

## **Processus et facteurs géographiques régulant la température des rivières**

### **L'exemple de la Hoëgne**

par Thierry FRAEYS DE VEUBEKE

(Licencié en Sciences géographiques)

#### I. — AVANT-PROPOS

L'étude de la température des eaux connaît un regain d'intérêt depuis que l'homme modifie les conditions naturelles des rivières.

Le rythme d'accroissement de la consommation d'eau doit en effet nous conduire à une plus grande conscience de la qualité de cet élément. Le facteur température est l'un des plus fondamentaux par son influence sur plusieurs propriétés physiques, chimiques et biologiques, à telle enseigne qu'il est considéré comme facteur de contrôle majeur de la vie aquatique.

D'autre part, l'utilisation de l'eau comme réfrigérant dans les installations industrielles crée des problèmes d'ordre économique lorsqu'il s'agit de fleuves ou rivières au service de tout un bassin industriel.

De nombreux dommages ont été causés aux cultures, à la flore et à la faune aquatique par la « pollution thermique ». Celle-ci provient, outre le rejet d'eaux usées, de la construction de réservoirs, du déboisement de la végétation des rives et de l'irrigation artificielle au départ de barrages.

Avant d'envisager l'influence de l'homme sur le régime thermique des rivières, il convient d'étudier les facteurs naturels sous-jacents.

#### II. — INTRODUCTION

Une interprétation rationnelle du régime des températures des eaux est rendue complexe par le grand nombre de processus physiques et de paramètres géographiques en interaction qui gouvernent ce régime.

Pris isolément, les principaux processus physiques à considérer sont :  
— le rayonnement infrarouge, c'est-à-dire le rayonnement infrarouge de l'atmosphère, soustraction faite de l'émission propre de la rivière ;

- Le flux de chaleur latente impliqué dans l'évaporation ou la condensation ;
- Le flux de chaleur sensible impliqué dans les échanges pseudo-conductifs entre l'eau et l'air ;
- Les échanges thermiques entre l'eau et le fond de la rivière.

Ces processus peuvent prendre des valeurs très différentes suivant le contexte géographique : type d'écoulement et dimension de la rivière, nature du fond, écran porté au rayonnement, microclimat particulier des vallées, sans omettre des éléments perturbateurs, tel l'apport des eaux de source, des affluents et des eaux de ruissellement.

L'étude peut être envisagée selon deux démarches apparemment opposées, mais en réalité complémentaires. La première est celle du bilan thermique intégrant chaque processus considéré isolément. La seconde est celle de l'enregistrement de la température de l'eau suivi de la recherche d'une interprétation par les processus et les conditions géographiques.

La méthode du bilan thermique met en jeu un appareillage complexe, des mesures difficiles et l'emploi de formules complexes non affranchies de considérations empiriques. Elle ne s'applique que pour des laps de temps réduits et de petits tronçons de rivière.

Par opposition, l'observation de températures par appareils enregistreurs permet d'étudier simultanément plusieurs tronçons sur plusieurs années consécutives et fournit la base d'une sanction expérimentale de toute tentative de prédictions.

Les moyens d'investigation dont nous disposons ne nous ont pas permis une étude approfondie par l'une ou l'autre des démarches citées. Cette étude a donc un caractère prospectif.

Nous présentons ici les résultats d'une campagne de mesures tentant d'établir le bilan thermique d'un tronçon d'une rivière.

L'interprétation et les conclusions de cette étude font appel à d'autres campagnes de mesures non exposées dans le présent article.

### III. — DESCRIPTION DE LA RIVIÈRE

La rivière choisie pour notre expérimentation est la Hoëgne.

Elle prend sa source dans les tourbières des Hautes Fagnes, sur le versant sud de la Baraque Michel, à une altitude supérieure à 600 mètres, pour se jeter dans la Vesdre à Pepinster. La superficie du bassin d'alimentation atteint 20 000 hectares au confluent de la Vesdre. Les débits sont extrêmement variables, principalement en fonction des apports météorologiques :  $0,6 \text{ m}^3 \text{ sec}^{-1}$  en période d'étiage, jusqu'à plus de  $10 \text{ m}^3 \text{ sec}^{-1}$  en

période de crue (mesures extrêmes enregistrées à Pepinster). Partout l'écoulement de la Hoëgne est perturbé par un cailloutis grossier de 1 à 50 cm de diamètre, lui procurant une turbulence importante. A un bief étroit, rapide et peu profond, en succède un autre plus calme, large et profond. Une abondante végétation de rive — forêt de conifères, futaie de chênes et de bouleaux — fait office d'écran au rayonnement.

Nous avons choisi un tronçon de 2 km entre Polleur et Theux. La végétation de rive y est homogène et peu d'affluents perturbent le régime thermique.

#### IV. — MESURES EFFECTUÉES ET MÉTHODE D'ÉVALUATION DES PROCESSUS

Les mesures de la température d'eau ont été effectuées au moyen de thermomètres hydrographiques. La forte turbulence de la Hoëgne, conférant aux masses d'eau une conductibilité thermique élevée, permet d'avoir à un moment donné une température identique sur toute la section de la rivière. Même après une confluence, le mélange thermique est réalisé sur moins de 50 mètres. La précision des mesures approche dès lors 1/10 de degré.

Les mesures de la température de l'air ont été effectuées sous abri *météo* à 50 et 150 cm au-dessus de la rivière et dans un pré voisin où les conditions de rayonnement étaient optimales.

Toutes les mesures intervenant comme paramètres dans les processus et les facteurs suivants ont été enregistrées chaque demi-heure durant 28 heures d'affilée les 19 et 20 juillet 1975.

Un bilan thermique, somme algébrique des processus, a été effectué chaque demi-heure.

