Document generated on 08/08/2025 8:55 a.m.

Cahiers de géographie du Québec

Répercussions météorologiques découlant de modifications naturelles ou délibérées de la surface. Principes généraux et prospectives, région de la Baie James

E. Vowinckel and Svenn Orvig

Volume 18, Number 45, 1974

URI: https://id.erudit.org/iderudit/021222ar
DOI: https://doi.org/10.7202/021222ar

See table of contents

Publisher(s)

Département de géographie de l'Université Laval

ISSN

0007-9766 (print)
1708-8968 (digital)

Explore this journal

Cite this article

Vowinckel, E. & Orvig, S. (1974). Répercussions météorologiques découlant de modifications naturelles ou délibérées de la surface. Principes généraux et prospectives, région de la Baie James. *Cahiers de géographie du Québec*, *18*(45), 445–461. https://doi.org/10.7202/021222ar

Article abstract

The arctic and sub-arctic regions are very suitable for model experimentation because their snow and ice covered surfaces change markedly from season to season. These regions lend themselves well to studies of climatic change because, by changing the surface parametres, it is possible to modify significantly the exchange processes for sensible and latent heat.

A numerical model has been designed at McGill University, which can use either synoptic data, grid point data or climatic average data, for the calculation of the various terms in the energy balance. The James Bay region is interesting for studies of this kind, and the paper describes a numerical experiment from that region.

Tous droits réservés © Cahiers de géographie du Québec, 1974

This document is protected by copyright law. Use of the services of Érudit (including reproduction) is subject to its terms and conditions, which can be viewed online.

https://apropos.erudit.org/en/users/policy-on-use/

This article is disseminated and preserved by Érudit.

Érudit is a non-profit inter-university consortium of the Université de Montréal, Université Laval, and the Université du Québec à Montréal. Its mission is to promote and disseminate research.

https://www.erudit.org/en/

CAHIERS DE GÉOGRAPHIE DE QUÉBEC,
Vol. 18, No. 45, décembre 1974, 445-461.

RÉPERCUSSIONS MÉTÉOROLOGIQUES DÉCOULANT DE MODIFICATIONS NATURELLES OU DÉLIBÉRÉES DE LA SURFACE

Principes généraux et prospectives, région de la Baie de James

par

E. VOWINCKEL et Svenn ORVIG

Département de Météorologie, Université McGill, Montréal

1. *INTRODUCTION*

La connaissance des mécanismes d'échange de chaleur entre le sol et l'atmosphère est importante tant au niveau de la climatologie locale qu'à celui de la circulation atmosphérique à grande échelle. Les régions arctique et sub-arctique se prêtent merveilleusement à l'expérimentation, du fait de la grande variabilité saisonnière de l'état de leurs surfaces glacées et neigeuses et de la présence de mers intérieures et d'océans dont la circulation joue un rôle modérateur sur les processus d'échange. Ces interactions peuvent être étudiées à l'aide de modèles qu'on utilise pour fins d'expérimentation numérique. L'utilisation d'un réseau de points dans ces modèles nous permet d'étudier l'influence des différents types de surface sur la circulation atmosphérique et sur le climat. Ces régions se prêtent bien aux études d'évolution climatique car en changeant les paramètres de surface on arrive à modifier sensiblement les processus d'échange. Les processus d'échange par chaleur sensible et chaleur latente au-dessus d'une petite étendue d'eau libre de glace peuvent, par exemple, indiquer des taux de flux de chaleur provenant de cette eau. Par contre, la perte de chaleur exacte au-dessus d'une grande masse d'eau libre sera obtenue par l'étude de la modification de la masse d'air au-dessus de ces mêmes surfaces.

Habituellement dans les études climatologiques, on considère l'état de la surface et ses effets comme étant constants et invariables. Cela est possible si les études portent sur de vastes régions et si on exclut les fluctuations climatiques. Il faut dans ce cas que l'étude soit de courte durée. Il est aussi d'usage courant d'exclure les modifications de la surface causées par l'homme. Ceci nous paraît injustifiable, car une région forestière qui passe à l'agriculture et de là à l'urbanisation devient de par ces transformations de surface un des facteurs qui modifie sensiblement le bilan énergétique.

Les changements d'une surface se font aussi par des processus naturels tel la succession des systèmes écologiques après un incendie de forêt. Ils

diffèrent toutefois de ceux créés par l'homme en ce qu'ils sont distribués au hasard sur des territoires immenses, et par le fait même font partie de l'ensemble d'une région donnée, contrairement à l'influence humaine dont les changements sont toujours en progression constante.

Les recherches climatiques, ayant pour but de déterminer l'influence humaine, sont toujours centrées sur la possibilité de découvrir les causes de l'évolution climatique dans les données déjà recueillies. Si ces influences humaines existent dans les données plutôt grossières que nous possédons, elles ont dû se produire sur une grande échelle d'une façon uniforme et assez marquée. Il ne faut pas oublier que le climat local dépend en partie seulement des conditions locales. Dans les régions où l'advection atmosphérique est importante, ces influences peuvent être difficiles à détecter.

Une analyse du bilan énergétique nous permet de déterminer analytiquement les changements des flux énergétiques à la suite de modifications de l'environnement en utilisant les mêmes données atmosphériques originales. Ces recherches nous offrent la possibilité de prédire les conséquences sur le climat local de toute modification de l'environnement. Éventuellement ces renseignements serviront à évaluer l'impact (plus ou moins grand) de ces changements sur le climat.

