



La limnologie physique, une stratification des masses d'eau

Laurent Touchart

► To cite this version:

Laurent Touchart. La limnologie physique, une stratification des masses d'eau. Limnologie physique et dynamique, une géographie des lacs et des étangs, L'Harmattan, pp.93-166, 2002, 2-7475-3463-4. hal-03951268

HAL Id: hal-03951268

<https://hal.science/hal-03951268v1>

Submitted on 15 Jun 2023

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Touchart L. (2002) « La limnologie physique, une stratification des masses d'eau » in *Limnologie physique et dynamique, une géographie des lacs et des étangs*. Paris, L'Harmattan, 395 p. (ISBN 2-7475-3463-4) : pp. 93-166.

Pour HAL :

- mise en page différente de celle de l'éditeur
- ajout d'un résumé et de mots-clefs
- figure 24 retravaillée
- bibliographie de l'ensemble des chapitres de l'ouvrage *Limnologie physique et dynamique, une géographie des lacs et des étangs*.

Touchart L. (2002) « La limnologie physique, une stratification des masses d'eau »
in *Limnologie physique et dynamique, une géographie des lacs et des étangs*.
Paris, L'Harmattan, 395 p. : pp. 93-166.

Par Laurent TOUCHART

Résumé :

Ce qui fait la différence entre les plans d'eau et les cours d'eau se trouve être l'importance prise par les écarts de densité dans le fonctionnement physique des premiers. La limnologie se doit donc d'étudier prioritairement les facteurs conditionnant la masse volumique de l'eau, c'est-à-dire à la fois la température de l'eau et la charge dissoute pour les lacs salés, la température de l'eau seule pour les lacs d'eau douce. Une nouvelle définition (i.e. physique et non pas chimique) est donnée pour opposer les lacs de fonctionnement salé aux lacs d'eau douce et de fonctionnement assimilé. La droite de la température de densité maximale en fonction de la salinité et celle de la température de congélation en fonction de la salinité se croisent pour une charge dissoute de 24 grammes par litre. Dans les lacs salés ($>24\text{g/l}$), plus une eau se refroidit, plus elle devient dense. Dans les lacs d'une charge dissoute inférieure à ce seuil, plus une eau se refroidit, plus elle devient dense tant que la température reste au-dessus de celle de température maximale, plus une eau se refroidit, moins elle devient dense quand la température est comprise entre celle de densité maximale et celle de congélation.

Ce chapitre d'ouvrage s'articule en trois parties, d'abord une description des différences de températures et de densité dans les plans d'eau, puis une étude de leurs causes, enfin une présentation des méthodes de quantification de la stabilité des masses d'eau. L'ensemble a comme originalité d'être une étude de géographie limnologique : malgré l'importance de la stratification verticale dans le fonctionnement des plans d'eau, la dimension horizontale n'est ici jamais négligée, les liens entre les deux dimensions sont mis en avant (par exemple dans le rapport entre la course du vent et la destruction de la stratification), et la taille des plans d'eau est toujours prise en compte, en particulier en apportant des données inédites concernant les étangs et leur fonctionnement différent de celui des lacs.

Dans le plan vertical, les profils thermiques sont d'abord décrits pour les lacs salés, puis pour ceux d'eau douce. En lac salé, il peut exister des « anomalies thermiques » conduisant à une stratification paradoxale. Des exemples de dichothermie, de mésothermie et de poïkilothermie sont présentés et commentés. En général, les lacs salés sont fortement stratifiés, de sorte que la couche supérieure, le mixolimnion, est séparée de la couche inférieure, le monimolimnion, par une chimiocline permanente. Dans les lacs d'eau douce, les stratifications peuvent être directes ou inverses. L'auteur détaille les définitions exactes, pour préciser que les termes de couche de saut thermique, de métalimnion et de thermocline ne sont pas synonymes. Le cas des lacs très profonds est compliqué par le fait que la pression hydrostatique modifie la température de densité maximale. L'auteur apporte des éléments inédits concernant le fonctionnement des étangs, où le cumul entre une faible course du vent et une forte profondeur relative provoque une stratification plus durable que celle des thermoclines éphémères situées au sein des épilimnions. C'est pour marquer cette originalité de la couche de saut thermique des étangs qu'il est proposé de créer le néologisme de métastagnion.

Dans le plan horizontal, l'opposition entre le large et le littoral forme le contraste thermique majeur. La barre thermique en est la manifestation la plus marquée. D'autres différences existent, qu'elles soient en plein lac (sous forme de gradients ou encore de bassins), ou d'un littoral à l'autre (cas particulier des prodeltas, des oppositions de façades, ou encore des thermopentes). Une partie inédite est consacrée à la zonation thermique en étang.

Dans une deuxième partie, la répartition des températures dans les lacs est expliquée d'une part par les échanges avec l'extérieur, d'autre part par les processus de transfert internes. Les premiers sont abordés à travers l'étude du bilan thermique, dont les composantes climatiques (bilan radiatif, chaleur sensible, chaleur latente) et hydrologiques (part fluviale et part souterraine) sont séparées pour plus de clarté. Quant aux seconds, ils sont étudiés à travers la conduction, la convection libre et la convection forcée.

La troisième partie confronte l'inertie de la stratification et la possibilité de destruction de celle-ci par le travail du vent, conduisant à l'étude de la stabilité des plans d'eau. L'auteur passe en revue les différentes méthodes, depuis celles, anciennes, de Schmidt, d'Eckel et de Ruttner destinées à quantifier la stabilité potentielle, jusqu'à celles (nombre de Richardson, nombre de Lac), plus récentes, permettant de quantifier la stabilité réelle. Pour les géographes, il est important de rappeler les conséquences de ce que la densité de l'eau douce en fonction de la température soit une parabole ayant son foyer à 4°C . Ainsi, en stratification directe, plus un lac est chaud, plus sa stabilité est grande. Les lacs tropicaux sont généralement très stables et les lacs de la zone tempérée sont les plus stables en été. Après l'étude de l'ensemble de la colonne d'eau, une focale est réalisée sur la stabilité du seul épilimnion et une application inédite au cas des étangs. Il est proposé d'utiliser le nombre de Wedderburn de façon nouvelle, de sorte que l'inconnue de l'équation ne soit pas W , mais la vitesse de cisaillement u^* .