#### A. — FLUX DE CHALEUR LATENTE

$Q_v$  évalué au moyen de la formule de Traber, [2] (1) :

$$Q_v = 0,033 (P_v - P_e)^* \sqrt{v} \text{ cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1} \quad (\text{A})$$

où  $v$  = vitesse du vent en m/sec (enregistrée à 50 cm au-dessus de la rivière) ;

$P_v - P_e$  = déficit de saturation ;

$P_v$  = pression de vapeur saturante à la température de la rivière en mb ;

(1) Les chiffres entre crochets renvoient à la bibliographie *in fine*.

$P_e$  = pression de vapeur de l'air en mb évalué au moyen d'un psychomètre à aspiration du type Assman placé à 50 cm au-dessus de la rivière.

*Remarque :* De nombreuses formules d'évaporation sont proposées dans la littérature. Appliquées dans des conditions identiques, elles montrent une disparité des valeurs, la cause de cette dispersion provenant de la non-standardisation de ces mesures (type de temps et conditions de milieu).

Pour cette raison nous évaluons aussi l'évaporation journalière au moyen de la formule de Penman [7].

#### B. — FLUX DE CHALEUR SENSIBLE

$Q_c$  évalué au moyen du rapport de Bowen dans C. Riou [10] :

$$-Q_c = 0,61 \frac{T_e - T_a}{P_v - P_e} Q_v \quad (B)$$

où  $T_a$  représente la température moyenne de l'air enregistré sous abri *météo* à 50 cm au-dessus de la rivière ;

$T_e$  la température moyenne de l'eau.

$$\text{— Rapport de Bowen } B = \frac{Q_c}{Q_v} = 0,61 \frac{T_e - T_a}{* P_v - P_e} \quad (B')$$

#### C. — RAYONNEMENT

Rayonnement direct du soleil :  $Q_s$  ;

Rayonnement diffus du ciel :  $Q_{sd}$  ;

Rayonnement infrarouge de l'atmosphère :  $Q_a$  ;

Rayonnement infrarouge de la végétation :  $Q_t$ .

Démunis d'appareillage adéquat pour mesurer ces rayonnements de diverses longueurs d'onde, il est possible d'en connaître le rayonnement global ( $Q_s + Q_{sd} + Q_a + Q_t$ ) par un autre moyen.

Disposons au-dessus de la rivière et dans les mêmes conditions de rayonnement un bac d'eau de 10 cm de profondeur dont le fond est isolé par des plaques de frigolite. Mesurons les principaux paramètres intervenant dans les facteurs et processus réglant la température de l'eau du récipient ; nous pouvons, comme pour la Hoëgne, mais dans un système fixe, établir un bilan thermique et déterminer le montant du rayonnement global reçu.

$$Qg' = Qs + Qsd + Qa + Qt = \frac{dT_e}{1p} \times$$

$$\text{P.c.d. } \pm Qv \pm Qc + Qr \pm Qf \text{ cal.cm}^{-2}\text{min}^{-1} \quad (C)$$

où  $\frac{dT_e}{dt}$  = différence de température de l'eau ( $T_e$ ) en un moment ( $dt$ ) ;

$P$  = profondeur du récipient en cm ;

$c$  = chaleur spécifique de l'eau = 1 cal.g.dg.<sup>-1</sup> ;

$d$  = densité de l'eau  $\pm 1$  g.cm ;

$Qv$  = flux de chaleur latente évalué par la formule (A) ;

$Qc$  = flux de chaleur sensible évalué par la formule (B) ;

$Qr$  = rayonnement infrarouge de l'eau évalué par la formule (D) ;

$Qf$  = flux de chaleur entre l'eau et le fond du récipient supposé nul.

D. — RAYONNEMENT INFRAROUGE DE LA RIVIÈRE  $Qr$  ÉVALUÉ PAR LA FORMULE DE STEFAN ET BOLTZMAN (voir Eckel et Reuter, [2])

$$Qr = \epsilon GT \text{ cal.cm}^{-2}\text{min}^{-1} \quad (D)$$

où  $\epsilon$  = émissivité de l'eau compris entre 0,95 et 0,97 ;

$G$  = constante de Stefan et Boltzman :

$$= 0,813 \cdot 10^{-10} \text{ T}^{-4} \text{ cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$$

$T$  = température en degrés Kelvin.

E. — FLUX DE CHALEUR  $Qf$

On peut estimer la grandeur de ces échanges connaissant le gradient de température dans le lit de la rivière. En raison de la difficulté de réaliser ces mesures, on a recours à une autre méthode, analytique, pour évaluer  $Qf$ . En première approximation, on néglige le flux géothermique ; il ne représente que 0,00014 cal.cm<sup>-2</sup>min.<sup>-1</sup>.

En second lieu, on suppose que le flux de chaleur dans le fond de la rivière est imposé par la température de l'eau.

Si la variation diurne de cette température est traduite par une sinusoïde — ce que nos observations ont indiqué par ciel serein — on obtient, après résolution, l'équation suivante :

$$Qf = - \sqrt{k \frac{2 \pi Cv}{Per}} A. \cos \left( wt + \frac{\pi}{4} \right) \text{ cal.cm}^{-2}\text{min}^{-1} \quad (E)$$

où  $k$  = conductivité thermique

$$= 0,0065 \text{ cal.cm}^{-1}\text{sec}^{-1}\text{degr.}^{-1}$$

$cv$  = capacité calorifique

$$= 0,51 \text{ cal.cm}^{-3}\text{degr.}^{-1}$$

Valeurs correspondant à des roches de phyllades et de quartzites :

$A = \frac{1}{2}$  amplitude de la température de l'eau

$w = \frac{2\pi}{Per}$  avec Per : période de temps considérée diurne ou annuelle

t = temps en minute.