En général, il existe deux orientations dans l'étude portant sur des modifications d'une surface. On peut utiliser les données du bilan énergétique pour les différents types de surface, ou se servir des données météorologiques courantes pour calculer tous les éléments du bilan énergétique auquel on ajoute les données pour les différents types de surface. Dans le premier cas il est difficile de déterminer si les données se rapportant aux conditions locales peuvent être généralisées. Chaque site est unique et possède à une échelle plus ou moins grande des caractéristiques qui lui sont propres et que l'on ne retrouve nulle part ailleurs. Si nous considérons les changements climatiques sur une grande échelle, ces faits auront très peu d'importance, étant donné que les fluctuations climatiques sont à peine perceptibles. Par exemple, depuis la dernière glaciation, la température de l'air a varié d'à peu près 5°C jusqu'à nos jours.

La deuxième méthode est celle du traitement numérique expérimental. Cette méthode présente certaines difficultés. D'une part les formules ne sont que des approximations de la réalité et d'autre part elles s'inscrivent dans une séquence déterminée alors que les processus naturels sont simultanés et inter-dépendants. Il y a aussi le manque de données d'observations, celles-ci n'étant jamais disponibles.

Les erreurs de calcul se multiplieront selon la longueur des intervalles entre les calculs et le nombre de processus séquentiels dans la programme. Le premier problème, celui des intervalles entre les calculs, est un problème d'ordre pratique plutôt que fondamental. En théorie, il est possible de multiplier les calculs, mais en réalité leur coût prohibitif en limite l'extension. Le deuxième problème, celui des processus séquentiels, est lié au premier

par le biais de la fréquence des calculs. On obtient de meilleurs résultats en augmentant la fréquence des calculs.

Chaque modèle ne donne qu'une approximation de la réalité, même s'il est possible de changer les divers paramètres et d'analyser les renseignements recueillis. Si nous utilisons l'observation plutôt que le traitement numérique, nous obtiendrons un ensemble de processus uniques qui ne pourront jamais être reproduits, même à cet endroit précis. Une connaissance complète et détaillée du bilan énergétique semble donc impossible à réaliser. Certains soutiennent que le modèle, une fois réalisé, nous dispense de calculs supplémentaires puisque tous les paramètres possibles seront accessibles à la simple lecture du programme. Si ce raisonnement s'avère juste qualitativement, il ne peut s'appliquer qu'à l'auteur du modèle. Quantitativement, le modèle le plus simple ne peut prédire ce qui sera. À force d'expérimentation sur le modèle on arrive à acquérir une certaine connaissance dans ce domaine.

On doit cependant insister sur le fait qu'il est dangereux de prédire, à partir d'un modèle, un phénomène sortant de l'ordinaire. Par exemple, si un modèle de bilan énergétique basé sur un ensemble de données synoptiques donne des renseignements hors de la normale, il est plus que probable que la faute en est au modèle. Nous avons tenté une expérience à partir d'un modèle élaboré pour l'est du Canada et nous y avons appliqué des données provenant du Soudan. On a constaté que le rayonnement de courtes longueurs d'ondes absorbé à la surface était constamment trop élevé et l'erreur fut découverte lors des calculs de l'albedo de la surface. Dans l'est du Canada, la variation de l'albedo entre l'époque où les arbres sont couverts de feuilles et celle où ils sont nus est fonction de la température, et ce résultat est exprimé en degrés-jours dans le programme. Par contre, au Soudan, le paramètre critique pour l'albedo de surface est l'humidité du sol. Dès qu'on modifia le programme pour y ajouter le paramètre de sécheresse, tout rentra dans l'ordre.

On peut affirmer que le modèle donne des résultats numériques satisfaisants en autant que ceux-ci demeurent dans les limites de solutions numériques vérifiables.

2. *EBBA – UN PROGRAMME DE BILAN ÉNERGÉTIQUE*

Depuis plusieurs années, l'Université McGill poursuit des recherches météorologiques sur les échanges énergétiques sol-air et sur le bilan hydrique. En 1972, Vowinckel et Orvig ont élaboré un modèle numérique utilisant aussi bien les données synoptiques des stations météorologiques, les données de points basés sur une grille, que les données climatiques moyennes afin de calculer les différents termes du bilan énergétique (Vowinckel et Orvig, 1972). Ce programme comprend les processus énergétiques biologiques, tels la photosynthèse et la transpiration, et peut s'appliquer à toute surface ensemencée ou non, avec ou sans neige ou glace, avec ou sans eau. Le pro-

gramme du bilan énergétique est conçu pour l'ordinateur IBM 360, Modèle 75 et est écrit en Fortran IV G. Chaque station ou point de grille requiert une mémoire de 90 000 bits. L'impression d'une seule observation pour un point donné prend 1/10e de seconde. L'ordinateur calculera en dix minutes le bilan énergétique conçu par EBBA pour une période de 24 heures pour 3 000 points du réseau. Plusieurs données sont recueillies toutes les heures, d'autres une fois par jour et une fois la nuit. Ce programme a été conçu pour calculer à intervalles rapprochés tous les flux de chaleur dans l'atmosphère ainsi que ceux entre l'atmosphère et la surface. Il nous permet aussi de calculer le bilan hydrique total. Pour les études globales ou à long terme, soit du passé ou de l'avenir, il faut remplacer les observations par des valeurs calculées à partir de processus et de relations connus. À titre d'exemple, mentionnons l'étude synoptique des bilans thermiques de trois stations polaires publiée par Vowinckel et Orvig (1971).