Mots clefs : géographie limnologique, lac, étang, thermocline, métalimnion, stratification thermique, épilimnion, chimiocline.

Introduction

« Température et salinité sont les deux piliers de l'Océanographie » (Ivanov, 1972, p. 43) et de la limnologie des lacs salés. Dans les lacs d'eau douce, le degré de chaleur supporte à lui seul, tel un atlante, le poids du fonctionnement de l'écosystème. L'important réside en effet dans la distinction des masses d'eau entre elles. Or ces volumes d'eau séparés, qui, la plupart du temps, ne se mélangent pas, s'identifient par leur densité, laquelle dépend du degré de chaleur et de la composition de l'eau. C'est là tout l'objet de la limnologie physique.

La juxtaposition des masses d'eau se fait avant tout dans la dimension verticale, par la superposition des strates d'eau les unes au-dessus des autres, les moins denses au sommet de la colonne d'eau, les plus denses à la base. Mais il existe aussi une différenciation dans la dimension horizontale, ne serait-ce qu'entre les masses d'eau littorales et celles du large. Cette séparation entre des volumes d'eau distincts est le propre des plans d'eau et c'est le discriminant majeur qui les sépare des cours d'eau. Cette particularité, conditionnée par les échanges entre le lac et son milieu encadrant, s'appuie avant tout sur la faiblesse, en temps normal, du transfert de chaleur depuis la surface du plan d'eau jusqu'au fond. C'est cette stabilité, rarement dérangée, qui confère aux lacs toute leur originalité biogéographique.

La température joue à la fois un rôle passif et actif. Dans le premier cas, c'est l'attraction de tel ou tel avantage thermique qui suscite le mouvement vertical des organismes, notamment du phytoplancton mobile, comme les Dynophycées et les Chrysophycées, et du zooplancton. Dans le second cas, c'est le fonctionnement thermique lui-même qui cause, autorise, ou exagère, les mouvements et la répartition du plancton. Le degré de chaleur de l'eau joue ainsi de manière statique et aussi dynamique. La première influence se voit dans la description des profils thermiques, c'est-à-dire l'étude de la répartition géographique des températures lacustres ; la seconde se manifeste à travers les causes du degré de chaleur de l'eau, soit le bilan thermique et les phénomènes de redistribution de la température à l'intérieur du lac.

I. LA REPARTITION GEOGRAPHIQUE DES TEMPERATURES LACUSTRES

La distribution géographique des températures et de la lumière à l'intérieur d'un lac conditionne la répartition spatiale de pratiquement toutes les autres caractéristiques. Il en est ainsi de l'étagement et de la zonation biogéographiques. La répartition verticale du plancton est fonction de la superposition des masses d'eau et des moments pendant lesquels la stratification thermique disparaît. Une distribution horizontale s'effectue aussi dans les lacs, ne serait-ce que parce que les espèces littorales, plus eurythermes, se distinguent des espèces limnétiques, plus sténothermes. Et à la différence de l'océanographie, où les grands courants permanents dominent la zonation thermique et perturbent définitivement les isothermes, la limnologie physique domine la limnologie dynamique quant aux gradients horizontaux du degré de chaleur de l'eau.

A. La température et la profondeur

L'étagement de densité est sans aucun doute le fait majeur de toute la limnologie¹. Cette stratification de la tranche d'eau conduit à une impossibilité des échanges verticaux. Les gaz de surface, comme l'oxygène, ne peuvent se répartir en profondeur, les substances nutritives issues des sédiments de fond ne peuvent remonter dans la couche superficielle et être consommées. Dans les lacs salés, la barrière de densité est chimique, donc permanente. Dans les lacs d'eau douce, l'obstacle a pour cause le contraste de température. Un changement de degré de chaleur peut donc conduire à la destruction de la stratification et à la circulation. Ainsi, l'opposition est majeure entre le fonctionnement halin et le fonctionnement dulçaquicole.

¹ « La structure verticale a une importance cruciale [...] parce qu'elle contrôle à la fois la disponibilité en nutriments pour les végétaux de l'étage euphotique superficiel et celle en oxygène de l'eau de fond » (Taub, 1984, pp. 23-24, en anglais).

1. LES PROFILS DE DENSITE ET DE TEMPERATURE

Les profils verticaux de température en fonction de la profondeur, appelés « bathythermogrammes » par Munk & Anderson (1948, p. 276, en anglais), sont liés à ceux de densité. Les fondements de cette relation doivent être étudiés en préliminaire. A une pression d'une atmosphère, la formule approchée de la température de densité maximale se trouve être :

$$t_m = -0,22 S + 4$$

Où : t_m : température de densité maximale de l'eau, en °C

S : salinité en gramme par litre (ou en kilogramme par mètre cube)

Ainsi, dans un lac d'eau douce, la température de densité maximale est proche de 4 °C². Dans la Caspienne méridionale, elle est de moins 1,1 °C, dans le lac Searles, elle est de moins 73,7 °C. On se rend bien compte que ce dernier exemple n'est que théorique, puisque l'eau de ce lac californien hypersalé aurait gelé bien avant.

Il faut en effet tenir compte d'une seconde équation, celle du point de congélation : $t_0 = -5,46.10^{-2} S$, où t_0 : température de congélation de l'eau, en °C, S : salinité en gramme par litre (ou en kilogramme par mètre cube).