Ce flux est inexorablement imposé par les oscillations de la température de l'eau.

La figure 6 montre cette variation théorique estimée pour notre campagne de mesure.

Mais il n'est pas permis d'introduire Qf dans le bilan final. En effet, le lit tourmenté de la rivière ne permet pas d'évaluer la surface sur laquelle ces échanges se réalisent.

#### F. — VÉRIFICATION DES MESURES

Évaluant ainsi les principaux termes du bilan thermique, par période semi-horaire, et estimant le temps de parcours d'une masse d'eau au travers du tronçon A—B ainsi que la profondeur moyenne de la rivière, nous pouvons en omettant Qf prédire la température à la station aval.

$$(Te)_x = (Te)_o + t \frac{Q'g \pm Qv \pm Qc - Qr}{P} \quad (F)$$

ou  $(Te)_o$  = température d'une masse d'eau à la station amont A, au temps  $t_o$  ;

$(Te)_x$  = température de la même masse d'eau à la station aval B, au temps  $t_x$  ;

t = temps de parcours de la masse d'eau entre les stations ;

P = profondeur moyenne de la rivière en cm.

Comparant les températures observées et calculées à la station aval, nous obtenons un moyen de vérification global des processus du bilan thermique, sans distinguer les erreurs.

Par les moyens utilisés, ces processus sont dépendants. Une sous-estimation de l'évaporation dans le bilan thermique des récipients entraîne une sous-estimation de Q'g ou rayonnement global. Par voie de conséquence, la température calculée sera sous-estimée.

De même, le flux de chaleur latente à la surface de la rivière sera sous-évalué par l'emploi de la même formule. Cette sous-évaluation sera majorée d'ailleurs si la turbulence de la rivière augmente effectivement l'évaporation. Ceci tend à augmenter la précision dans l'estimation de la température. Le même raisonnement est tenu pour les échanges pseudo-conductifs.

Dès lors, la vérification des mesures concerne principalement le flux de chaleur eau-fond.

## V. — TYPE DE TEMPS ET MICROCLIMAT

Durant notre campagne, les caractéristiques dominantes du type de temps ont été :

- advection d'une masse d'air très humide et relativement chaud du sud-ouest ;
- couverture nuageuse importante avec quelques éclaircies la journée du 19 juillet 1975, bruine (stratus), précipitations continues le 20 ;
- en altitude les vitesses du vent ont atteint des valeurs comprises entre 10 et 30 nœuds.

Les fig. 1 et 2 présentent les données microclimatiques. La journée du 19, quelques éclaircies de moins d'un quart d'heure ont conféré à l'air des températures maximales de 16°9 (50 cm au-dessus de la rivière). Par suite de l'advection de masse d'air maritime, l'humidité relative la plus basse a atteint 91 % (13 h). La saturation a été observée dès 16 h. Les vitesses de vent ont été très faibles.

La journée du 20, la stabilité a de nouveau eu tendance à s'installer dès 11 h. La nuit, dès 22 h, une large éclaircie a produit un minimum de température de l'air de 12°4. La Hoëgne étant relativement chaude, un volume d'eau plus important conféré par les précipitations lui ont permis de stocker un surplus de calories : une convection s'est donc produite.

Généralement (particulièrement par nuit claire) au-dessus du sol, la convection cesse dès le coucher du soleil, laissant place à la stabilité, en raison du déficit radiatif important de la terre, refroidissant les masses d'air à leur base.

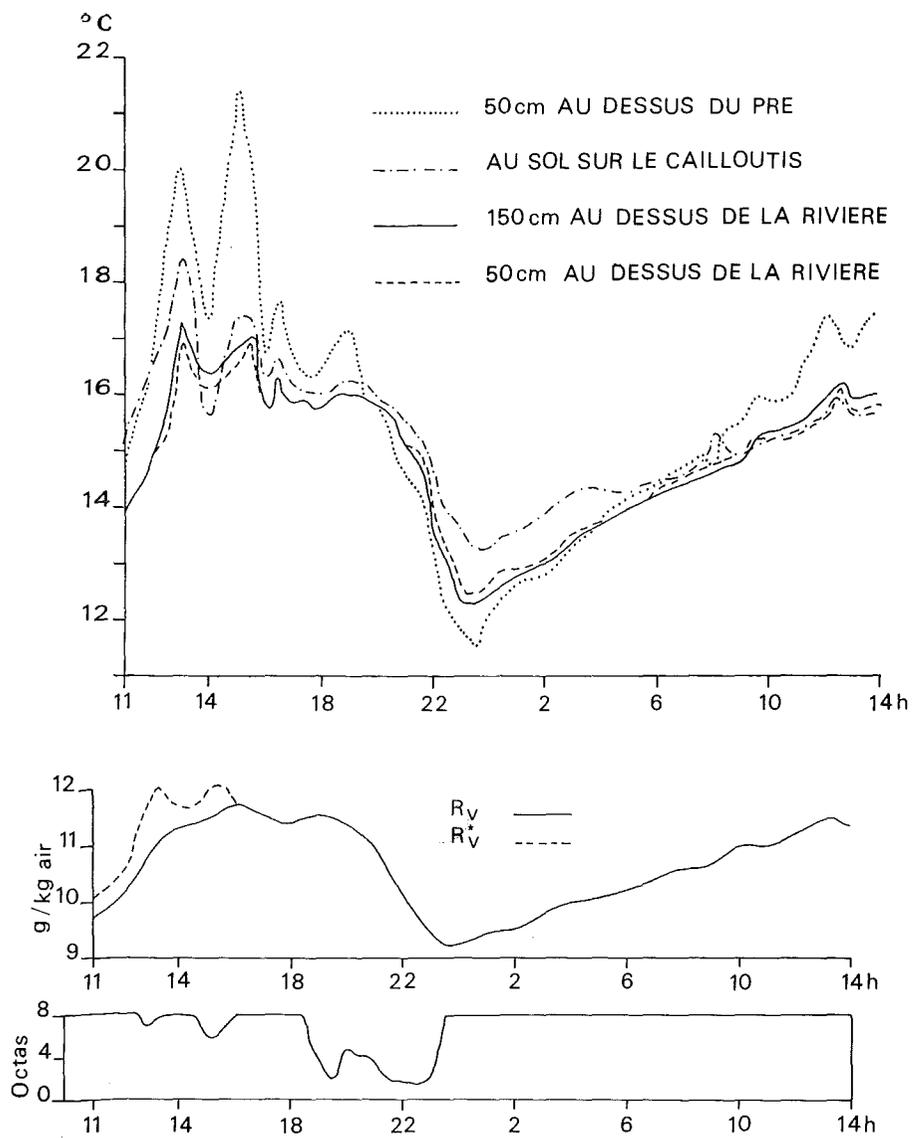
Au-dessus d'une rivière, les conditions sont différentes. Le cours d'eau a une inertie thermique plus importante, variable suivant la profondeur moyenne. Lors du rayonnement solaire, sa température sera inférieure à celle du sol exposé avoisinant et inversement la nuit.