Un des grands problèmes météorologiques des régions arctique et subarctique est la perte de chaleur par l'eau. Des taux excessivement élevés de perte de chaleur ont été calculés à différents points de grille pour la saison d'hiver. À court terme cette perte de chaleur des océans a des conséquences sur la formation ou la non-formation des glaces et à long terme influencera peut-être l'évolution climatique. Nous avons modifié ce programme pour pouvoir calculer les gradients horizontaux de l'échange thermique vertical, c'est-à-dire la modification de la masse d'air. Au-dessus d'une grande masse d'eau, le taux élevé de perte de chaleur est réduit graduellement dans la direction progressive du vent. La modification de cette masse d'air est obtenue en distribuant la chaleur à travers une couche de l'atmosphère et ceci en autant que le gradient de température calculé soit instable. Dès que le profil vertical devient adiabatique, le transport vertical est diminué. Les changements dûs à l'humidité sont également inclus et si le point de saturation est atteint, ce transport continue jusqu'à ce que le gradient adiabatique saturé soit rétabli.

La région de la Baie de James est intéressante à étudier dans cette optique.

3. *LES CHANGEMENTS LOCAUX*

L'interaction étroite qui existe entre la surface et l'atmosphère est telle que tout changement de l'un affecte l'autre. L'ampleur des changements météorologiques sera fonction de la modification de certains paramètres-clefs de la surface, bien que les changements atmosphériques ne soient pas nécessairement proportionnels aux changements survenus en surface. De plus, les répercussions de certains changements de la surface diffèreront selon la zone climatique particulière.

Les variations des paramètres météorologiques sont le résultat de la modification d'un ou de plusieurs flux composant le bilan énergétique. Il convient de faire une distinction entre deux aspects de ces changements météorologiques :

a. *Les changements atmosphériques*

Ici, les répercussions découlant des changements de flux à la surface sont considérées pour l'atmosphère, i.e., les changements dans le profil vertical de l'air au-dessus de la surface en aval du site perturbé. Il apparaît évident que l'étendue de la perturbation superficielle et le type de circulation atmosphérique auront des influences marquées sur les résultats.

Il est difficile de déterminer l'évolution climatique car il est impossible de faire des expériences avec l'atmosphère même. On peut élaborer des modèles de l'atmosphère qui seront calculés par l'ordinateur mais ceux-ci sont trop primitifs pour donner des résultats suffisamment détaillés et fiables. Présentement nous pouvons simuler certains processus atmosphériques, et ce, en changeant certaines parties du procédé de simulation afin d'éclairer les différents aspects de l'évolution climatique. Nous espérons qu'éventuellement nous en arriverons à une évaluation qualitative et semi-quantitative de l'évolution climatique causée par les changements apportés aux différents types de surface.

b. *Les changements au niveau local*

Les variations des paramètres de surface, tels la température du mollisoi, ou du bilan hydrique en surface ou dans le sol, ou encore des flux d'un endroit spécifique de la surface, sont facilement définissables et valides en dépit de l'envergure des perturbations de la surface.

La simulation sera des plus simples si on ne considère que les changements locaux. On suppose alors que la masse d'air n'est pas modifiée au contact de la surface perturbée. Ces changements peuvent être calculés dans un programme tel que EBBA (Vowinckel et Orvig, 1972). Cet exposé portera sur des changements locaux, et les calculs seront basés sur les données recueillies à Moosonee dans la région de la Baie de James (nord de l'Ontario).

Tout changement au niveau local affecte tous les paramètres du bilan énergétique au sol. La raison en est que généralement un changement de la température de surface qui est inter-dépendante de presque tout changement local affecte tous les flux ascendants. Ces flux modifient la température de l'air et l'humidité directement au-dessus de la surface affectée, ce qui entraîne un changement du micro-climat. Le micro-climat d'un milieu donné peut être influencé par plusieurs facteurs dont les trois principaux sont : l'albédo, la conductibilité au sol et les facteurs hydriques.

(i) *Les facteurs affectant l'albédo de surface*

L'énergie disponible à la surface provient du rayonnement de courtes et de grandes longueurs d'ondes. Ces deux paramètres dépendent de facteurs extra-terrestres et atmosphériques et il ne seront pas affectés par une

modification de la surface du sol. Mais par contre le taux d'absorption du rayonnement disponible sera modifié à la suite d'un changement de l'albédo. L'albédo des diverses surfaces varie peu au niveau du rayonnement de grandes longueurs d'ondes, alors qu'il peut varier de zéro à 100% pour les courtes longueurs d'ondes. Pour une surface à l'état naturel, ces variations se situent entre 0,08 pour une surface humide et 0,3 pour une surface

Quant aux changements importants de l'albédo résultant d'une couverture de neige au sol nous ne les considèrerons que partiellement dans cette étude car on estime que la période où la neige recouvre le sol est un facteur du macro-climat et qu'il n'est pas affecté par le changement des conditions de surface d'un milieu donné. Évidemment des changements extrêmes d'albédo peuvent se produire mais ceci est rare. Voici deux exemples possibles : 1) un désert où le coefficient de réflexion est très élevé est remplacé par une masse d'eau ou une oasis à végétation dense ; 2) une couverture végétale dense remplacée par un sol dénudé de couleur pâle. Ces deux phénomènes se retrouvent dans la nature. Le premier s'est produit dans les pays sub-tropicaux après la construction de barrages que l'on tient responsables de l'augmentation marquée d'énergie disponible. Deuxièmement, des régions agricoles peuvent changer totalement d'aspect à la suite de l'introduction d'un pâturage intensif.

