

**ETUDE DE LA VARIATION SAISONNIERE DES
PHENOMENES DE MELANGE DANS L'HYPOLIMNION
DU LEMAN**

Campagne 1987

PAR

ULRICH LEMMIN, CLAUDE PERRINJAQUET, WALTER H. GRAF

LABORATOIRE DE RECHERCHES HYDRAULIQUES

ECOLE POLYTECHNIQUE FEDERALE DE LAUSANNE

RESUME

Des mesures de profils de température de haute précision et de haute résolution ont été effectuées à huit positions différentes durant l'année, à un intervalle de temps de deux semaines à un mois. Durant les périodes de déstratification et de mélange hivernal (jusqu'en mars) les gradients de température horizontaux entre le Petit Lac et le Grand Lac augmentent continuellement; ce phénomène suggère qu'un échange de masse d'eau, sous forme de courants de densité, peut avoir lieu entre les couches profondes des deux bassins. Durant la période de stratification, de fréquentes inversions de température ont été observées dans l'hypolimnion du Grand Lac. Pour cette période, les coefficients verticaux de diffusion turbulente ont été calculés, par la méthode des gradients de flux, à partir des profils de température pour une couche de 80 m située dans la partie supérieure du lac. Les coefficients varient entre $K_z = 10^{-2}$ et $10^1 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$; il montrent une tendance saisonnière avec les valeurs les plus basses en août. Les coefficients calculés à l'aide des équations de diffusion pour les basses couches de l'hypolimnion sont de l'ordre de $2 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

1. INTRODUCTION

La distribution de quantité de mouvement, de chaleur et de matière en suspension dans un lac est déterminée en partie par les processus de mélange. Le mélange vertical, considéré habituellement comme important pour la détermination de l'état trophique du lac, est contrôlé par les processus ayant lieu à la surface. La compréhension des processus d'échanges verticaux sert de base à la modélisation numérique du cycle des nutriments et à la gestion de l'eau. Durant le cycle annuel de stratification et de déstratification, deux situations de mélange vertical peuvent être rencontrées. Pendant la mise en place de la stratification, la balance entre l'apport de chaleur et l'énergie mécanique due au vent conduit à la création et au renforcement de la thermocline. Durant cette période, un mélange vertical a lieu sous forme de diffusion. Cela implique l'apparition d'un transfert vertical (vers le bas) entre les couches adjacentes de la colonne d'eau. Il s'agit d'un processus continu qui peut être décrit par un coefficient de diffusion.

Par contraste, durant la déstratification de l'automne/hiver, la perte de chaleur en surface conduit à un refroidissement des masses d'eau superficielles à une température plus basse que celle des couches immédiatement inférieures. Dans ce cas, l'échange vertical n'a plus lieu entre couches voisines, mais la couche la plus froide de la surface s'enfoncera jusqu'à trouver une couche de densité équivalente et ceci sans mélange significatif avec les couches supérieures. Selon le degré de stratification, cela donne lieu à des déplacements verticaux de plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres. Ce processus, appelé refroidissement convectif, est le processus d'échange vertical dominant durant l'automne/hiver. Il ne peut plus être décrit par un modèle de diffusion verticale et aucun coefficient de diffusion ne peut être donné pour cette période de l'année.

Un processus important, résultant du refroidissement convectif durant l'hiver, est la formation de courants advectifs dans les parties peu profondes du lac. Dans ces régions, les couches d'eau froide de la surface ne peuvent plus descendre à leur niveau d'équilibre de densité à cause de la faible profondeur. Le refroidissement convectif dans ces régions du lac conduit donc à un refroidissement plus rapide de cette partie du lac. Comme ce déséquilibre horizontal de densité ne peut persister, l'eau plus froide des régions peu profondes s'écoulera vers les régions plus profondes du lac. Ce mouvement est appelé courant de densité. Dans le Léman ceci a lieu entre le Petit Lac, peu profond, et le Grand Lac. L'eau froide riche en oxygène du Petit Lac est transportée dans l'hypolimnion du Grand Lac à l'aide de courants de densité. Donc le renouvellement des eaux profondes durant l'hiver a lieu en partie à l'aide de processus autres que les mélanges verticaux. Ces processus deviennent plus importants au fur et à mesure que la température de l'air baisse.

Le taux de mélange vertical est exprimé habituellement par un coefficient de mélange (ou de diffusion). Par le fait qu'on admet que les processus de mélange de chaleur et de matière se déroulent au même rythme, la température est fréquemment utilisée comme un traceur et les coefficients de mélange sont calculés à l'aide des variations de température. Ils sont fonction du temps mais leurs valeurs dépendent aussi des échelles de temps et d'espace appliquées, ainsi que des conditions climatiques. Donc un coefficient calculé par une couche de 10 m d'épaisseur sur une période complète de stratification diffère beaucoup de celui calculé pour une couche de plusieurs centimètres à l'intérieur de la thermocline sur une période de quelques minutes. Plusieurs techniques existent pour la détermination de ce coefficient, et l'utilisation de l'une ou l'autre de ces méthodes dépend des échelles de temps et d'espace envisagées. Pour cette étude, nous cherchons des coefficients de diffusion pour des couches de quelques mètres et sur des périodes de temps d'un mois.

Dans ce rapport, nous présentons d'abord le développement de la distribution de température, puis nous calculerons les coefficients de diffusion pour la période d'augmentation de la stratification.

2. MESURES

Des profils de température ont été mesurés aux points S01 à S6 indiqués sur la figure 1. Les mesures ont été faites avec un instrument profileur de très bonne résolution et de haute précision, permettant de prendre au moins deux valeurs de température par mètre avec une résolution de 0.001 °C. Les profils aux différentes stations ont été pris le même jour. Les mesures peuvent donc être considérées comme quasi synoptiques.

