Sigma K \downarrow$	-0,44	0,44	0,48	0,75
Σ QG	0,32	-0,58	-0,60	-0,77
Σ TAIR	0,30	-0,59	-0,59	-0,72
EPAIS	-0,41	-0,49	0,52	0,73

TABLEAU V

Coefficient de corrélation simple (r) entre la profondeur du gel dans le sol et certaines variables climatologiques

Variables	GEL
$K \downarrow$	-0,03
QG	0,15
TAIR	0,67
$\Sigma K \downarrow$	-0,82
Σ QG	0,90
Σ TAIR	0,90
EPAIS	-0,99

TABLEAU VI

Coefficients de régression multiple entre la profondeur du gel dans le sol et certaines variables climatologiques

Variabes	Variance cumulée	Écart de la variance cumulée
EPAIS	0,9741	0,9741
$\Sigma K \downarrow$	0,9946	0,0205
ΣQG	0,9952	0,0006
$\Sigma TAIR$	0,9954	0,0002
TAIR	0,9956	0,0002
$K \downarrow$	0,9961	0,0005
QG	0,9961	0,0000

variables indépendantes ne fait pas augmenter de façon sensible la variance expliquée. Cependant, cette méthode statistique nous permet de choisir l'ordre des variables indépendantes. Donc si cet ordre était changé, l'importance relative de chaque variable serait modifiée.

CONCLUSION

Les résultats de cette étude démontrent que les températures du sol, au cours de l'année, sont reliées aux échanges radiatifs et énergétiques près de la surface, surtout pendant la saison estivale. En hiver, la neige, en raison de son effet isolant est le facteur le plus important. Le régime hydrique du sol, en raison de son effet sur les propriétés internes du sol, notamment la conductivité et la capacité volumétrique de chaleur, semble également important.

Nos analyses statistiques ont aussi montré que les températures et le gel au sol sont estimables, compte tenu des variables climatologiques, telles l'épaisseur de la neige (EPAIS), la température de l'air (TAIR et $\Sigma TAIR$), le flux de chaleur dans le sol (QG et ΣQG) et le rayonnement global à la surface ($K \downarrow$ et $\Sigma K \downarrow$). Pourtant, ces relations statistiques pourraient être plus fortes si la période à l'étude était subdivisée en intervalles plus courts.

En dernier lieu, nous croyons que notre approche, à la fois statistique et empirique, permet de trouver les paramètres susceptibles de prédire les températures et le gel dans le sol. Compte tenu des faiblesses de paramétrisation, nos résultats, sont toutefois encourageants.

REMERCIEMENTS

Les auteurs aimeraient remercier d'abord le CRSNG et le CINEP (FCAC) de l'aide financière apportée à la réalisation de ce projet. Ils désirent aussi témoigner leur gratitude à la SEBJ et la SDBJ pour avoir contribué aux frais de logement et de transport sur les lieux. Les auteurs remercient également les lecteurs qui ont corrigé la première version du manuscrit.

RÉFÉRENCES

ANNERSTEN, L.J. (1964): Investigations of permafrost in the vicinity of Knob lake, 1961-62, *McGill Sub-Arctic Research Paper*, n° 16, p. 51-143.

BARTON, I.J. (1979): A parameterization of the evaporation from non-saturated surfaces, *Journal of Applied Meteorology*, vol. 18, n° 1, p. 45-47.

BESKOW, G. (1947): *Soil freezing and frost heaving with special application to roads and railroads*, Translated by J.D. Ostenburg, Technological Institute, Northwestern University, 106 p.

BOWEN, I.S. (1926): The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface, *Physical Review*, vol. 27, p. 779-789.

BROWN, R.J.E. (1967): *Permafrost map of Canada*, Division of Building Research, National Research Council (NRC-9769) and Geological Survey of Canada (map 1246A).

——— (1979): Permafrost distribution in the southern part of the discontinuous zone in Québec and Labrador, *Géographie Physique et Quaternaire*, Vol. XXXIII, n°s 3-4, p. 279-289.

DAVIES, J.A. et ALLEN, C.D. (1973): Equilibrium, potential and actual evaporation from cropped surfaces in southern Ontario, *Journal of Applied Meteorology*, vol. 12, p. 649-657.

DILLEY, A.C. (1968): On the computer calculation of vapor pressure and specific humidity gradients from psychrometric data, *Journal of Applied Meteorology*, vol. 7, p. 717-719.

GRAY, J.T. et POITEVIN, J. (1981): Selective occurrence and thermal regime of deep permafrost at proposed Hydro-Québec dam sites in the Great Whale River Basin, *4th Canadian Permafrost Conference*, Calgary, Alberta.

GRAY, D.M., ERICKSON, D.E.I. et ABBEY, F. (1974): *Environmental — Social Committee, Northern Pipelines, Task Force on Northern Oil Development*, Report n° 7418, 60 p.

IVES, J.D. (1962): Iron mining in permafrost, Central Labrador — Ungava, *Geographical Bulletin*, n° 17, p. 66-67.