De plus, dans le cas de la Hoëgne, l'écran porté par la végétation de rive empêche un ensoleillement le jour et atténue la déperdition de rayonnement de grande longueur d'onde la nuit (piège à infrarouge).

Dès lors, cette instabilité provient des masses d'air refroidies au contact du sol voisin et advectées au-dessus du cours d'eau relativement plus chaud. Cette poussée est produite par un appel d'air créé justement par la convection.

L'amplitude prise par la température de la Hoëgne a été de 1°8 (station A) et 1°3 (station B).

Un fait, constamment vérifié tout au long de nos campagnes, est le retard prononcé du maximum et du minimum de la température de l'eau vis-à-vis des extrêmes de la température de l'air : le maximum se présente



VITESSE DU VENT	DE 11 a 20h	DE 20h a 14h
50 cm AU DESSUS DE LA RIVIERE	0.03 m/h	0 m/h
200 cm AU DESSUS DE LA RIVIERE	78 m/h	0 m/h

FIG. 1. — Microclimat au-dessus de la Hoëgne.

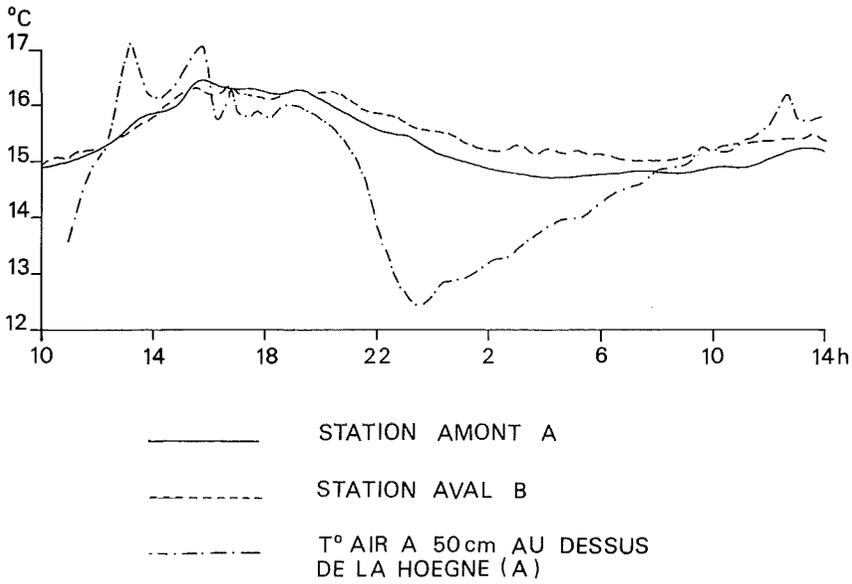


FIG. 2. — Température de la Hoëgne aux deux stations d'observation (19 et 20 juillet 1975).

vers 16 h, voire 17 h, le minimum au lever du jour, soit un décalage respectivement de 8 h et 6 h. Ce décalage, observé par de nombreux auteurs (Ishikawa [4], Smith [11], Trufas [13]) peut avoir plusieurs composantes. Un débit important conjugué à une profondeur moyenne importante

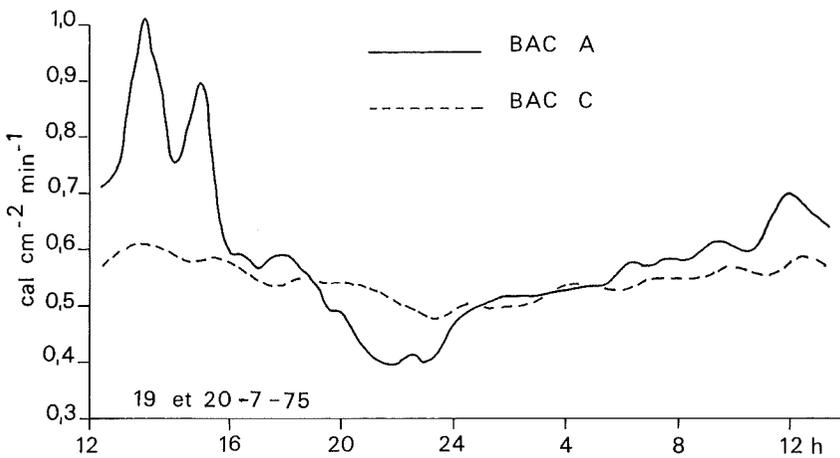


FIG. 3. — Rayonnement  $Q_g$  reçu par le plan d'eau des récipients.

répartit le nombre de calories reçues ou échangées sur un volume plus grand et, dès lors, la rivière marque une réponse plus lente aux processus qui la gouvernent.