3. DEVELOPPEMENT DE LA DISTRIBUTION DES TEMPERATURES

Une vue générale de la distribution des températures durant l'année 1987 est présentée par des isothermes construites pour les points S3 (centre du Grand Lac) et S6 (centre du Petit Lac) (figure 2). Les dates pour lesquelles des mesures ont été effectuées sont indiquées par des flèches en dessous de l'axe du temps. Les isothermes pour des températures supérieures à 16 °C ne sont pas indiquées, mais près de la surface la température peut être supérieure à 20 °C. La stratification est rapidement détruite au début de l'année et il y a une brève période (fin mars) durant laquelle le Grand Lac est homotherme sur la base des isothermes présentées. Mais les données montrent qu'il subsiste des gradients de température de l'ordre de quelques centièmes de degrés. Durant la même période le Petit Lac est également homotherme. Le refroidissement dans le Petit Lac est plus rapide que dans le Grand Lac et la différence de température entre les deux parties pour la couche 0-50 m peut excéder 1 °C. De telles différences horizontales de densité ne sont pas stables et requièrent des échanges d'eau entre les deux bassins. Ce point sera analysé avec plus de détails plus loin. Durant les périodes de réchauffement et du début de refroidissement (jusqu'à octobre), le taux de développement des stratifications, profondeur et structure de la thermocline des deux bassins est beaucoup plus semblable que celle observée durant la phase de déstratification.

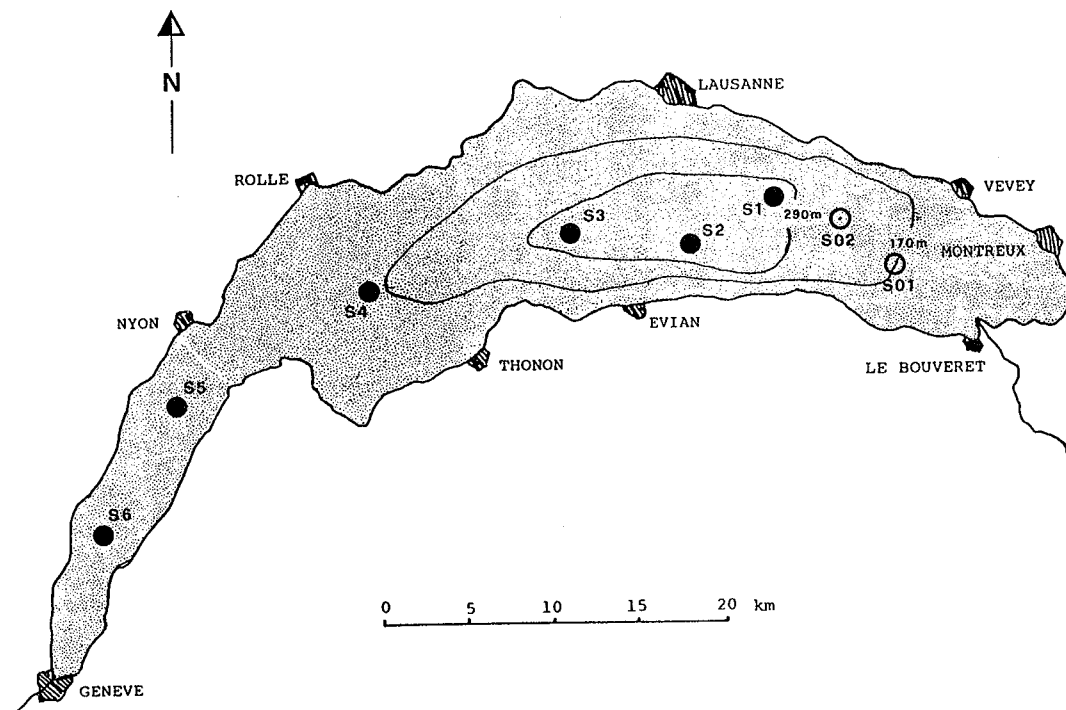


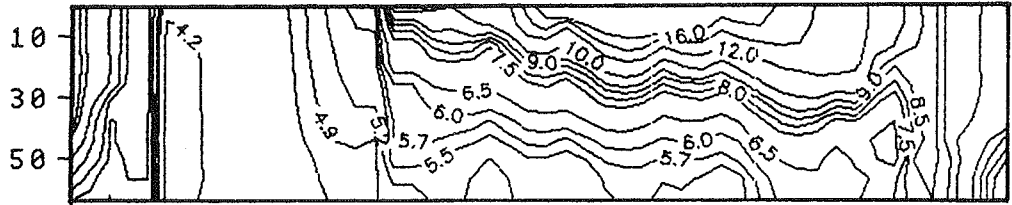
FIGURE 1 : SITUATION DES STATIONS DE MESURES S1 A S6 ET S01 ET S02

A fin décembre tout le Petit Lac est notablement plus froid que le Grand Lac et dans le Petit Lac il y a aussi un gradient de température horizontale, le côté le plus froid étant vers Genève. Cette situation persiste en mars lorsque les températures dans le Petit Lac et dans le Haut Lac (S01, S02) sont bien en dessous de celles du Grand Lac (figure 3). Il reste encore une faible stratification dans le Grand Lac avec quelques variations entre les trois stations S1, S2 et S3 dans les couches intermédiaires. Les couches de fond dans le Grand Lac sont homothermes. Dans le Petit Lac et à la station S4, on trouve une forte stratification dans les couches près du fond. Cette situation pourrait être le résultat du refroidissement plus rapide du Petit Lac. L'existence d'une situation identique à S4 indique que cette eau froide du fond coule du Petit Lac vers le Grand Lac. Comme la température de ces masses d'eau est bien en dessous de celles mesurées dans le Grand Lac, on peut s'attendre à ce que cette eau plonge vers le fond du Grand Lac sous la forme d'un courant de densité, comme mentionné ci-dessus. Donc le renouvellement de l'eau dans le Grand Lac provient en partie des courants de densité de l'eau riche en oxygène du Petit Lac. Ce résultat est une indication qu'un processus d'échange horizontal non diffusif a lieu entre les deux bassins.