Les deux droites se croisent pour une salinité d'environ 24,5 g.l⁻¹. Cela signifie que dans un lac dont la salinité³ est supérieure à 24,5 grammes par litre, la température de gel de l'eau est plus élevée que celle de densité maximale. Dans le cas d'un refroidissement continu, l'eau gèle donc avant d'avoir atteint sa plus grande densité. Il en résulte que plus une eau est froide, plus elle est dense. C'est vrai aussi dans l'océan, où ce problème a tourmenté des générations de savants. La primauté limnologique dans les recherches thermiques avait été telle que les océanographes s'étaient convaincus d'une température de densité maximale de l'eau de mer à 4 °C à partir des mesures de Saussure. Les mesures de températures profondes inférieures, qui se multipliaient dans les années 1820 et 1830, étaient considérées par beaucoup comme erronées, tant on avait foi dans le dogme lacustre comme étant universel. Dans les années 1840, ni le Français Arago ni le Russe Lenz, deux visionnaires à ce sujet, ne parvinrent à convaincre leurs contemporains de la différence de température de densité maximale en mer et en lac (Vanney, 1993, p. 156 et 175).

En revanche, dans un lac dont la salinité est inférieure à 24,5 grammes par litre, la température de densité maximale de l'eau est plus élevée que celle de congélation. Dans le cas d'un refroidissement continu, l'eau atteint donc sa densité maximale avant de geler. Il en résulte que plus une eau est froide, plus elle est dense, tant qu'on reste au-dessus de la température de densité maximale. En dessous de ce seuil, plus une eau est froide, moins elle est dense. Dans les plans d'eau douce, les équations simplifiées aboutissent à ce que plus une eau est froide, plus elle est dense, tant qu'on reste au-dessus de 4 °C. En dessous de ce seuil, une eau est d'autant moins dense qu'elle est froide. En eau distillée, l'équation de relation entre la température et la densité est la suivante, formulée par Markofsky & Harleman (1971) : $\rho = 1000. \{1 - [6,63.10^{-6}.(t-3,94)^2]\}$, où :

ρ : la densité de l'eau douce (sans unité, ou masse volumique en kilogramme par mètre cube), t : température de l'eau en degré Celsius.

Cette fonction étant une parabole avec un foyer à 4 °C (3,94 exactement), cela signifie que l'écart de densité provoqué par un écart thermique constant est d'autant plus grand qu'on s'éloigne de 4 °C. Par exemple, l'écart de densité provoqué par une eau qui passe de 34 à 35 °C est de 0,4045, tandis que l'écart de densité provoqué par le passage d'une eau de 4 à 5 °C est de 0,0067, soit 60 fois moins. Ce fait aura des conséquences essentielles sur la stabilité ou non d'une stratification (cf. III).

Les relations précédentes entre la température, la salinité et la densité ne concernaient que les eaux lacustres de surface. Elles sont compliquées en profondeur par la pression hydrostatique. Le degré de chaleur mesuré *in situ* par un thermomètre est la température réelle. Mais, en fait, une partie de la valeur mesurée est due à la seule localisation de cette eau en profondeur. Toute eau lacustre non

² Pour une eau distillée, le seuil est précisément à 3,94 °C selon Hutchinson (1957, p. 206), Ragotzkie (1978, p. 2), Burgis & Morris, (1987, p. 27), Dussart (1992, p. 23), mais Salençon & Thébault (1997, p. 10) citent une valeur de 3,98 °C.

³ Depuis Herdendorf (1990), on qualifie d'hypersalés les lacs de salinité supérieure à 40 g/l, de salés ceux de plus de 20 g/l, de saumâtres ceux de plus de 2 g/l et d'eau douce ceux de moins de 2 g/l. Ces valeurs, toutes conventionnelles et appuyées sur des chiffres ronds, mériteraient d'être affinées. Nous proposons d'appeler lacs salés ceux de plus de 24,5 g/l.

superficielle est en effet comprimée par la colonne d'eau se trouvant au-dessus d'elle et cette pression modifie sa température réelle. Si on remontait une masse d'eau profonde à la surface en empêchant tout échange avec l'eau extérieure (avec l'eau encaissante), c'est-à-dire en adiabatique, cette masse d'eau se dilaterait et sa température réelle changerait. La notion de température potentielle a été créée pour faire fi de la profondeur. La température potentielle est le degré de chaleur qu'aurait une eau si elle n'était pas influencée par la pression hydrostatique. Température réelle et température potentielle ne sont exactement égales qu'en surface.

Si la salinité est supérieure à 24,5 g/l, le quotient de variation de température de l'eau par unité de pression, dit coefficient de Joule-Thomson (Hutchinson, 1957, p. 208, Dussart, 1966, 1992, p. 22) ou coefficient de dilatation (Ivanoff, 1972, p. 67), est positif à n'importe quelle température. Cela signifie que, dans les lacs salés, la compression réchauffe l'eau : la température réelle est supérieure à la température potentielle. Si la salinité est inférieure à 24,5 g/l, le coefficient de Joule-Thomson est positif aux températures supérieures à celle de densité maximale et négatif aux températures inférieures à celle de densité maximale. Dans les lacs d'eau douce, la compression réchauffe donc les eaux de température supérieure à celle de température maximale⁴ et le fait d'autant plus que les eaux sont chaudes. En revanche, dans le cas d'une eau de température inférieure à celle de densité maximale, la température réelle est inférieure à la température potentielle.

Les différences sont sensibles seulement sous des pressions considérables, si bien que les lacs les plus profonds sont les plus concernés. Le lac le plus profond du monde se trouvant en Sibérie, où les eaux douces ont une température moyenne proche de celle de densité maximale, dont on sait que c'est justement la valeur à laquelle s'annule le signe du coefficient de Joule-Thomson, la différence entre la température réelle et la température potentielle est infime. Weiss *et al.* (1991) indiquent que cet écart atteint tout au plus 25 millièmes de degré Celsius dans le Baïkal. Le deuxième lac le plus profond du monde se trouvant en revanche en Afrique tropicale, où les températures moyennes de l'eau de fond dépassent 23 °C (Coulter & Spigel, 1991), le coefficient de Joule-Thomson atteint là-bas son maximum naturel. Aux grandes profondeurs du Tanganyika, la température réelle serait de près de 2 dixièmes de degré C plus chaude que la température potentielle.