D'autre part, un débit plus important favorise une vitesse moyenne plus élevée, réduit le temps d'action des sollicitations extérieures et favorise un transfert d'énergie en aval ou transfert longitudinal.

D'après nos mesures, dans des conditions très diverses de débit, il apparaît qu'aucune relation univoque ne peut être établie entre le déphasage des extrêmes de température de l'eau vis-à-vis de l'air et le débit, du moins en ce qui concerne de petits cours d'eau (la Hoëgne en particulier). En fait, la plus grande différence a été fonction des types de temps.

## VI. — VALEURS PRISES PAR LES PROCESSUS DU BILAN THERMIQUE

### A. — RAYONNEMENT GLOBAL $Q_g$

La fig. 3 quantifie par la formule (D) les variations semi-horaires du rayonnement global ( $Q_g$ ) reçu dans les deux conditions d'effet-écran (2). Les écarts importants coïncident avec les éclaircies observées indiquant une ségrégation moins prononcée de la végétation vis-à-vis du rayonnement diffus.

Le bilan de rayonnement global représente la différence entre la somme des radiations de diverses longueurs d'onde et l'émission propre de la rivière (D) : il a été de :

0,018 cal.cm<sup>2</sup>min<sup>-1</sup> avec des extrêmes de :

+ 0,045 cal.cm<sup>-2</sup>min<sup>-1</sup> pour une masse d'eau parcourant le tronçon entre 12 et 16 h ;

et - 0,050 cal.cm<sup>-2</sup>min<sup>-1</sup> entre 23 et 0 h 30.

Il peut entrer en ligne de compte pour expliquer le réchauffement de la Hoëgne entre les 2 stations.

Le bilan de rayonnement infrarouge, que l'on peut évaluer uniquement la nuit entre 20 h 30 et 5 h 30, procure une perte moyenne de - 0,035 cal.cm<sup>-2</sup>min<sup>-1</sup> à la Hoëgne, pertes relativement importantes com-

---

(2) En raison des faibles vitesses de vent enregistrées, il est évident que les flux de chaleur latente et sensible intervenant dans le calcul de  $Q_g$ , formule (A) et (B), ont été quasi nuls. En utilisant la formule de H.L. Penman [7] pour ces flux, le rayonnement global est majoré de 10 %. La nuit, le rayonnement infrarouge évalué au moyen de la formule de Geiger et Angström [3] a indiqué un écart de 2,1 % par rapport à nos mesures dans les conditions d'écran minimum : soit une valeur moyenne de 0,491 cal.cm<sup>-2</sup>min<sup>-1</sup> par notre bilan thermique et 0,481 cal.cm<sup>-2</sup> min<sup>-1</sup> par la formule de H.L. Penman [7].

parées à d'autres campagnes et relatives à une importante éclaircie nocturne et aux températures d'eau élevées.

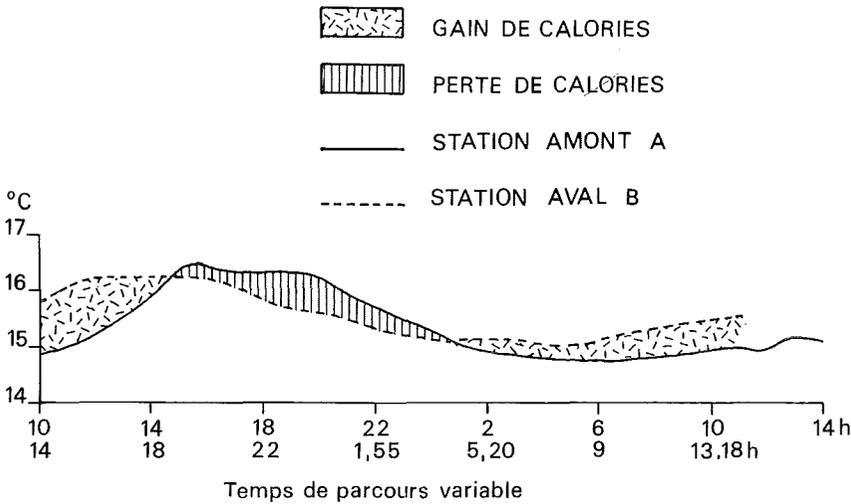


FIG. 4. — Evolution de la température de la Hoëgne parcourant le tronçon A-B.

Ce bilan a été nul pour une masse d'eau partant à 5 h à la station A et arrivant aux alentours de 8 h, deux kilomètres en aval. Supposons ce bilan nul à mi-parcours, c'est-à-dire à 6 h 30. Or, la fig. 4 représentant l'évolution réelle des températures d'eau parcourant le tronçon, indique des pertes égales au gain entre 24 h 45 et 4 h 45, soit approximativement à 2 h 30. Ce décalage de 4 h entre calcul et observations n'est relatif qu'à de faibles différences de température (0,3°C).

Il semble néanmoins qu'il faille invoquer d'autres facteurs et processus expliquant cette différence : les échanges pseudo-conductifs et le flux eau-fond.

Quoi qu'il en soit, la nuit le bilan de rayonnement infrarouge opère un contrôle majeur sur l'évolution des températures.