La stratification commence à se développer en avril; en mai la thermocline est en place. Depuis ce moment-là, la profondeur de la thermocline augmente presque linéairement jusqu'à fin octobre. Dans les couches en dessous de 90 m, les variations de température en fonction du temps sont très faibles. Des inversions de température de plusieurs centièmes de degrés entre couches de plusieurs mètres d'épaisseur existent fréquemment dans l'hypolimnion. La forme de l'isotherme 4.9 °C est partiellement influencée par ce phénomène.

Des comparaisons entre les différentes stations montrent que, durant la période de stratification, les différences horizontales de température sont inférieures à 0.5 °C dans les couches près de la surface. Avec l'augmentation de la profondeur, ces différences diminuent jusqu'à devenir inférieures à 0.1 °C dans l'hypolimnion. Les différences horizontales entre les deux bassins n'augmentent que durant la déstratification.

station S6 année 1987



station S3 année 1987

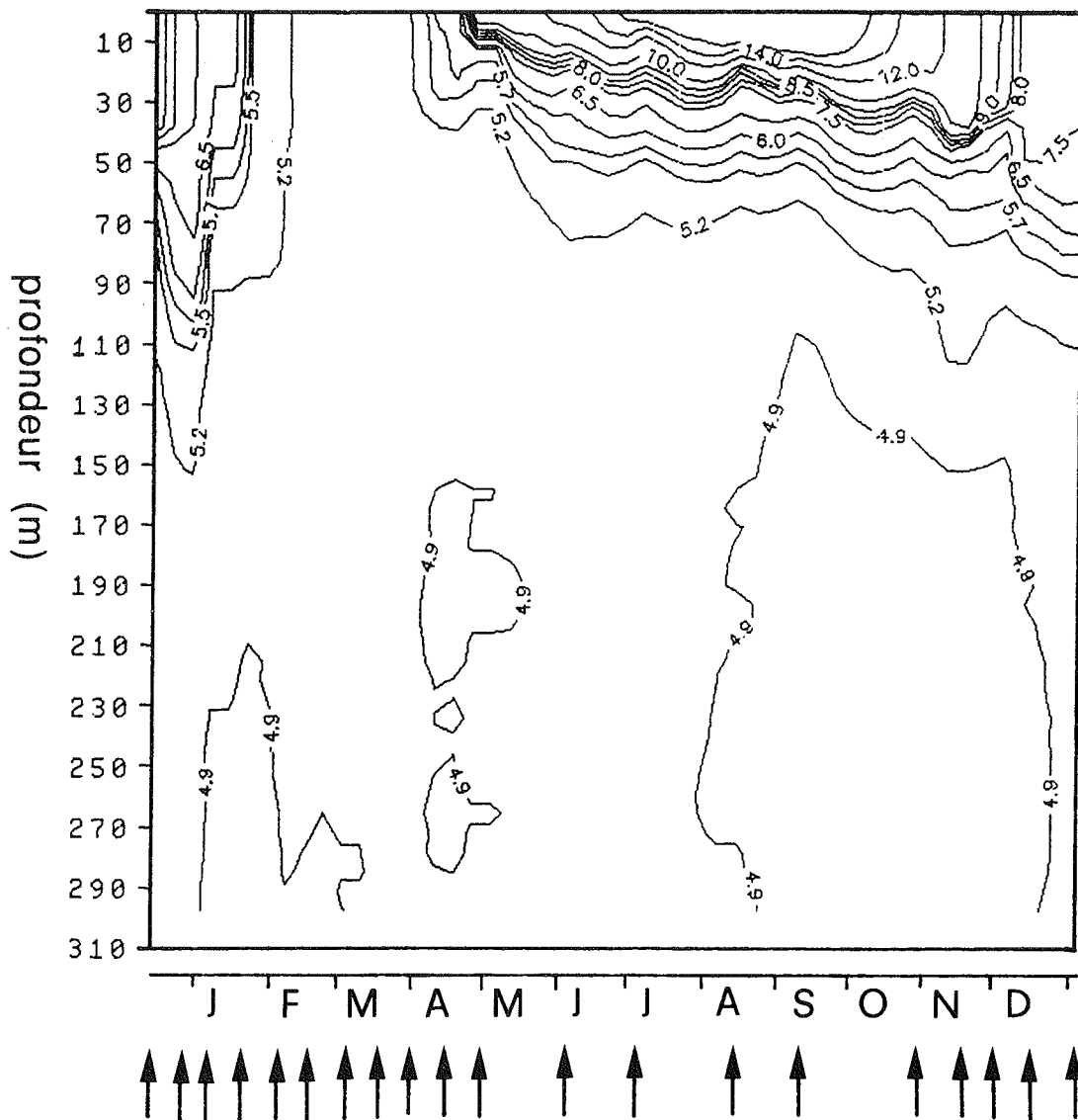


FIGURE 2 : EVOLUTION ANNUELLE (1987) DE LA DISTRIBUTION VERTICALE DE LA TEMPERATURE A LA STATION S6 DANS LE PETIT LAC (65 M DE PROFONDEUR) ET A LA STATION S3 DANS LE GRAND LAC (295 M DE PROFONDEUR). LES ISOTHERMES SONT CALCULEES A PARTIR DES PROFILS DE TEMPERATURE PRIS LES JOURS INDICUES PAR LES FLECHES