Dans les zones de climat humide la possibilité de changements d'albédo est moindre. L'albédo est de l'ordre de 0,15, mais il augmente à 0,25 dès que la végétation se dessèche. C'est dans les forêts de conifères que la végétation se maintient verte le plus longtemps. Donc le remplacement d'une forêt toujours verte par de l'herbe ou par une végétation de feuillus aura des effets marqués à ces latitudes. Ce phénomène est amplifié dans un climat où il neige, puisque les forêts de conifères gardent un albédo très bas, même avec une épaisse couche de neige au sol.

L'ampleur de ces changements dans la région de la Baie de James est démontrée par les chiffres du tableau 1 représentant divers types de surface pour le même régime météorologique. Nous constatons d'abord qu'une surface aqueuse reçoit un apport plus élevé de rayonnement durant l'été. Si nous comparons ce taux à celui d'une forêt de conifères, la différence est plutôt minime. Elle sera de l'ordre de 10% comparée à celui d'une surface couverte de végétation de feuillus (tableau 1). Le contraire se produira en hiver où l'eau transformée en glace aura un pouvoir d'absorption beaucoup moindre alors que la forêt de conifères, au contraire, aura un pouvoir d'absorption optimum. Au printemps, quand le rayonnement augmente et que les lacs sont encore couverts de glace, la différence est alors très grande tant du point de vue numérique qu'en pourcentage.

Au cours d'une année, le rayonnement maximum est capté par la forêt de conifères et le minimum par l'eau. Cela est dû au fait que l'albédo est excessivement élevé en hiver lorsque le sol est couvert de glace et de neige.

Tableau 1

Rayonnement de courtes longueurs d'onde, Moosonee, 1967-68

(cal. cm^{-2} $jour^{-1}$)

	J	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*J*	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*
Disponible ou sommet de la troposphère	952	810	604	391	233	168	203	333	537	756	922	992
Absorption par forêt de conifères	438	423	319	171	78	*49*	*70*	*108*	*190*	332	*578*	521
Absorption par herbe	404	390	294	159	64	23	18	37	120	371	544	481
Absorption par sol dénudé	425	411	297	165	72	25	16	32	96	*393*	553	489
Absorption par eau	*467*	*432*	*326*	*174*	*108*	19	18	34	82	160	531	*532*

Nous devons nous demander si ces chiffres sont le résultat de nos calculs. L'albédo de l'hiver est très critique. Les valeurs pour la neige et la glace nous semblent raisonnables puisque même si la couche de neige est mince, tous les obtacles et accidents de terrain seront recouverts et de ce fait un albédo élevé est justifié. Il est toujours possible qu'au printemps l'albédo diminue plus vite que nous le prévoyons dans le programme. L'albédo de la surface de neige et de glace diminue à 0,3 seulement lorsque la température en surface dépasse 0° C. Dans l'élaboration de notre programme nous nous servons des données de la température du sol recueillies à la fin de la nuit pour déterminer l'albédo, et ce, pour des raisons techniques. Si nous utilisions les calculs des données horaires, les valeurs de l'albédo seraient alors plus basses. Mais d'après nous cela ne changerait que peu les résultats.

Il est également possible que nous ayons choisi l'albédo d'une forêt de conifères à un taux trop bas. Cependant si nous considérons la grande différence existant entre les lacs et la taïga, comme le démontrent les photos du satellite, il est plutôt probable que l'exagération soit dans l'autre sens.

En résumé, la période critique pour le changement du rayonnement de courtes longueurs d'ondes est la conservation ou la destruction de la végétation verte dans une région semblable à celle de la Baie de James. La période où le changement se manifeste le plus se situe à la fin de l'hiver et au début du printemps (mars-avril).

L'albédo est le seul facteur qui puisse changer l'apport total d'énergie disponible. Toutes les autres influences émanant d'un milieu donné sont le résultat d'une redistribution énergétique dans le temps et dans l'espace.

(ii) *Conductibilité thermique au sol*

Le premier facteur affectant la redistribution est la conductibilité thermique du sol. Il détermine l'ampleur du flux énergétique ascendant ou descendant, c'est-à-dire la somme d'énergie qui pénètre dans le sol et qui s'en échappe. Il est évident que ce facteur changera éventuellement la distribution de l'énergie puisqu'en général tout ce qui pénètre dans le sol doit en ressortir. Ceci change non seulement la quantité des flux ascendants à la surface, mais aussi la qualité. Étant donné que la relation flux-température est non-linéaire, il est entendu qu'une proportion relative des flux sera affectée.

Ce facteur sera cependant numériquement minime au niveau des divers processus de conductibilité dans le sol. Nous serons en présence d'une situation très différente lorsque le sol sera recouvert d'eau car une autre conséquence du changement de conductibilité dominera en raison des caractéristiques particulières du flux turbulent. L'ambleur du flux turbulent est fonction de la turbulence de l'air, qui à son tour est fonction de la vitesse du vent. Les flux turbulents d'autre part sont partie intégrante du bilan énergétique et doivent s'y adapter selon les besoins.

Puisque le terme « turbulent » décrit le degré de mélange et qu'il dépend du gradient vertical du paramètre, il appert que les besoins du mouvement turbulent et du bilan énergétique peuvent être équilibrés par le biais d'un ajustement des paramètres de surface. Lorsqu'il y a abondance d'énergie en surface, une autre forme de turbulence apparaît. Il s'agit de la turbulence thermique qui amplifie le mouvement dynamique turbulent.