#### B. — LES ÉCHANGES DE SURFACE $\bar{Q}_V$ ET $Q_c$

*Flux de chaleur latente.* — Comme nous l'avons signalé à propos des observations microclimatiques, le déficit de saturation a indiqué une condensation dès 8 h, la journée du 20 ; sinon l'évaporation a toujours pu se produire. L'évaluation de ce flux par la formule de Traber (A) [2] a indiqué des valeurs quasi nulles ( $-0,004 \text{ cm}^{-2}\text{min}^{-1}$ ) par suite des faibles

vitesses du vent. Par contre, l'utilisation de la formule de Penman [7] pour une moyenne journalière a indiqué des pertes correspondant à  $0,057 \text{ cal.cm}^{-2}\text{min}^{-1}$  (3).

*Flux de chaleur sensible.* — Il est démontré par l'utilisation de la formule de Traber dans le rapport de Bowen (B) que ce flux a également montré des valeurs négligeables.

En utilisant la formule de Penman [7] pour  $Q_v$ , le flux de chaleur sensible a prouvé une perte de  $0,026 \text{ cal.cm}^{-2}\text{min}^{-1}$  pour la rivière.

La fig. 5 indique les valeurs prises par le rapport de Bowen. Les rapports négatifs ont signalé un flux de chaleur sensible favorisant un gain de calories pour la rivière, alors que l'évaporation se produisait toujours. Le 19, à 11 h et de 16 h à 7 h, le 20, la rivière perdant ses calories par flux de chaleur latente et sensible et les masses d'air étant saturées dès 16 h, les rapports ont été élevés et quasi constants ( $B = 0,59$ ).

Mais le 20, dès 8 h, jusqu'à 14 h, les masses d'air toujours saturées étant plus chaudes que l'eau, les échanges de surface ont favorisé un gain de calories pour la Hoëgne et les rapports de Bowen ont été régulièrement égaux à 0,61 (4).

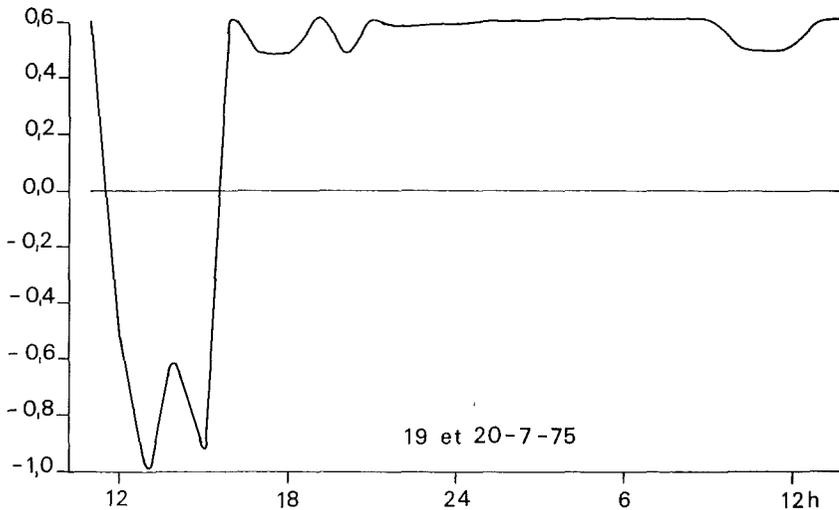


FIG. 5. — Valeurs du rapport de Bowen.

(3) Il est évident que ces formules d'évaporation doivent être utilisées dans des conditions de type de temps moyen, pour des périodes de temps plus grandes, une année, là où elles ont été élaborées. Seul un appareillage adéquat mesurant avec précision des coefficients d'Austauch [4] devrait être utilisé pour des évaluations journalières.

(4) Les inflexions entre 10 et 12 h, le 20, proviennent de températures d'air et d'eau proches : ce qui introduit une indétermination dans la formule ( $B'$ ).

C. — FLUX DE CHALEUR EAU-FOND  $Q_f$ 

La fig. 6 représente les variations théoriques du flux de chaleur eau-fond estimé suivant la formule (E).

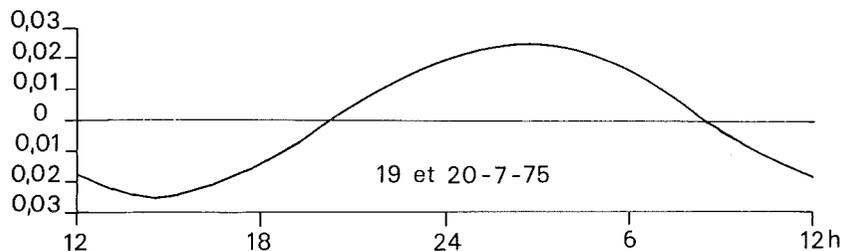
VALEURS PRISES PAR LE FLUX DE CHALEUR EAU-FOND ( $Q_f$ )

FIG. 6.

Le fond aurait cédé ses calories de 20 h 30 à 8 h 30, en aurait soustrait à la rivière de 12 h à 20 h 30 et après 8 h 30.

Comparé à la variation de la température de l'eau, il est intéressant de constater que ce flux est décalé de  $\pi/4$  radians. Suivant l'importance du flux (contrôlé par l'amplitude de la température de la rivière)  $Q_f$  dévie systématiquement cette température.

D'autre part, nous n'avons pas introduit  $Q_f$  dans le calcul de la température (F) en raison de l'impossibilité d'évaluer la surface des échanges. Si l'on considère cette surface 3 fois supérieure à celle affectant les autres processus, ce qui revient à utiliser une profondeur moyenne 3 fois plus faible, les échanges eau-fond auraient atteint des valeurs maxima de  $\pm 0,022 \text{ cal.cm}^{-2}\text{min}^{-1} \times 3$ , soit des valeurs aussi importantes que le bilan de rayonnement infrarouge (5).