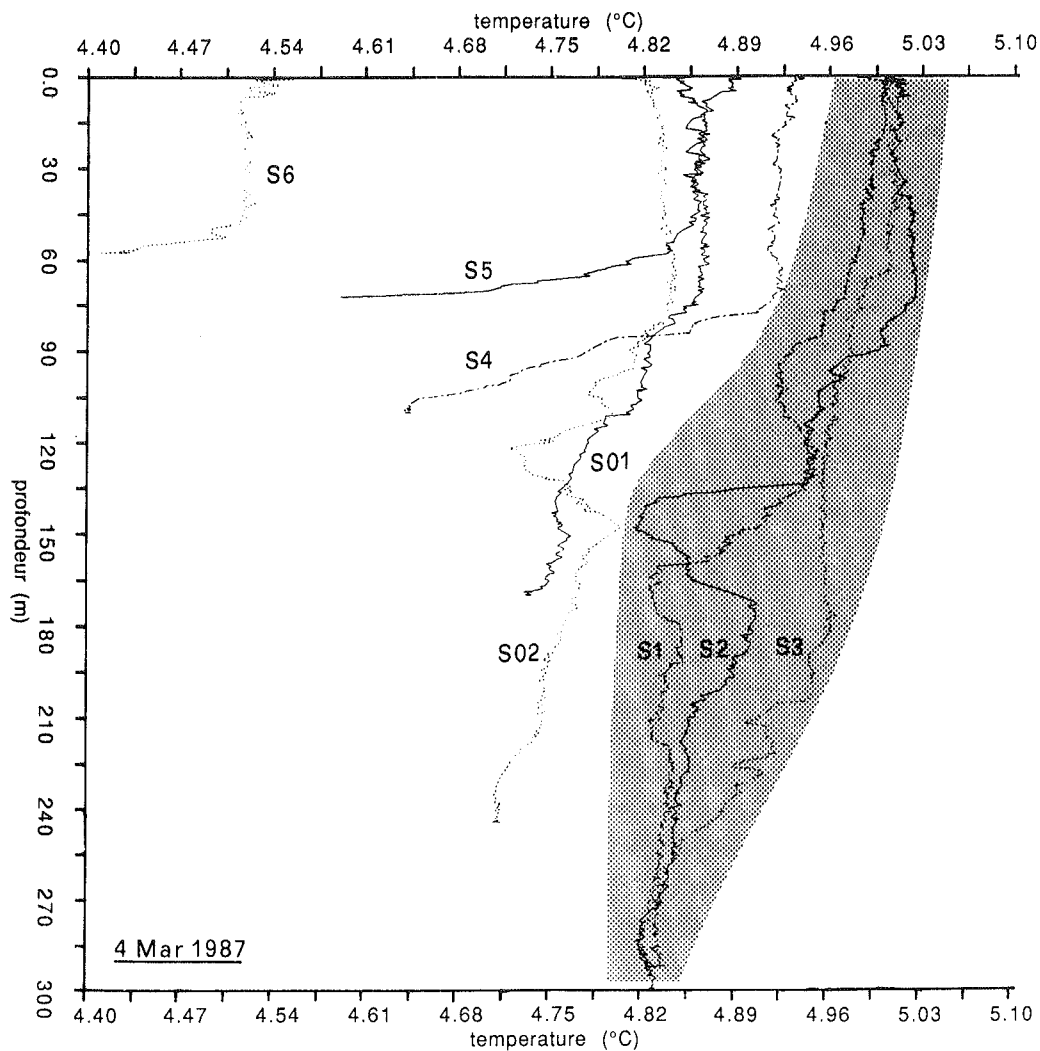


FIGURE 3 : ASSEMBLAGE DES PROFILS DE TEMPERATURE DE TOUTES LES STATIONS POUR LE 4 MARS 1987. LES TEMPERATURES DANS LE PETIT LAC ET LE HAUT LAC SONT PLUS BASSES QUE CELLES DANS LE GRAND LAC. LE GRADIENT HORIZONTAL LE PLUS IMPORTANT SE TROUVE DANS LE PETIT LAC ENTRE S5 ET S6. MEME SI ON A DES DIFFERENCES DE TEMPERATURE ENTRE LES TROIS STATIONS DANS LE GRAND LAC DANS LES COUCHES INTERMEDIAIRES (100 A 200 M), LA TEMPERATURE AU FOND RESTE CONSTANTE ET A PEU PRES EGALE ENTRE CES STATIONS

4. COEFFICIENTS DE DIFFUSION THERMIQUE VERTICAUX

4.1 CALCUL A L'AIDE DE LA METHODE DU GRADIENT DE FLUX

Les coefficients verticaux de diffusion ont été calculés à l'aide des profils de températures par les méthodes des gradients verticaux de flux de chaleur (JASSBY et POWELL, 1975). L'augmentation de température (chaleur) en dessus d'un certain intervalle de profondeur (Δz) est mesurée sur un intervalle de temps (Δt); on mesure également le gradient sur un intervalle de profondeur ($\Delta T/\Delta z$). La relation entre le flux de chaleur mesuré et le taux de diffusion verticale est donnée par la loi de FICK comme suit :

$$K_z = \frac{\int_{z_1}^{z_{\max}} \lambda(z) \cdot (\Delta T / \Delta t) dz}{A(z_1) \cdot (\Delta T / \Delta z) z_1}$$

$A(z)$ est la surface à la profondeur z .

Cette formule est valable pour une couche d'épaisseur Δz pour laquelle $\Delta T/\Delta z$ est considéré comme constant. Cette épaisseur changera en fonction de la stratification. En général cette équation ne donne de bons résultats que si les données sont prises avec de petits intervalles de profondeur et une bonne résolution de température.