Le moment critique où la conductibilité est importante se produit lorsqu'il y a une demande élevée venant de la turbulence dynamique. Dans ce cas, une faible conductibilité entraîne une réduction de l'énergie disponible par rapport à celle reçue au même instant. Dès lors, une grande turbulence dynamique drainera rapidement l'apport d'énergie causant une baisse de la température et une diminution du flux turbulent. Une conductibilité élevée augmentera la disponibilité de l'énergie emmagasinée. Plus la conductibilité est grande, moins la température de surface est perturbée et l'influence que peut avoir l'ampleur des flux turbulents sur le bilan de rayonnement sera amoindrie.

Exprimé autrement, on peut dire que la conductibilité détermine la quantité d'énergie emmagasinée et le temps qu'elle y demeure. Plus il y a d'énergie emmagasinée, plus le climat sera équilibré, tant au point de vue des variations diurnes que saisonnières. Une grande conductibilité déterminera dynamiquement plutôt que par rayonnement le climat de surface. Dans ce contexte, on peut s'interroger sur l'importance de la capacité d'emmagasinement calorifique. Ce paramètre varie très peu dans la nature, donc n'exerce aucune influence marquée. La capacité maximum d'emmagasinement est de l'ordre de 1 cal cm^{-3} deg^{-1} pour l'eau, tombant à 0,4 — 0,5 pour les sols. Même les sols desséchés et le bois sec ont une valeur de 0,1. Par contre, le conductibilité peut changer d'ordre de grandeur pour différents sols et rocs, et même par plusieurs ordres de grandeur si dans les calculs on tient compte d'une surface d'eau. Dans l'eau, la conductibilité en est une de turbulence, ce qui rehausse considérablement l'efficacité de la conductibilité physique normale. Elle se fait en deux temps : un refroidissement thermique des couches de surface produisant une densité plus grande que dans les couches inférieures ; ceci a pour résultat un renversement et un brassage complet de l'eau. Ce processus est si rapide que dans nos calculs nous le considérons comme instantané. Le deuxième processus qui survient par stratification stable, e.g., durant la phase de réchauffement, tire l'énergie pour le brassage à partir du mouvement des vagues dont l'aire de pénétration dépend de la vitesse du vent et de sa portée qui est fonction de l'étendue de la masse d'eau. La conductibilité turbulente sera donc augmentée selon l'étendue de la masse d'eau et variera considérablement au jour le jour. Ce qui veut dire que l'heure et l'intensité des quelques orages d'été sont critiques, car elles déterminent la quantité de chaleur emmagasinée dans l'eau.

Le tableau 2 donne quelques exemples où l'on a ajouté et soustrait l'énergie emmagasinée en variant les paramètres. Il existe une différence marquée entre l'eau et le sol, de même qu'il en existe une aussi entre une

grande et une petite masse d'eau et entre les lacs de profondeurs diverses. Un pourcentage minime de la différence entre l'eau et le sol découle de la différence dans l'absorption mentionnée au tableau 1. Cependant si on compare les chiffres on s'aperçoit que cette contribution est insignifiante. Le tableau 2 se termine en novembre au moment où la glace commence à se former au fur et à mesure selon la profondeur des masses d'eau ; dès lors, les comparaisons deviennent impossibles.

Tableau 2

Gain ou perte pour l'emmagasinage de la chaleur selon le type de lac
(cal. cm^{-2})

1967 période		*profondeur 16 m; étendue d'eau 10 km*	*profondeur 16 m; étendue d'eau 100 km*	*profondeur 33 m; étendue d'eau 1000 km*	*sol dénudé*
Juin	1/10	3533	5152	5806	40
	10/20	2515	4473	4898	70
	20/30	2567	4197	5959	223
Juil.	30/10	782	1814	3955	−1
	10/20	2958	2449	3832	178
	20/30	2181	2782	4705	124
Août	30/10	1218	−1306	2825	105
	10/20	1348	538	3200	224
	20/30	803	130	2320	103
Sept.	30/10	−1808	−2796	−169	101
	10/20	887	851	1700	235
	20/30	−6800	−7488	−7143	−110
Oct.	30/10	−4108	−4295	−5813	−16
	10/20	−2527	−2625	−4641	−9
	20/30	−2291	−2317	−4269	−71
Nov.	30/10	−5395	−5445	−8856	−154
	10/20	−5733	−5753	−9568	−126

Ce retard dans la formation de la glace est un facteur climatique très important. Une augmentation de la profondeur de l'eau de 16 m à 33 m retarde de 17 jours la formation de la glace. La question se pose à savoir s'il nous serait possible d'empêcher la formation de la glace en augmentant la profondeur de l'eau. Une expérience fut tentée à une profondeur de 150 m, soit la profondeur maximum où la chaleur de l'été peut pénétrer sous l'action des vents. Le résultat s'avéra négatif comme on s'y attendait, car dans notre programme la masse d'eau était relativement petite et l'air arctique continental d'hiver n'était pas modifié. Comme nous l'avons déjà indiqué, une grande étendue d'eau modifie la masse d'air ; de ce fait, s'il était possible à la nature de réchauffer l'océan à une grande profondeur, la région polaire pourrait être libre de glace.

Tableau 3

Variation du flux de chaleur dans le sol (cal. cm^{-2} $jour^{-1}$) en fonction d'une conductivité variable du sol.

(variation mesurée à partir d'un sol standard : contenance maximum d'eau 5 cm., conductivité saturée 14,0 cal/cm. hr. °C, conductivité sèche 1,4 cal/cm. hr. °C. Signe positif : flux accru vers le haut, signe négatif : flux accru vers le bas.)