Durant notre campagne, un fait capital à signaler, a été la modification du débit entre les averses signalées. Ce débit est passé de  $0,17 \text{ m}^3/\text{s}$  à  $0,43 \text{ m}^3/\text{s}$  en 24 h, mais correspondait également à une modification de la largeur de la rivière à la station A, passant de 6,1 m à 7,2 m, ce qui signifie que l'équilibre entre l'eau et le fond a constamment été rompu sur près de 20 % de la surface d'échanges, favorisant des échanges différents.

Le flux de chaleur venant de masses d'eau successives parcourant le tronçon entre 12 h 30 et 16 h 30 aurait atténué la température de l'eau

(5) Correspondant à un lit composé d'un cailloutis moyen de 5 cm de rayon.

de  $0^{\circ}7$  ; par contre le flux de chaleur imposé par le fond aux masses d'eau parcourant le tronçon entre 24 h 30 et 3 h 55, procurerait seulement un gain maximal de  $0^{\circ}50$  à la rivière. Entretemps, l'augmentation du débit produite permet aux calories de se répartir sur un volume plus grand et de subir moins longtemps l'action de ce processus.

D'autre part,  $Q_f$  peut expliquer en partie les positions des extrêmes, maximum et minimum, de température de l'eau particulièrement tardives.

#### D. — RÉSUMÉ DES VALEURS JOURNALIÈRES ACCORDÉES AUX PROCESSUS

Rayonnement global  $Q_g$  :

0,543 cal.cm<sup>-2</sup>min<sup>-1</sup> (par la formule de Traber)

0,600 cal.cm<sup>-2</sup>min<sup>-1</sup> (par la formule de Penman)

Bilan de rayonnement global  $Q_g - Q_r$  :

0,018 cal.cm<sup>-2</sup>min<sup>-1</sup> (par la formule de Traber)

0,055 cal.cm<sup>-2</sup>min<sup>-1</sup> (par la formule de Penman)

Bilan de rayonnement infrarouge (de 20 h 30 à 5 h 30) :

0,035 cal.cm<sup>-2</sup>min<sup>-1</sup>

Flux de chaleur latente  $Q_v$  :

0,057 cal.cm<sup>-2</sup>min<sup>-1</sup> (Penman)

0,004 cal.cm<sup>-2</sup>min<sup>-1</sup> (Traber)

Flux de chaleur sensible  $Q_c$  :

0,002 cal.cm<sup>-2</sup>min<sup>-1</sup> (Traber)

0,026 cal.cm<sup>-2</sup>min<sup>-1</sup> (Penman)

Flux de chaleur eau-fond (théorique) :

moyenne journalière nulle

extrême de :

-0,020 cal.cm<sup>-2</sup>min<sup>-1</sup> de 12 h 30 à 16 h 30

et de :

+0,021 cal.cm<sup>-2</sup>min<sup>-1</sup> de 24 h 30 à 3 h 55.

#### E. — VÉRIFICATION DES MESURES

La prévision de la température à la station B (fig. 7) par la formule (F) nous renseigne (si l'évaluation des autres processus est exacte) sur l'importance du flux de chaleur eau-fond ( $Q_f$ ), par comparaison avec les températures observées.

L'interprétation de ces résultats est délicate, étant donné le faible écart absolu entre les deux variations (écart maximum de  $0^{\circ}7$ ).

Néanmoins, la déviation systématique de la température (exposée au paragraphe C) est observable. A 3 h, lors du flux maximum engendrant

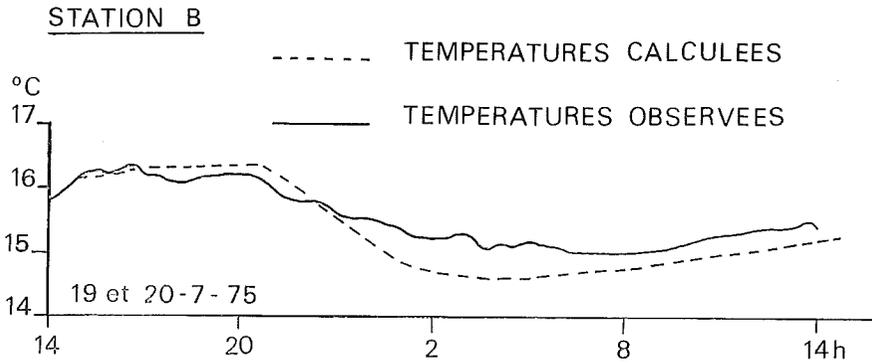


FIG. 7.

un gain de calories pour la rivière, la déviation atteint  $0^{\circ}7\text{C}$ . Précédemment, nous l'avions estimé à  $0^{\circ}5$  entre 24 h 30 et 3 h 55 par l'emploi de la formule (E).

D'autre part, entre 12 h 30 et 16 h 30, la déviation calculée théoriquement est de  $0^{\circ}7$  et nulle par comparaison des variations de température. Enfin, le développement théorique indique des échanges nuls à 20 h 30 et 8 h 30, tandis que la comparaison des températures réelles et calculées les indique comme étant nuls à 22 h 30 et minimales, mais toujours positifs à 8 h 30.

Mais il est évident que de nombreuses erreurs se surimposent et notamment : les échanges de surface affectant également la détermination du rayonnement global (6), mais surtout la profondeur moyenne réelle affectant les échanges eau-fond et la rupture d'équilibre entre l'eau et le fond par suite des modifications du débit.

Enfin, il est possible que l'endroit choisi pour évaluer  $Q_g$  ne représente pas les conditions moyennes de rayonnement dans le tronçon.