Somme toute, dans la plupart des lacs, la pression hydrostatique modifie de façon négligeable la température de l'eau elle-même et on pourrait croire que, à la différence de l'océanographie, la température potentielle fût une notion peu utile en limnologie. Il n'en est rien pour deux raisons. D'une part, la température potentielle est le corollaire de la densité potentielle, sur laquelle est fondé le processus de convection libre (*cf.* II.B.2.b). D'autre part, l'influence de la pression hydrostatique sur la température de densité maximale est majeure.

Selon les travaux scandinaves des années 1940, avant tout ceux du Norvégien Strøm, en laboratoire et dans le lac le plus profond d'Europe, le Hornindalsvatn et ses 514 m, la température de densité maximale de l'eau douce s'abaîsserait d'un dixième de degré à chaque fois que la pression augmenterait de dix atmosphères, c'est-à-dire à chaque fois que la profondeur augmenterait de 100 m. En fait, la décroissance de la température de densité maximale ne serait pas tout à fait linéaire, s'abaissant de 0,12 °C de 0 à 100 m, de 0,10 °C de 500 à 600 m, de 0,08 °C de 1600 à 1700 m. Selon ces chiffres, la température de densité maximale de l'eau douce serait de 3,6 °C au fond du Léman à 309 m, 3,4 °C au fond du lac de Hornindal à 514 m, 2,9 °C à 1000 m de profondeur et 2,3 °C au fond du Baïkal à 1637 m. Or les travaux menés *in situ* par les Soviétiques dans ce dernier lac ont montré dès les années 1930 que les valeurs scandinaves étaient minorées, la différence se voyant évidemment d'autant plus que la profondeur était grande (Верещагин, 1936, résumé in Touchart, 1994a, Vereščagin, 1937). Grossièrement, et pour fixer les idées, le gradient est environ le double de celui défini par Strøm : la température de densité maximale s'abaisse d'environ 2 dixièmes de degré par 100 m. La relation proposée par Eklund (1965) est de -0,021°C/bar. Or une augmentation de pression d'un bar (ou d'une atmosphère) correspond à peu près à un accroissement de 10 m de la profondeur d'eau⁵.

⁴ Dont on ne peut plus dire qu'elle est de 4 °C, puisque elle-même dépend de la pression hydrostatique (*cf. infra*).

⁵ Curieusement, Dussart (1992, p. 23) cite uniquement les valeurs classiques de Strøm dans le chapitre « L'eau au point de vue physique » avec un chiffre de 2,9 °C à 1000 m de profondeur, mais, dans le chapitre « Les lacs » du même ouvrage, Dussart (1992, p. 158) cite 3,19 °C au fond du Baïkal (ce qui ferait un gradient de 0,075°C/100m), tout en écrivant que le gradient est de 0,196°C/100m.

Ainsi, en surface comme en profondeur, où le problème de la pression intervient, le comportement des lacs salés et de ceux d'eau douce diffère radicalement. Les profils de densité complets dépendent à la fois de la charge en matières dissoutes et de la température. Nous commencerons par une présentation concise des profils complets, avant de détailler les profils de densité réduits à la seule température, auxquels peuvent en général être assimilés ceux d'eau douce.

2. LES PROFILS STRATIFIES EN EAU SALEE

Certes, la plupart des lacs salés se trouvent dans des conditions climatiques sèches, qui empêchent les plans d'eau de déborder par dessus la contre-pente qui les ferme, donc leur interdisent d'évacuer les sels apportés par leur bassin d'alimentation. Mais il existe partout, y compris en zone tempérée humide, des lacs comportant assez de matières dissoutes pour bouleverser le processus de stratification. D'ailleurs, le phénomène fut signalé pour la première fois par le limnologue français André Delebecque (1893) à propos de lacs alpins, les Sept-Laux et la Girotte. Puis Kalecsinsky (1901) travailla à ce sujet en Hongrie. Quelques années plus tard, de nouveau dans les Alpes, le Ritom fut étudié par Bourcart (1906) et Collet (1925).

a. les anomalies thermiques

Dans les lacs salés, la température peut changer de sens en fonction de la profondeur au long du même profil. C'est « une stratification paradoxale » (Forel, 1895). Plusieurs « anomalies »⁶ thermiques peuvent conduire à une stratification paradoxale, toutes consistant en l'existence d'au moins un segment de stratification thermique inverse (la température de l'eau croît avec la profondeur) dans une eau qui est partout au-dessus de 4 °C. Le vocabulaire fondamental des trois grandes anomalies possibles fut fixé pendant l'entre-deux-guerres par le géographe japonais Yoshimura (1936b, 1937a et b, *et al.*, 1936).

La dichothermie (« deux chaleurs » en grec, une chaleur en surface, une chaleur au fond, *churei-sou* en japonais) est une anomalie qui consiste en un minimum thermique situé à l'intérieur du profil. Un segment de stratification inverse existe donc dans la partie profonde. Supposons une masse d'eau chauffée en surface par la radiation solaire. Une stratification thermique directe a tendance à se mettre en place par le haut. S'il existe une source de réchauffement par le fond, cas, par exemple de nombreux lacs volcaniques, et si ces sources thermales apportent une eau qui, non contente d'être chaude, est aussi chargée d'éléments dissous, elle pourra être plus chaude, tout en étant plus dense que l'eau qui la surmonte. Entre l'eau de surface, douce et chaude, et l'eau de fond, salée et chaude, s'intercalera une eau médiane, douce et froide, dont la densité sera intermédiaire.