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*J*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*
Contenance maximum d'eau : 15 cm	0	0	0	–2	12	–1	–1	1	–4	1	1	0
Conductivité du sol constante : 23,0 (pas de variation de contenance d'eau)	0	1	–2	–18	–29	–32	–18	9	8	26	5	2
Conductivité du sol constante : 1,4 (pas de variation de contenance d'eau)	–5	–2	4	–25	–5	4	5	18	2	–6	–6	–2
eau, étendue : 100 km., profondeur : 33 m	25	17	–6	–99	–35	1	65	142	174	582	948	421

Le tableau 2 indique la grande différence existant entre l'eau et la terre. La question qui se pose est la suivante : quels peuvent être les effets du changement de la conductibilité terrestre sur l'emmagasinement thermique ?

Les chiffres du tableau 3 donnent les flux terrestres pour un sol nu, en utilisant, premièrement, les valeurs de conductibilité normales selon les divers degrés d'humidité du sol, deuxièmement, les valeurs fixes de conductibilité pour un sol complètement sec et finalement les valeurs pour un sol mouillé. Il y a évidemment des différences entre ces trois types de sol, mais elles sont négligeables si on les compare à celles qui existent entre le sol et l'eau.

(iii) *Les facteurs modifiant le bilan hydrique*

Deux processus sont importants : les changements dans l'évaporation et le ruissellement. La plupart des changements en surface d'un milieu donné altèrent ces deux paramètres simultanément puisqu'il sont inter-dépendants par le biais de l'équation du bilan hydrique :

$$PR - QE + DS - RO + RI = 0$$

(Précipitation − évaporation + changement dans l'emmagasinement − le ruissellement + l'apport d'eau = 0).

Parmi les changements des conditions en surface, mentionnons d'abord la possibilité de modification de l'évapotranspiration potientielle pour une région donnée ou alors la possibilité d'utiliser les réserves d'eaux souterraines. La cause principale sera le changement dans le type de végétation.

Sans végétation, la possibilité d'évaporation est limitée par la vitesse avec laquelle l'eau peut, par capillarité, monter en surface. Ces colonnes d'eau capillaire se brisent rapidement dès que la surface du sol se dessèche, car l'évaporation diminue rapidement lorsque le sol passe de l'état de saturation après une pluie à l'état de sécheresse. Mais si le sol est recouvert de végétation, l'eau atteindra la surface à travers les plantes à un rythme beaucoup plus rapide. De plus, la surface soumise à l'évaporation augmente selon la couverture végétale (indice de la végétation). Une masse d'eau ne présente aucune de ces difficultés puisque l'évaporation est toujours potentielle.

La précipitation détermine l'ampleur des changements possibles de l'évaporation et si elle tombe à intervalles suffisamment rapprochés, la surface ne se dessèchera pas. Le type de végétation n'aura alors que peu d'influence sur les changements possibles. Par contre une précipitation irrégulière augmentera l'influence du type de végétation. Cette influence est relativement minime dans la région de la Baie de James (Voir le tableau 4 où l'on compare les taux d'évaporation selon les divers types de végétation).

Tableau 4

Évaporation pour diférents types de surface (cal. cm^{-2} jour^{-1})
Indice de feuillage : 0 : aucune végétation ; 2 : forêt normale ; 6 : couverture végétale totale (forêt très dense)

Contenance d'eau maximum :	*5 cm*	*5 cm*	*15 cm*	*lac*
Indice de feuillage,:	*0*	*2*	*6*	
Juillet	211	234	233	113
Août	171	204	239	253
Septembre	74	81	129	300
Octobre	71	86	90	200
Novembre	29	31	36	169
Décembre	7	7	7	11
Janvier	3	3	2	7
Février	13	8	4	17
Mars	41	36	38	31
Avril	103	108	123	27
Mai	115	132	152	53
Juin	196	206	196	168
Moyenne	86	95	104	112

La seconde possibilité de perturbation du bilan hydrique est le changement de la capacité d'emmagasinement de l'eau dans le sol. Une précipitation irrégulière entraîne une augmentation de l'évapotranspiration potentielle, c'est-à-dire une plus grande demande des réserves d'eaux souterraines. Une augmentation des réserves d'eaux souterraines augmentera le taux d'évaporation réelle. À un moment donné, chaque région atteindra des limites au-delà desquelles une augmentation des réserves d'eaux souterraines n'aura aucun effet sur l'évaporation. Le tableau 5 indique que cette limite semble atteinte lorsque la capacité de rétention d'eau est de 35 cm.

Tableau 5

Moyenne annuelle d'évaporation pour une végétation dense, et diférentes contenances d'eau maximum (cal. cm^{-2} jour^{-1})

Contenance d'eau maximum	5	15	35 cm
Évaporation	95	104	105

L'évaporation peut être augmentée par le biais d'une masse d'eau libre, et ce, de deux façons :

1. Les couches supérieures du sol perdront leur humidité à la suite d'une longue période de sécheresse même si le pouvoir de rétention est grand. Cependant l'évaporation réelle sera moindre que l'évaporation d'une surface d'eau libre aux dimensions équivalentes.

2. Le passage d'une part importante de l'énergie libérée à l'automne via les mécanismes de turbulences signifie que l'augmentation de l'évaporation est le résultat de l'augmentation de la conductibilité déjà discutée.