Dans l'équation ci-dessus il est évident que cette méthode ne peut être appliquée que lorsque le flux de chaleur est positif (gain de chaleur du lac). Ceci est vrai depuis le début du printemps (mars) à la fin de l'été (septembre). De mars à mai il y a encore des périodes assez fréquentes de fort refroidissement convectif relié au cycle journalier de température. Donc c'est seulement de mai à septembre que des coefficients significatifs peuvent être calculés.

Les coefficients de diffusion ont été calculés à partir des enregistrements de température de l'année 1987. Une couche de 4 m d'épaisseur a été choisie et les calculs ont été effectués jusqu'à 80 m de profondeur. Par le fait que les gradients de température sont faibles en temps et en profondeur et que les inversions sont observées (voir plus haut), cette méthode ne donne pas de bons résultats pour les couches plus profondes. Les coefficients pour les stations S1, S2, S3, dans le Grand Lac, sont tous du même ordre de grandeur (figure 4a); Les stations dans le Petit Lac donnent des valeurs semblables.

Il y a une dispersion des valeurs et les profils verticaux de ces coefficients ne suivent pas des courbes régulières. Ceci n'est pas surprenant puisque ces coefficients ont été calculés à l'aide de profils individuels. Un lissage peut être obtenu en utilisant des profils moyens calculés sur plusieurs années. Actuellement nos données ne sont pas suffisantes pour faire cette opération. Les ordres de grandeur des coefficients de diffusion verticaux trouvés ($2 \cdot 10^{-2} < K_z$ ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$) $> 10^1$) sont comparables à ceux rencontrés dans la littérature pour les lacs suisses (LI, 1973, IMBODEN et al., 1983) et les Grands Lacs Nord américains (MURTHY et OKUBO, 1977). Représentés en fonction du temps, les coefficients montrent une tendance saisonnière (figure 4b). Le mélange vertical est encore fort en mai, durant le début du développement de la stratification. Les valeurs minimales des coefficients sont rencontrées en août lorsque la stratification est la plus forte et que l'énergie apportée par le vent est minimale. L'augmentation en automne est le signe d'un fort mélange vertical, conséquence de l'augmentation de l'apport d'énergie due au vent. Durant cette même période de l'année le refroidissement convectif commence à devenir important.

4.2 CALCUL A L'AIDE DE L'EQUATION DE DIFFUSION

Comme la méthode des gradients de flux n'est pas applicable pour la partie profonde de l'hypolimnion à cause de faibles gradients en temps et en profondeur, le calcul pour ces couches a été fait à l'aide de l'équation de diffusion :

$$K_z = (\Delta T / \Delta t) / (\Delta^2 T / \Delta z^2)$$

Par le fait que des inversions sont observées, il n'est pas possible d'appliquer systématiquement cette équation. Cependant, un ordre de grandeur peut être estimé pour les gradients observés aux alentours de 200 m de profondeur. L'augmentation de température entre mai et août est d'environ 0.02 °C (entre août et septembre la température baisse), le gradient vertical reste aux alentours de 0.015 °C pour 10 m. La valeur de K_z en résultant vaut 0.023 cm².s⁻¹.

Cette méthode de calcul sera utilisée à l'avenir. Mais avant que cela puisse être fait en détail, la dynamique des inversions doit être mieux comprise.

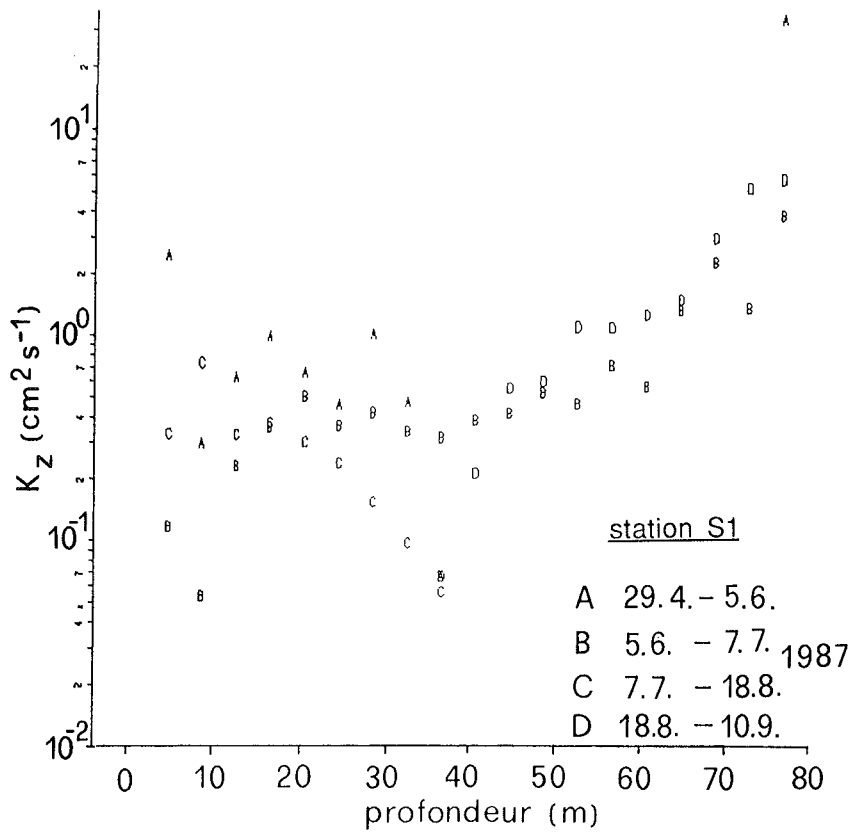
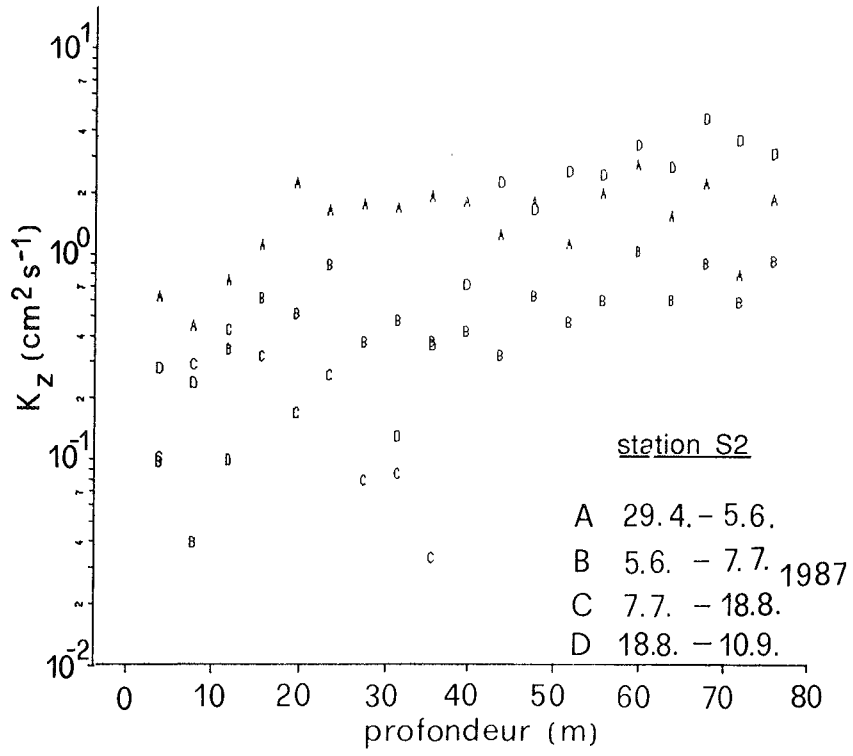
5. CONCLUSIONS