## VII. — CONCLUSION

Nos campagnes de mesures ont indiqué une instabilité convective nocturne dans les premières couches d'air au-dessus de la Hoëgne. En fait, la température du sol avoisinant est réglée par un flux interne et un gradient, tandis que celle de la rivière résulte d'un mélange instantané ; de plus, le milieu confiné de la Hoëgne (végétation de rive) empêche une

(6) Dans ce cas-ci, l'erreur provient essentiellement de l'importance de la turbulence de la rivière modifiant les échanges de surface (voir paragraphe F concernant la vérification des mesures).

déperdition en infrarouge. Cela engendre des températures d'eau de plusieurs degrés supérieures à celles du sol. Les masses d'air advectées au-dessus de la rivière sont rendues instables par réchauffement à la base.

Cette instabilité, ainsi que la nature turbulente de l'écoulement de la rivière, devrait favoriser des échanges pseudo-conductifs élevés. Mais la détermination des flux de chaleur latente et sensible n'est pas affranchie de considérations empiriques ; l'observation de la température doit, semble-t-il, fournir la seule sanction expérimentale des échanges de surface. D'après notre campagne, il semble que la nuit, ces échanges soient faibles et que seul le bilan de rayonnement infrarouge ainsi que le flux de chaleur eau-fond opèrent.

La journée, la végétation jouant un rôle efficace aux rayonnements de petites longueurs d'onde, une stabilité freine les échanges pseudo-conductifs par des coefficients d'« Austausch » faibles [3].

La comparaison entre températures observées et calculées peut rendre compte de la régulation de température engendrée par les échanges eau-fond. Dans le cas de la Hoëgne, pour deux raisons, ce processus peut jouer un rôle essentiel. Ces échanges sont directement proportionnels à la demi-amplitude de la variation et celle-ci grâce à une faible profondeur, peut prendre des valeurs considérables (jusqu'à plus de 5°). En second lieu, le matériau caillouteux du lit confère une conductivité thermique et une capacité thermique élevées ainsi qu'une profondeur moyenne théorique faible (volume d'eau divisé par la surface du fond) favorisant ces échanges. D'autre part, on comprend mieux le retard du minimum de la température de l'eau sur celui de l'air, retard qui peut se présenter beaucoup plus tôt durant la nuit, par suite de l'arrivée d'une masse nuageuse, bloquant une part importante du rayonnement et favorisant un bilan d'énergie positif sur la première couche du sol. Par contre, l'émission infrarouge du plan d'eau reste importante, la température y est plus élevée et l'émissivité proche de l'unité. Il faut attendre le réchauffement prononcé des masses d'air ainsi que l'action d'autres processus pour compenser les pertes.

Le retard du maximum de la rivière sur celui de l'air et du rayonnement peut varier de moins d'une heure à près de quatre heures, aussi bien dans un drain forestier (débit de 10 litres/sec.) que dans la Hoëgne. Ce synchronisme semble exclure un retard lié à l'inertie : transfert d'énergie de l'amont ou retard lié à la profondeur moyenne. Parmi les processus du milieu environnant, l'avance de 3 heures du maximum des échanges eau-fond sur celui de la température de l'eau pourrait être invoqué.

## BIBLIOGRAPHIE

- [1] DOGNIAUX R. — *Eclaircissement énergétique par ciel serein des parois orientées et inclinées*, Institut Royal Météorologique de Belgique, Série B, n° 1, p. 25, Bruxelles.
  - [2] ECKEL O. und REUTER H. — *Zur Berechnung des sommerlichen Wärmeumsatzes in Flussläufen*, dans *Geografiska Annaler*, 32, 1950, pp. 188-209.
  - [3] GEIGER R. — *The climate near the ground*, Cambridge Mass, 1971, 611 p.
  - [4] ISHIKAWA Isao. — *Diurnal changes of the water temperature in a stream*, dans *Tokyo Univ. Sci. Repts. (7th Ser.)*, *Geogr.* 19, 1970, pp. 181-192.
  - [5] LAVIS M.E. et SMITH K. — *Reservoir storage and the thermal regime of rivers, with special reference to the river Lune, Yorkshire*, dans *The Science of the Total Environment*, 1, 1972, pp. 81-90.
  - [6] NISHIZAWA T. et YAMABE K. — *Change in downstream temperature caused by the construction of reservoirs*, dans *Science Reports of the Tokyo Kyoiku Daigaku, Section C*, vol. 10, n° 100, 1970, pp. 237-252.
  - [7] PENMAN H.L. — *Natural evaporation from open water, bare soils and grass*, dans *Proc. Roy. Soc. London A*, 193, 1948, 120 p.
  - [8] PLUHOWSKI E.J. — *Urbanization and its effect on the temperature of the streams on Long Island, New-York*, dans *Geological Survey Professional paper*, 627-D, 1970, 107 p.
  - [9] PLUHOWSKI E.J. — *Clear cutting and its effects of the water temperature of a small stream in Northern Virginia*, dans *Geological Survey Research*, 8006, 1972, pp. 257-262.
  - [10] RIOU C. — *La Détermination pratique de l'évaporation*, Orstom, Mémoires n° 80, 1975, 236 p.
  - [11] SMITH K. — *River water temperature on environmental Review*, dans *Scottish Geographical Magazine*, V 88, n° 3, 1972, pp. 211-220.
  - [12] SWIFT L.W. et MESSER J.B. — *Forest cuttings raise temperatures of small streams in the Southern Appalachians*, dans *Journal of Soil Conservation*, V. 26, n° 3, 1971, pp. 111-116.
  - [13] TRUFAS V. — *Quelques aspects du régime thermique des rivières de Roumanie*, dans *Revue roumaine de Géographie*, Série de Géographie Physique, 13, 1969, pp. 63-71.
-