La mésothermie (« une chaleur au milieu » en grec, *chuon-sou* en japonais) est une anomalie qui consiste en un maximum thermique situé à l'intérieur du profil (fig. 22). Un segment de stratification inverse existe donc dans la partie superficielle. Supposons un cours d'eau affluent du lac. Si ce tributaire est plus chargé en matériaux dissous que l'ensemble de l'eau du lac, tout en étant plus chaud que l'eau de surface du plan d'eau, l'eau de l'affluent, en entrant dans le lac, plongera jusqu'à trouver, à l'intérieur de cette eau douce, une position correspondant à sa densité intermédiaire. Entre l'eau de surface, douce et fraîche, et l'eau de fond, douce et froide, s'intercalera une eau médiane, chaude et légèrement salée.

⁶ C'est par ce terme que les limnologues désignent les profils thermiques en lac salé. En effet, la référence ethnocentrique des limnologues occidentaux, qui imposèrent ce vocabulaire, se trouve être le lac exoréique d'eau douce. Pourtant, un océanographe venant étudier un lac d'eau douce ne trouve pas que le refroidissement d'une eau ne coïncidant pas systématiquement avec une augmentation de sa densité simplifie la tâche ! Dans cet ordre d'idée dynamique, l'évolution des profils thermiques est plus simple à interpréter en lac salé. En revanche, le profil de densité dépend du cumul de la salinité et de la température et, dans cet ordre d'idée statique, le lac salé semble plus complexe, puisque la température peut croître et décroître sur une même courbe avec l'augmentation de la profondeur. En fait, tout est normal, en eau douce comme en eau salée, puisque l'eau la plus dense se trouve finalement sous la moins dense.

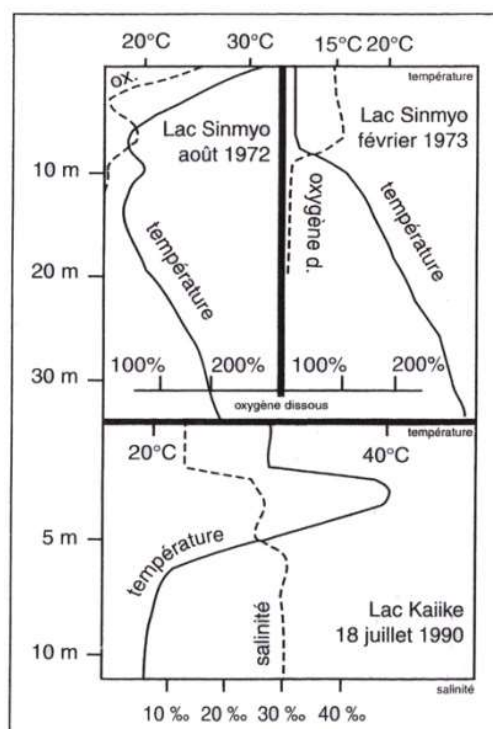


Fig. 22 Les profils thermiques de deux lacs méromictiques japonais
D'après Arai (1984) et Touchart & Ishiguro (1999)

Le profil mésothermique du Kaiike présente une masse d'eau intermédiaire salée et très chaude. Le profil poïkilothermique estival du Sinmyo se transforme en une inversion thermique hiémale. Les profils d'oxygène soulignent les différentes masses d'eau.

La poïkilothermie, ou pœcilothermie, (« chaleur variable » en grec, *ran'on-sou* en japonais) est une anomalie qui consiste en l'existence d'au moins un maximum et un minimum thermique à la fois à l'intérieur du profil (fig. 22). Il y a plusieurs segments de stratification inverse dans la courbe. C'est un cumul de dichothermie et de mésothermie, qu'on rencontre plus rarement, mais qui a été largement décrit dans les lacs japonais, comme le Yaroku (Touchart & Ishiguro, 1999).

Ainsi, quand l'intervention de la charge dissoute est sensible, la distinction entre les masses d'eau se fait assez facilement sur les profils de densité et sur les diagrammes TS (température salinité), par l'importance des gradients. Car l'importance des éléments dissous va de pair avec l'hétérogénéité verticale de leur répartition. Cette superposition des masses d'eau est durable. Les strates sont donc bien distinctes.

b. les différentes strates en lac salé

La première strate reconnue et nommée dans les lacs salés fut la couche profonde, du fait de ses particularités souvent euxiniques. L'absence d'oxygène, la présence d'hydrogène sulfuré, montraient combien la couche profonde de nombreux plans d'eau chargés en substances dissoutes était formée d'eau confinée. Findenegg (1935) créa pour cette strate d'eau profonde non renouvelée le terme allemand de *Monimolimnion*, repris, sans majuscule, en anglais et en français⁷. L'équivalent japonais se trouve être *teitai-sou* (Yoshimura, 1937b). Pour désigner la couche supérieure des lacs salés, la seule à pouvoir être brassée et oxygénée, Hutchinson (1937) fonda le terme anglais de *mixolimnion*, repris en allemand et en français. Dussart (1966, p. 227) l'appelle aussi *circulolimnion*. L'équivalent japonais en est *kongou-sou*.

Le mixolimnion et le monimolimnion sont séparés par une couche de saut de salinité, la chimiocline (*chemocline* en anglais, *хемоклин* ou *слой химического скачка* en russe, *kagaku yakusou*

⁷ « Dans la suite du texte, nous appellerons monimolimnion (du grec *μονιμος* = durable, constant) les couches d'eau profondes qui persistent année après année dans un état de stagnation durable. Ce monimolimnion représente ainsi dans les lacs méromictiques la partie inférieure de l'hypolimnion » (Findenegg, 1935, S. 377, en allemand).

en japonais). Dussart (1966, p. 227) la nomme aussi lytocline, pour montrer que la cause du saut de densité est bien provoquée par des éléments dissous. Dans les lacs dont la salinité est à chlorures dominants, on peut l'appeler halocline (Gautier & Touchart, 1999, p. 92).

L'important réside dans la stabilité de cette stratification et dans les nombreuses possibilités de croissance de la température avec la profondeur. Il en va différemment dans les lacs d'eau douce.