Au terme de notre première année complète de mesures de température grâce à nos instruments de haute précision/résolution, il nous est possible de montrer ce qui suit :

- a) Durant la période de déstratification, les différences horizontales de température entre le Grand Lac et le Petit Lac deviennent progressivement plus forte jusqu'en mars. Comme ces différences sont instables, elles requièrent un échange de masses d'eau entre les deux bassins. Par le fait que les températures sont plus basses dans le Petit lac, de l'eau riche en oxygène de ce dernier peut couler dans les couches profondes du Grand Lac sous la forme de courants de densité. C'est donc par des échanges non diffusifs que l'eau profonde du Grand Lac est renouvelée.
- b) Durant la période de stratification, les différences horizontales de température entre les stations dans le Grand Lac et les stations dans le Petit Lac sont > 0.5 °C. Ces différences deviennent plus faibles avec l'augmentation de la profondeur et sont de l'ordre de 0.1 °C près du Grand Lac. Le sens des gradients près du fond restent constants dans le temps. Aucune explication de ce fait ne peut être donnée pour le moment.
- c) Les coefficients de diffusion verticaux dans les premiers 80 m supérieurs du lac, là où il y a de forts gradients, sont du même ordre de grandeur que ceux trouvés dans d'autres lacs. Il y a une variation saisonnière, avec un minimum en juillet/août, lorsque la stratification est la plus forte et l'apport d'énergie par le vent le plus faible. Dans le but de réduire la dispersion des valeurs calculées, les données devraient être lissées. Le procédé optimal de lissage ne pourra être déterminé que lorsque davantage de données seront à disposition.
- d) Les coefficients de diffusion verticaux pour les couches profondes de l'hypolimnion, estimés à l'aide de l'équation de diffusion, sont de l'ordre de 0.02 cm².s⁻¹.

BIBLIOGRAPHIE

- IMBODEN, D.M., LEMMIN, U., JOLLER, T., et SCHURTER, M., (1983) : Mixing Processes in Lakes : Mechanisms and Ecological Relevance. *Schweiz. Z. Hydrol.*, 45, 11-49.
- JASSBY, A., et POWELL, T., (1975) : Vertical Patterns of Eddy Diffusion during Stratification in Castle Lake. *Limnol. Oceanogr.*, 20, 530-543.
- LI, Y., (1973) : Vertical Eddy Diffusion Coefficient in Lake Zürich. *Schweiz. Z. Hydrol.*, 35, 1-7.
- MURTHY, C.R. et OKUBO, A., (1977) : Interpretation of Diffusion Characteristics of Oceans and Lakes Appropriate for Numerical Modeling. Symposium on Modeling of Transport Mechanisms in Oceans and Lakes. Proc. Manuscript Report Series No 43, Dept. of Fisheries and Environment, Ottawa, 129-135.