L'influence du bilan hydrique se résume à très peu de choses ; à changer simplement le mode de dépense d'énergie qui se fait de toute façon. Ces effets se font sentir plus profondément dans des climats secs, ce qui n'est pas le cas dans la région de Moosonee. En fait, il faut bien comprendre que même dans cette région l'évaporation de la masse d'eau est supérieure à la précipitation, du moins pour l'année étudiée, soit 1967/1968. Les chiffres du bilan hydrique pour un lac de 16 m de profondeur et de 100 km de largeur indiquent qu'une masse d'eau est entretenue uniquement par le ruissellement des régions avoisinantes dont les caractéristiques sont similaires. Le ruissellement n'est pas le résultat d'une surabondance de précipitation, mais d'une précipitation inégalement distribuée et d'une faible capacité d'emmagasinement ou d'infiltration de l'eau.

Une augmentation de la dépense d'énergie par l'évaporation abaissera la température locale.

Il existe un autre facteur de surface qui influence sensiblement le bilan hydrique. Il s'agit de l'eau, de sa grande mobilité, de son contenu élevé de chaleur. Cette eau peut donc importer ou exporter de l'énergie dans une certaine région. L'influence la plus évidente est l'exportation de l'eau provenant de la fonte des neiges au printemps. La neige est importée de l'atmosphère à l'état solide en hiver et l'équivalent calorifique de 80 cal/cm^3 est exporté, si l'on peut dire, et n'est pas disponible pour réchauffer l'atmosphère ou le sol lorsque la neige fondue ruisselle. Cette perte est des plus importantes car l'eau a été importée à des températures souvent beaucoup plus basses que 0° C et aura atteint au moment de l'exportation une température au-dessus de 0° C. Dans la région de Moosonee où la précipitation est relativement légère, cet export-import est minime, le total annuel étant moins de 2 000 cal, c'est-à-dire l'équivalent de l'apport de radiation à courtes longueurs d'ondes de quelques jours d'été. Cet export-import sera très important dans les régions où la précipitation en neige est abondante.

Un autre phénomène se produit au-dessus des masses d'eau où l'export-import se fait par le déversement des rivières ou le mixage des courants marins. Considérons d'abord l'importation d'eau chaude. La chaleur

de l'eau se définit comme suit : toute eau plus chaude que celle contribuant à l'équilibre du bilan hydrique d'un endroit donné.

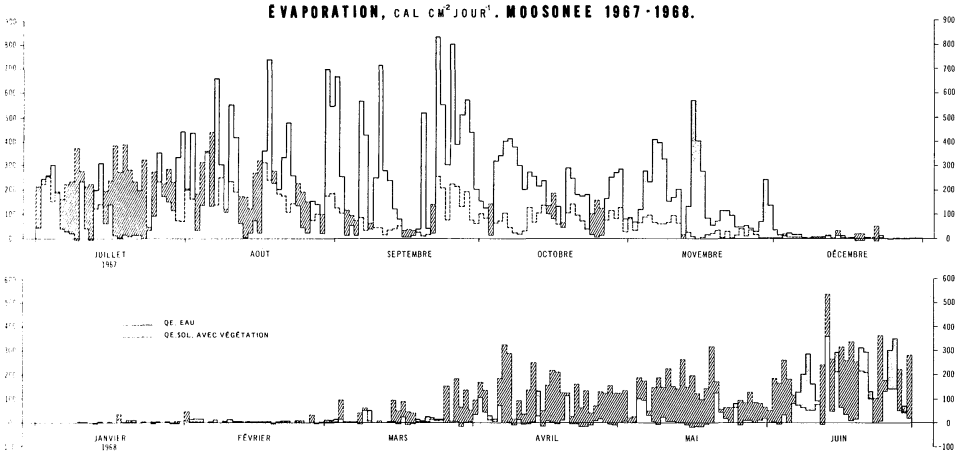
Il peut y avoir advection d'eau chaude comme il peut y avoir advection d'eau froide. On obtiendrait le même effet si à la fin de l'été on retirait toute l'eau de la surface qui a été chauffée pour la remplacer par l'eau plus froide provenant de l'hypolimnion. Ceci aurait pour effet de combiner les influences thermiques négatives d'une masse d'eau au printemps avec l'absence des effets positifs de l'automne.

Deux facteurs détermineront cette influence :

a) l'importance de la masse d'eau exportée à l'automne qui est remplacée par de l'eau provenant de l'hypolimnion ou par une eau froide venant de l'extérieur de la région ;

b) le degré de mixage de l'eau durant l'été.

Figure 1



Voici le résultat de nos expériences. La figure 1 donne les valeurs quotidiennes du flux de chaleur latente en cal cm^{-2} $jour^{-1}$ pour deux types de surface. Quotidiennement, les relations entre les deux flux ne sont pas constantes et n'approchent pas la valeur moyenne mensuelle donné au tableau 4. La différence est particulièrement marquée dans le flux de chaleur latente mais est observable dans tous les autres facteurs du bilan énergétique.