3. PROFILS STRATIFIES ET PROFILS HOMOTHERMES EN EAU DOUCE

En eau douce, les profils de température se dirigent dans un seul sens : soit la température décroît de la surface jusqu'au fond, soit elle croît du sommet à la base de la colonne d'eau. La température peut aussi ne pas varier avec la profondeur et le profil est alors vertical. Si le sens de variation est toujours unique en eau douce sur un même profil, le gradient de cette variation n'est en revanche pas égal sur toute la profondeur. Les profils sont ainsi, généralement, convexo-concaves et c'est cette propriété qui permet de distinguer les masses d'eau (fig. 23).

a. Stratification directe, inverse et homothermie

Le remarquable travail pratique de Saussure (cf. chap. I) fut suivi d'une consécration théorique, l'énonciation des deux états possibles des masses d'eau d'un lac. Point de départ mondial de l'ensemble des recherches de température de l'eau, le Léman avait permis au savant genevois de déterminer l'alternance qui régit le fonctionnement de tout lac. Ce fut donc dès la fin du XVIII^e siècle que furent reconnues, d'une part, la situation de « même température » (de Saussure, 1779, p. 31) ou de « température uniforme » (*id.* p. 32) et, d'autre part, la situation de superposition de masses d'eau de température différente, la plus chaude se trouvant au-dessus de la plus froide. A une époque où maints savants, comme Jean-Jacques Dortous de Mairan, ne croyaient pas à une décroissance de la température de l'eau de mer avec la profondeur, l'exposé limpide⁸ de Saussure, quant à la stratification thermique estivale d'un lac et son lien avec le profil de densité, laisse pantois.

Il fallut attendre la fin du XIX^e siècle pour connaître une nouvelle avancée importante. L'inventeur de la limnologie créa alors le terme d'« uniformisation » (Forel, 1892a, p. 6) pour dénommer l'état de « température uniforme » et celui de « stratification thermique directe » (*ibid.*) pour désigner la superposition d'une eau plus chaude sur une eau plus froide. A dire vrai, François-Alphonse Forel, apportant comme seule nouveauté le vocabulaire, avait repris ces deux idées à Horace-Bénédict de Saussure. Il daigna le concéder à un détour de texte (Forel, 1895, p. 339), mais insista tout de même assez peu sur cette filiation. Cette seule question lexicale était cependant déjà essentielle, puisque le terme de stratification directe est resté celui utilisé jusqu'à aujourd'hui.

Cependant, le grand apport conceptuel du savant vaudois résidait en fait dans la détermination d'un troisième état possible, celui de la superposition de deux masses d'eau, la plus froide se trouvant au-dessus de la plus chaude. Il appela cette situation la « stratification thermique inverse » (Forel, 1892a, p. 6). La connaissance de la valeur de 4 °C comme maximum de densité de l'eau douce était désormais intégrée à la théorie des lacs. Le vocabulaire définitif des deux étagements thermiques possibles était dès lors fixé⁹.

Les deux savants helvètes, à un siècle d'intervalle, avaient ainsi reconnu et nommé les trois états possibles d'un lac d'eau douce (fig. 23). La stratification directe (*direct stratification* en anglais, *direkte Schichtung* en allemand, *прямая стратификация* ou bien *прямое расслоение* en russe,

⁸ « Quand au contraire, la chaleur de l'air extérieur surpasse celle de l'eau, & qu'ainsi la surface devient plus chaude que le fond, la différence de densité favorise la différence de température entre les eaux de fond & celles de la surface : celles-ci dilatées par la chaleur tendent à conserver la place la plus élevée, & celles du fond plus denses & plus pesantes, tendent aussi à demeurer en bas » (Saussure, 1779, p. 32).

⁹ « Par le fait du maximum de densité de l'eau douce, la stratification a des allures opposées suivant que la chaleur de l'eau est supérieure ou inférieure à 4°0. Quand la température du lac est plus élevée que le maximum de densité, les couches les plus chaudes sont au-dessus des couches les plus froides. Cet état, qui est conforme à la disposition normale des couches d'un liquide quelconque, est ce que j'appelle la *stratification thermique directe* ; quand le lac est plus froid que 4°0, les couches les plus froides sont superposées aux couches plus chaudes, et nous avons alors la *stratification inverse*. » (Forel, 1895, p. 296).

stratificazione termica estiva en italien, *stratificația directă* en roumain, *stratyfikacja letnia* en polonais, *seiretsu seisou* en japonais) désigne un étagement des masses d'eau dans lequel la température diminue de la surface jusqu'au fond. Tout réchauffement dû aux relations avec l'atmosphère rend les eaux de surface encore plus chaudes, donc moins denses. Elles flottent encore plus et la stratification s'accroît.