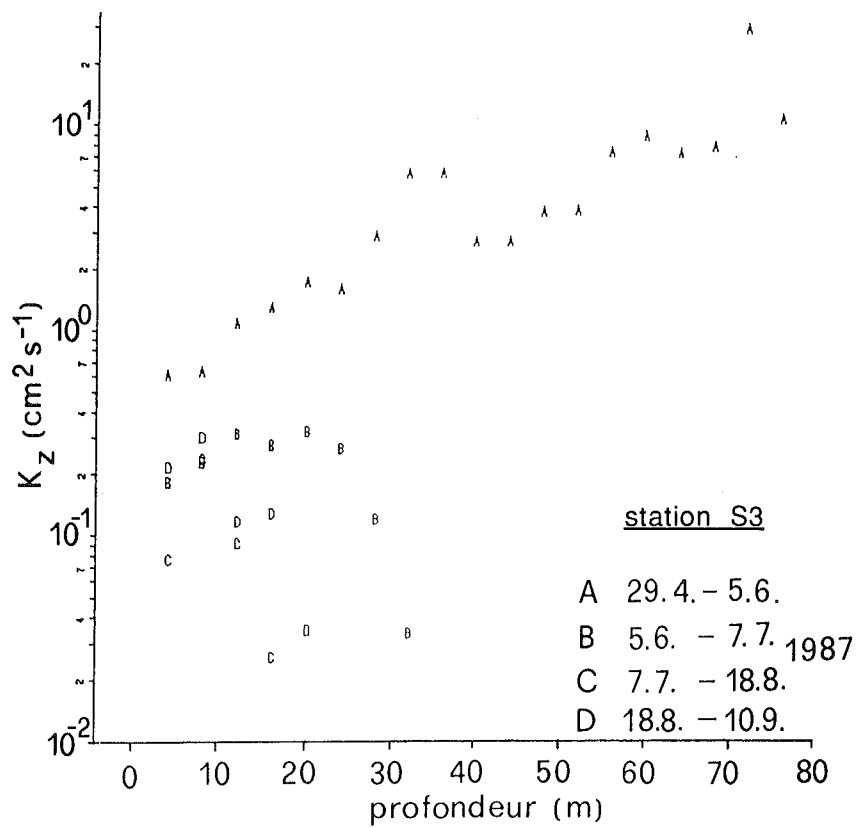
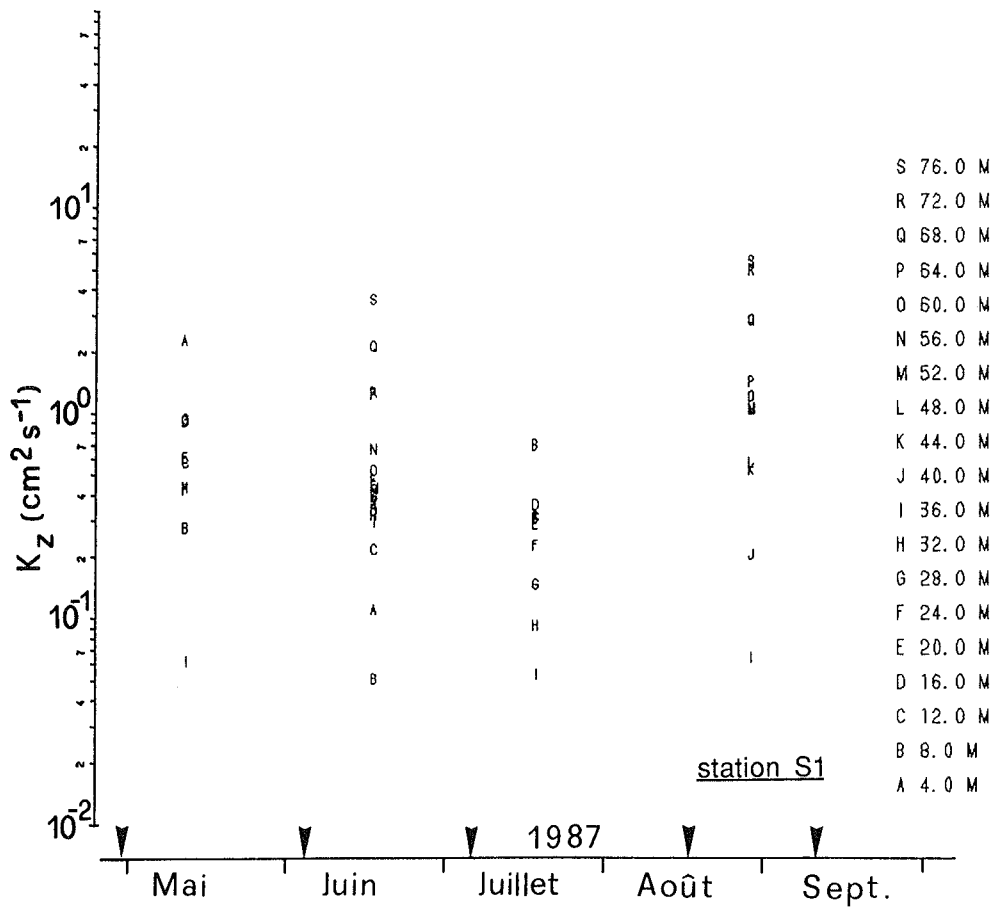
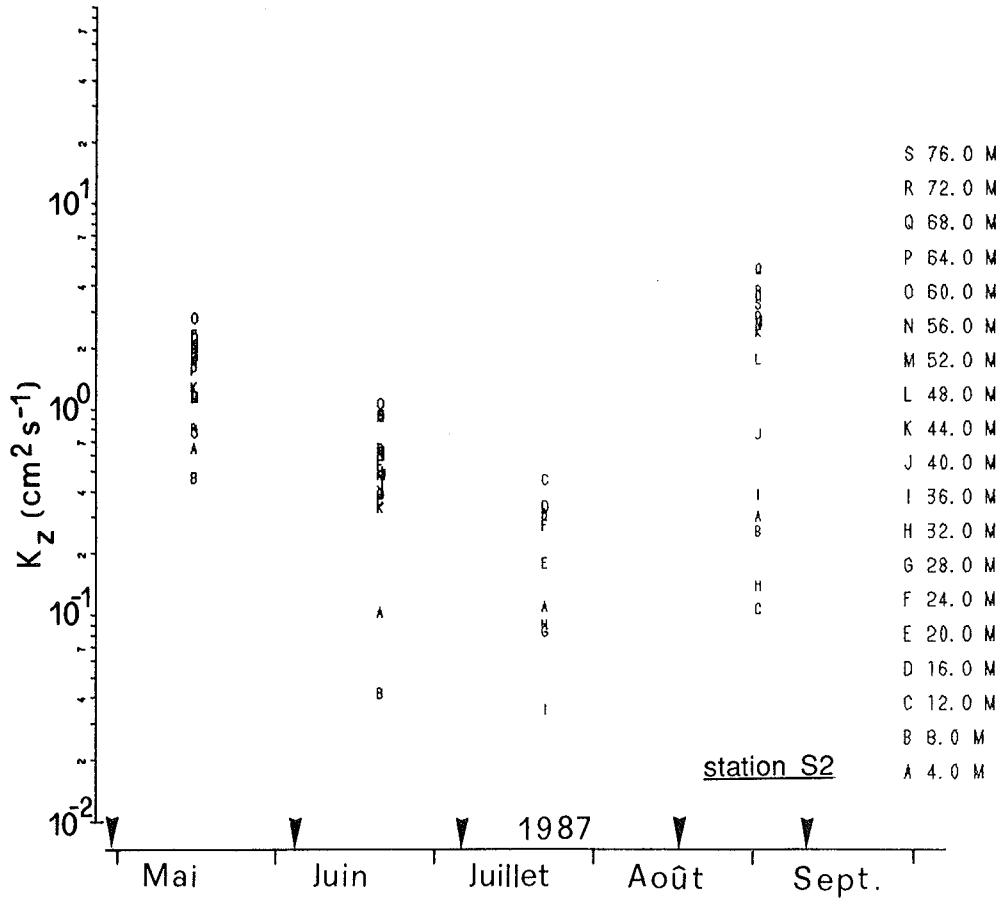