KERSTEN, S. (1949): *Thermal Properties of Soils*, Bulletin No. 28, University of Minnesota, Institute of Technology, vol. L11, n° 21, 217 p.

LIST, R.J. (1966): *Smithsonian meteorological tables*, 6th Ed., Smithsonian Institution Washington, D.C.

McNAUGHTON, K.G. et BLACK, T.A. (1973): A study of evapotranspiration from a Douglas fir forest using the energy balance approach, *Water Resources Research*, vol. 6, p. 1579-1590.

MUKAMMAL, E.I. et NEWMAN, H.H. (1977): Application of the Priestley-Taylor evaporation model to assess the influence of soil moisture on the evaporation from a large weighing lysimeter and class A pan, *Boundary Layer Meteorology*, vol. 12, p. 243-256.

NICHOLSON, F.H. et GRANBERG, H.B. (1973): Permafrost and snowcover relationships near Schefferville, *Permafrost, North American Contribution to 2nd International Conference*, Washington, D.C., p. 151-158.

NICHOLSON, F.H. (1979): Permafrost, spatial and temporal variations near Schefferville, Nouveau-Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. XXXIII, n°s 3-4, p. 265-277.

OKE, T.R. (1978): *Boundary Layer Climates*, Methuen, Londres, 372 p.

PASQUILL, F. (1972): Some aspects of boundary layer description, *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, vol. 98, p. 469-494.

PRIESTLEY, C.H.B. et TAYLOR, R.J. (1972): On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters, *Monthly Weather Review*, vol. 100, p. 81-92.

- ROUSE, W.R., MILLS, P.F. et STEWART, R.B. (1977): Evaporation in high latitudes, *Water Resources Research*, vol. 13, n° 6, p. 909-914.
- SHUTTLEWORTH, W.J. et CALDER, I.R. (1979): Has the Priestley-Taylor equation any relevance to forest evaporation, *Journal of Applied Meteorology*, vol. 18, n° 5, p. 639-646.
- SINGH, B. et GRAY, J.T. (1980): Composantes du bilan radiatif et du bilan énergétique par rapport au gel dans le sol, Baie James, Québec, *Publication du CINEP*, n°s 665-167, 89 p.
- SINGH, B. (1981): Prédiction du gel dans le sol, Baie James, Québec, *Climatological Bulletin*, n° 29, p. 13-31.
- SINGH, B., TAILLEFER, R. et POITEVIN, J. (1983): Les échanges radiatifs et énergétiques et le bilan thermique du sol en Jamésie, *Revue canadienne de Géotechnique* (à paraître).
- SINGH, B. et TAILLEFER, R. (1983): The effect of synoptic-scale advection on the Priestley-Taylor evaporation parameter, α , *Journal of Applied Meteorology* (soumis).
- SMITH, M.W. (1975): Microclimatic influences on ground temperatures and permafrost distribution, Mackenzie Delta, Northwest Territories, *Earth Science*, vol. 12, p. 1421-1438.
- SOLANUS, P.O., SMITH, C.C. et MAHENDROPPA, P.R. (1977): *Relationships between air and ground temperatures in spruce and fir forests*, Maritimes Forest Research Center, Canadian Forestry Service, Department of Fisheries and Environment, Information Report M-X-77, 14 p.
- STEWART, R.B. et ROUSE, W.R. (1976): Simple models for calculating evaporation from dry and wet tundra surfaces, *Arctic and Alpine Research*, vol. 8, p. 263-274.
- TANNER, C.B. et JURY, W.A. (1976): Estimating evaporation and transpiration from a row crop during incomplete cover, *Agronomy Journal*, vol. 68, p. 239-243.
- THOMPSON, J.R. (1975): Energy budget for three small plots: substantiation of Priestly and Taylor's large-scale evaporation parameter, *Journal of Applied Meteorology*, vol. 14, p. 1399-1401.
- VAN WIJK, W.R. et DE VRIES, D.A. (1963): Periodic temperature variations, in Van Wijk, W.R., *Physics of Plant Environment*, North-Holland Publishing Co., Amsterdam.
- VINCENT, J.-S. (1977): *Le Quaternaire récent de la région du cours inférieure de la Grande Rivière*, Commission géologique du Canada, Étude 76-19, 20 p.
- WILLIAMS, G.P. (1974): *Energy balance considerations in permafrost hydrology*, Paper presented to Subsurface Water Session, Workshop Seminar on Permafrost, Hydrology and Geophysics, sponsored by I.H.D. and NRC Subcommittee on Geotechnical Research, Calgary.
- WILLIAMS, R.J., BROERSMA, K. et VAN RYSWYK, A.L. (1978): Equilibrium and actual evapotranspiration from a dry vegetated surface, *Journal of Applied Meteorology*, vol. 17, n° 12, p. 1827-1832.
- YOSIDA, A. et IWAI, H. (1954): Measurement of the thermal conductivity of snow cover, *SIPRE, U.S. Corps of Engineers*, Translation 30.