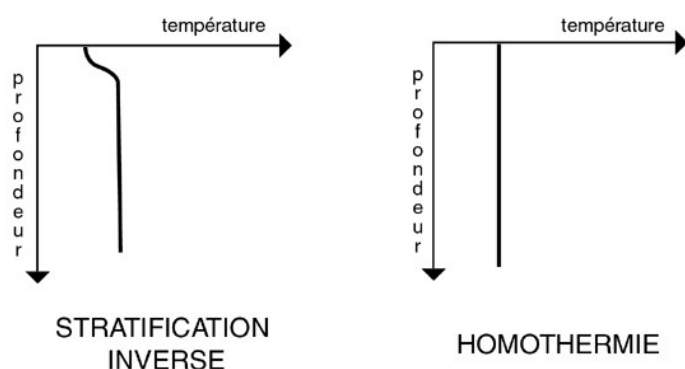
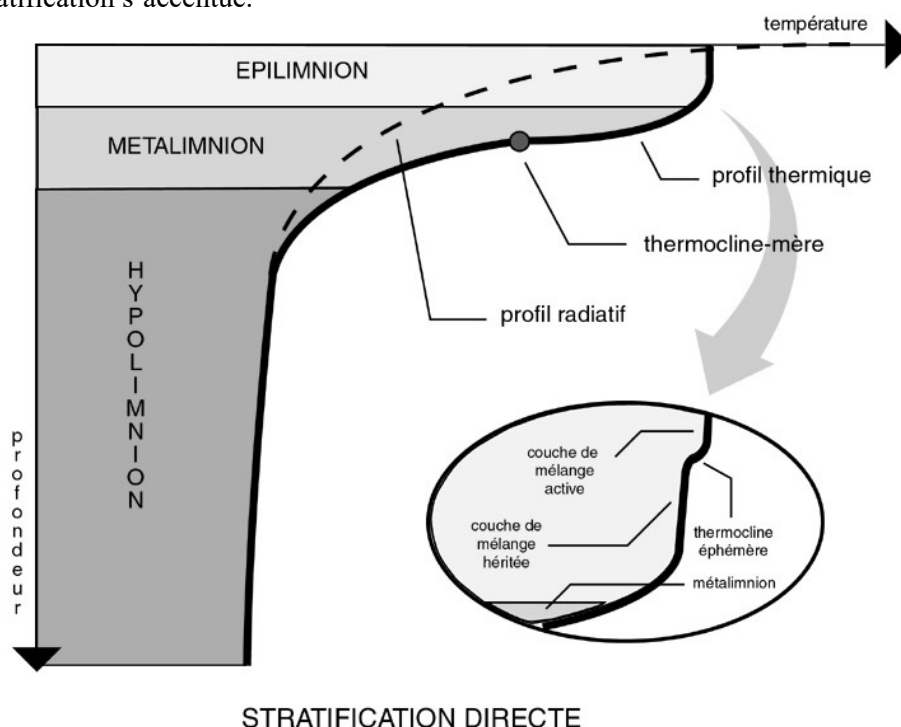


Fig. 23 Les profils thermiques en lac d'eau douce
Conception et réalisation L. Touchart, Univ. Limoges, EA 1086 TSP, D. géographie

La stratification inverse (*inverse stratification* en anglais, *verkehrte Schichtung* en allemand, *обратная стратификация* ou *обратное расслоение* en russe, *stratificazione termica inversa* ou *stratificazione termica invernale* en italien, *stratificația inversă* en roumain, *gyakuretsu seisou* en japonais) désigne un étagement des masses d'eau dans lequel la température augmente de la surface jusqu'au fond. Tout refroidissement dû aux relations avec l'atmosphère rend les eaux de surface encore plus froides, donc moins denses. Elles flottent encore plus et la stratification s'accroît. Si le refroidissement se poursuit jusqu'au gel, la stratification n'est pas perturbée puisque la glace, dont la densité est de 917 kg.m^{-3} , flotte sur l'eau à 0°C , dont la densité est de 999 kg.m^{-3} .

L'homothermie (*homothermy* en anglais, *Homothermie* en allemand, *гомoтермия* en russe, *isotermia* en italien, *homotermia* en roumain, *állandó hőmérsékletű* en hongrois, *touon-sou* en japonais) désigne une température uniforme de la surface jusqu'au fond.

b. Les différentes strates en lac d'eau douce

Si l'eau des lacs était parfaitement immobile, la courbe des températures en fonction de la profondeur serait une exponentielle, avec, pour une stratification directe, un degré de chaleur décroissant vite dans les couches les superficielles, puis de plus en plus lentement avec la profondeur, qui suivrait la décroissance exponentielle de la radiation incidente pénétrant dans le lac.

Or, si c'est bien la forme générale en profondeur, il se trouve en revanche que les profils thermiques montrent presque toujours la forme suivante : une faible décroissance dans la partie superficielle, puis un fort gradient, puis une décroissance de moins en moins forte avec la profondeur. Ainsi, pour simplifier, il existe, dans tout lac directement stratifié, une pellicule d'eau chaude de température assez homogène posée sur une épaisse masse d'eau froide qui va jusqu'au fond, les deux étant séparées par une barrière thermique.

L'anomalie, en quelque sorte, provient donc du caractère convexe de la courbe en surface, alors que tout le reste du profil est, comme attendu, concave. Entre la convexité de surface et la concavité profonde, un fort gradient thermique s'insinue, qui sépare, si l'on peut dire, les deux masses d'eau.

Historiquement, il fallut attendre que les mesures fussent suffisamment nombreuses sur un même profil et qu'il y eût assez de profils permettant d'éliminer les exceptions pour pouvoir lire les courbes convexo-concaves de température en fonction de la profondeur. Bref, il fut nécessaire d'attendre l'invention d'instruments suffisamment pratiques et rapides pour dépasser l'obligation de prendre seulement deux mesures sur la tranche d'eau, celle de surface et celle du fond du lac.

α. La couche de saut thermique

Les premières descriptions de profils soulignèrent d'abord ce qui était le plus marquant : le segment particulier du fort gradient thermique. Le tout premier à avoir repéré qu'à des profondeurs peu importantes « la température décroît soudainement très vite » fut le Tchéco-autrichien Simony (1850, p. 558, en allemand). Il étudia suffisamment de courbes pour avancer que, dans certains lacs du Salzkammergut, « l'influence intensive de la chaleur estivale semble avoir déjà atteint sa limite de profondeur à 60 pieds viennois » (Simony, 1850, pp. 558-559, en allemand).

Il fallut attendre 1891 pour que l'Autrichien Eduard Richter créât le terme de « *Sprungschicht* » pour désigner cette partie de la courbe où les températures de l'eau décroissent le plus vite en fonction de la profondeur¹⁰. Le nom de « *Sprungschicht* » fit fortune de la fin du XIX^e siècle jusqu'à la Seconde Guerre Mondiale, utilisé tel quel dans toutes les langues, ou bien traduit, par exemple en « couche de saut thermique » dans les écrits francophones¹¹, ou « *слой температурного скачка* » dans les ouvrages russes. De fait, par un raccourci épistémologique, le professeur de géographie à l'Université de Graz est en général présenté comme l'inventeur à la fois du terme et de l'observation première. A notre connaissance, seul l'Allemand Halbfass fit sournoisement remarquer qu'on attribue à Richter la paternité du concept en même temps que celle du vocabulaire, « bien qu'il ne soit en aucun cas le découvreur de ce phénomène » (1923, p. 177, en allemand), rappelant à juste titre que Friedrich Simony l'avait déjà observé quarante ans auparavant.