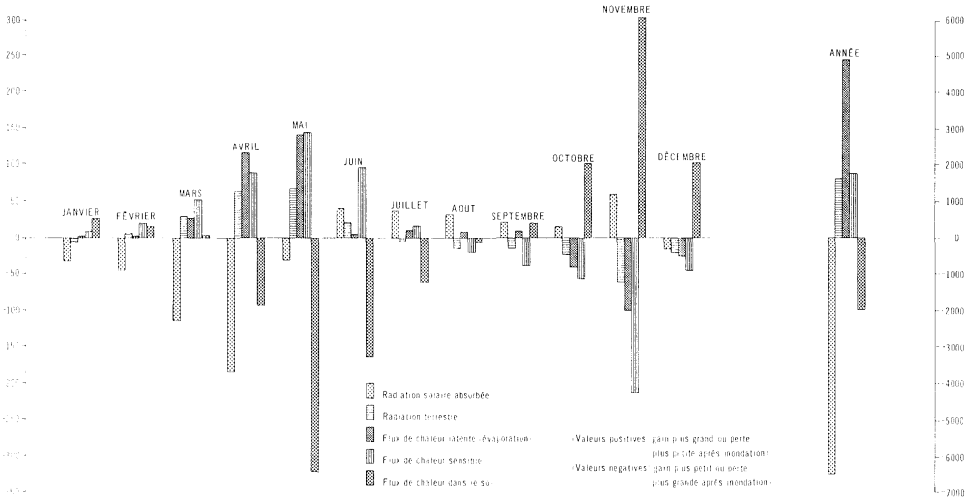
4. *CONCLUSION*

Dans cette recherche, nous considérons que les influences des divers paramètres sont valides quantitativement seulement si la situation initiale est identique en tous points. Et ce sera vrai seulement pour le lendemain de l'introduction d'un changement de la surface du milieu. Les jours sui-

vants la valeur d'un paramètre diffèrera puisque non seulement la température quotidienne est un facteur déterminant mais aussi à cause des conditions déjà existantes. On ne peut prédire que qualitativement les conséquences d'un changement de la surface du milieu à partir des lois physiques, même si elles sont connues. Seul un modèle traité par ordinateur peut prédire les événements avec justesse puisque les possibilités des diverses interactions sont si nombreuses que l'homme ne peut arriver rationnellement à les prévoir toutes. Tous les changements du bilan énergétique en surface apporteront des changements caractéristiques de la masse d'air au-dessus de la surface modifiée. Le degré de changement est dans une première approximation déterminé par le temps que l'air demeurera au-dessus de la région. La vitesse de déplacement de l'air déterminera le degré de modification de cette masse d'air. Puisque nous admettons que le changement en surface d'un milieu ne change en rien la vitesse ou la direction du mouvement de l'air, la modification de la masse d'air sera directement proportionnelle aux changements des paramètres du bilan énergétique atmosphérijue qui sont affectés à leur tour par les changements du budget en surface.

Figure 2

MODIFICATION DES TERMES DU BUDGET APRÈS L'INONDATION DE LA FORÊT, CAL CM^{-2} JOUR^{-1}.



Nous avons calculé des changements aux termes du bilan énergétique de surface pour une région boisée qu'on inonderait (voir figure 2). Cette évaluation de l'impact de la construction d'un barrage dans la région de Moosonee est basée sur l'hypothèse qu'à l'origine la région était recouverte d'une forêt de conifères moyennement dense et que le lac créé aura 33 m de profondeur avec en moyenne une trajectoire libre du vent sur l'eau de 10 km. Annuellement il y aura une réduction marquée de l'apport de chaleur par absorption de la radiation solaire, un réchauffement sous la surface, une diminution de l'évaporation (QE) ainsi que de la perte de chaleur sen-

sible. Toutefois l'évaporation et le flux de chaleur sensible seront plus grands qu'auparavant pour les mois d'octobre à décembre.

Ces changements affecteront évidemment la région près des rives du lac, mais les changements de masse d'air ainsi que les effets en aval du lac ne sont pas encore connus.

BIBLIOGRAPHIE

Sources citées

VOWINCKEL, E. et ORVIG, Svenn (1971) Synoptic Heat Budgets at Three Polar Stations. *Journal of Applied Meteorology. 10 (3) : 387-396.*

VOWINCKEL, E. et ORVIG, Svenn (1972) EBBA — An Energy Budget Programme. *Publication in Meteorology,* McGill University, Montréal 105, 50 pages.

RÉSUMÉ

VOWINCKEL, E. et ORVIG, Svenn : Répercussions météorologiques découlant de modifications naturelles ou délibérées de la surface : Principes généraux et prospectives, région de la Baie de James.

Les régions arctique et sub-arctique se prêtent merveilleusement à l'expérimentation du fait de la grande variabilité saisonnière de l'état de leurs surfaces glacées et neigeuses. Ces régions se prêtent bien aux études d'évolution climatique car en changeant les paramètres de surface on arrive à modifier significativement les processus d'échange par chaleur sensible et chaleur latente.

À l'Université McGill on a élaboré un modèle numérique, utilisant aussi bien les données synoptiques des stations météorologiques, les données de point de grille que les données climatiques moyennes afin de calculer les différents termes du bilan énergétique. La région de la Baie de James est intéressante à étudier dans cette optique. L'article décrit un traitement numérique expérimental de la région.

MOTS-CLÉS : Bilans thermique et hydrique, modifications de la surface, climat, météorologie, climatologie. Région de la Baie de James, Moosenee, Ontario, Québec, Canada.

ABSTRACT

VOWINCKEL, E. and ORVIG, Svenn : Meteorological consequences of natural deliberate changes in the surface environment : General principles with examples from the James Bay region.

The arctic and sub-arctic regions are very suitable for model experimentation because their snow and ice covered surfaces change markedly from season to season. These regions lend themselves well to studies of climatic change because, by changing the surface parametres, it is possible to modify significantly the exchange processes for sensible and latent heat.

A numerical model has been designed at McGill University, which can use either synoptic data, grid point data or climatic average data, for the calculation of the various terms in the energy balance. The James Bay region is interesting for studies of this kind, and the paper describes a numerical experiment from that region.

KEY WORDS : Thermal and hydrologic balance, surface modification, climate, meteorology, climatology. James Bay region, Moosonee, Ontario, Québec, Canada.