FIGURE 4A : COEFFICIENT DE DIFFUSION VERTICALE TURBULENTE K_z EN FONCTION DE LA PROFONDEUR POUR LES TROIS STATIONS S1, S2 ET S3 DANS LE GRAND LAC. LES VALEURS ONT ETE CALCULEES A L'AIDE DE LA METHODE DES GRADIENTS DE FLUX POUR LES QUATRE PERIODES DE MESURES DURANT LA STRATIFICATION DE 1987; CELLES-CI SONT INDIQUEES PAR LES LETTRES CORRESPONDANTES



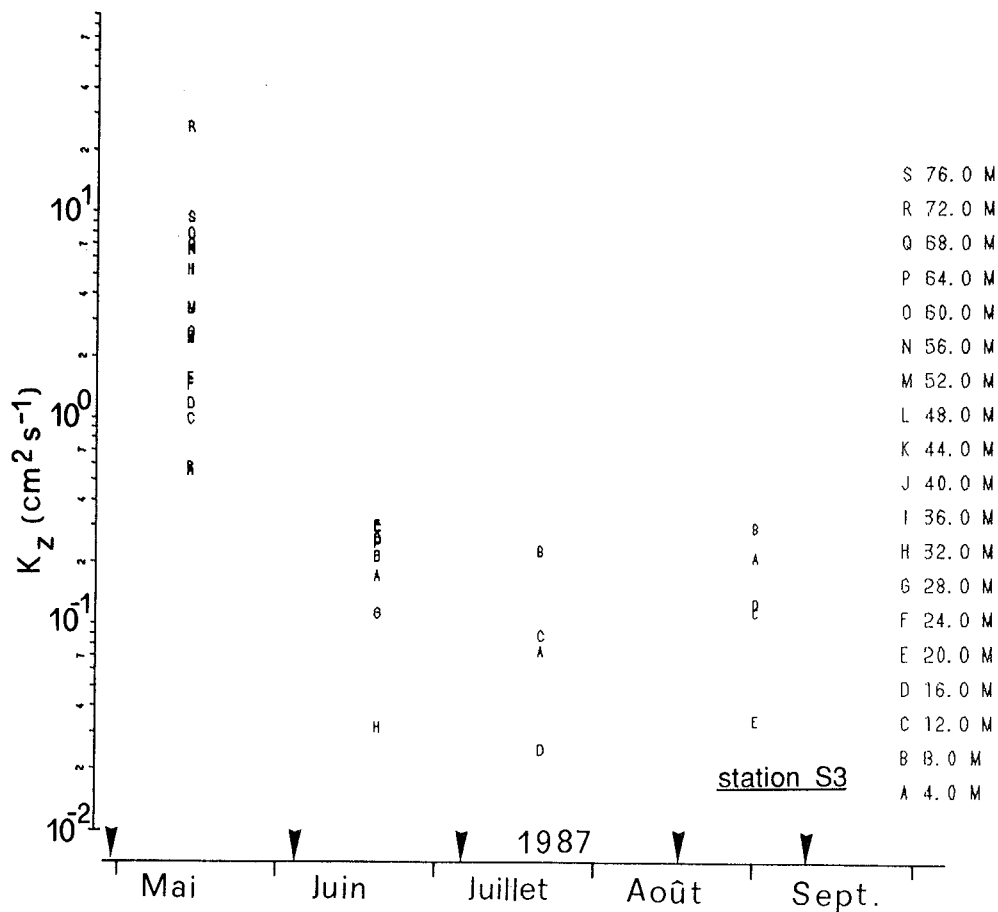


FIGURE 4B : COEFFICIENT DE DIFFUSION VERTICALE TURBULENTE K_z EN FONCTION DE TEMPS POUR LES TROIS STATIONS S1, S2 ET S3 DANS LE GRAND LAC. LES VALEURS ONT ETE CALCULEES PAR LA METHODE DES GRADIENTS DE FLUX POUR LES DIFFERENTES PROFONDEURS COMME INDIQUE PAR LES LETTRES CORRESPONDANTES. UNE COUCHE A UNE EPAISSEUR DE 4 M