Cependant, à la relecture scrupuleuse de Simony et Richter, on constate d'abord que le premier n'avait pas insisté particulièrement sur le phénomène, l'avait plus décrit qu'expliqué et ne l'avait pas généralisé à tous les lacs. On se rend compte aussi que Richter citait abondamment Simony et lui rendait hommage quant à ces mesures montrant le saut thermique. Personnellement, nous trouvons que Buchanan (1886) et Forel (1886) avaient déjà focalisé leur attention sur ce phénomène scientifique, frayant la voie à Richter. Ce dernier créa le nom et fut le premier à étendre le concept et à l'étudier si en détail, mettant même au point des techniques de mesures spécifiques à ce sujet (cf. chap. I).

¹⁰ « Je vis bientôt que, au cœur de l'été et en automne, l'existence d'une couche [*Schicht*] aussi mince avec des sauts thermiques [*Temperatursprüngen*] aussi vifs – je les appelle des couches de saut [*Sprungschichte*] – se manifestait régulièrement » (Richter, 1891, p. 193, en allemand).

¹¹ On peut citer par exemple Bourcart (1906, p. 112), qui écrit « cette limite s'appelle la couche de saut », ou Collet (1925, p. 124) : « c'est ce que l'on a appelé la couche de saut thermique ». Thoulet (1894, p. 582) la nomme « couche de variation thermique brusque ».

Quoi qu'il en soit, d'autres termes apparurent ensuite. L'Américain des Etats-Unis Edward Birge employa celui de « *thermocline* » dans un article de 1897, imprimé à Madison en 1898. Le professeur de zoologie à l'Université du Wisconsin y relatait ses observations sur les crustacés du lac Mendota, effectuées d'août 1894 à décembre 1896, mais l'essentiel de l'étude portait en fait sur les températures. L'Ecossais Wedderburn (1907) créa ensuite le terme de « *discontinuity layer* ». Si la couche de discontinuité rencontra peu d'écho en dehors de la Grande-Bretagne, le nom de thermocline surpassa en revanche progressivement celui de couche de saut dans toutes les langues.

Mais la question du vocabulaire s'accompagnerait dorénavant d'un problème, d'ailleurs double, de définition. La première difficulté était celle de la position des bornes, la seconde celle de l'intensité du gradient, les deux étant liées par le fait que le point d'intensité maximum du gradient peut aussi être considéré comme une troisième limite.

Ce fut par cette dernière entrée que vint la critique du chimiste J.N. Brönsted et du biologiste C. Wesenberg-Lund. Pour les deux limnologues travaillant sur le lac Fure, le problème principal de la thermocline était celui de n'avoir « évidemment aucune épaisseur définie, puisqu'elle évolue constamment ; on la caractériserait bien mieux en s'appuyant sur un point fixe à l'intérieur de la couche » (Brönsted et Wesenberg-Lund, 1911, p. 262, en allemand). Et les deux chercheurs danois de donner une nouvelle détermination de la thermocline, sous forme d'une quantification : il ne s'agissait plus d'une couche, mais du plan correspondant au taux maximal de décroissance de la température en fonction de la profondeur. Autant dire que, sur la courbe d'un profil thermique, c'était le point d'inflexion, qui correspondait à l'endroit où la courbure changeait de sens¹².

Il convient de souligner le bouleversement lexical et conceptuel introduit par le Professeur de Copenhague et son collègue de Lyngby. Les termes de *Sprungschicht* et de thermocline perdaient leur synonymie¹³. La couche de saut gardait la connotation empirique des trois mots d'origine, tandis que la thermocline prenait un nouveau sens, celui d'une détermination chiffrée ne répondant plus à une strate d'une certaine épaisseur mais à celle d'un plan¹⁴.

Ayant ajouté une limite interne mathématiquement définie, les limnologues danois avaient cependant laissé en suspens le problème d'une détermination aussi rigoureuse des bornes inférieure et supérieure de la couche de saut, qu'ils laissaient à l'appréciation de chacun, selon une démarche empirique. Les limnologues américains proposèrent assez rapidement de définir la couche de saut (mais en gardant le terme de thermocline dans son sens d'origine pour la désigner) comme étant la strate dans laquelle la température chute de plus d'un degré Celsius par mètre. Cette valeur reste utilisée par des limnologues actuels et Lind (1985, p. 31) va jusqu'à écrire que, sur une figure où la graduation en degrés C est de la même échelle que celle en mètres, on reconnaît visuellement une thermocline (au sens de strate) au fait que sa pente est supérieure à 45°. Bien que Birge ait pu être présenté comme l'auteur de cette définition (Welch, 1952, p. 53, Hutchinson, 1957, p. 428), il n'en reste pas moins que c'est plutôt une interprétation de ses propos qui est à la source du choix de ce gradient. Nous supposons que ce sont quelques mots de son article de 1897, qui concernent en fait l'hypolimnion supérieur¹⁵, qui furent décryptés comme une proposition quantitative concernant, a

¹² « La condition nécessaire à la manifestation d'une thermocline se trouve être, si on l'exprime mathématiquement, que dt/dm (soit le quotient des plus petites variations de température et de profondeur) possède un maximum numérique. Pour chaque courbe, c'est le cas d'un seul point, et c'est ce point, ou bien la surface dans laquelle les points de toutes les courbes thermiques sont renfermés, qui mérite le nom de thermocline » (Brönsted et Wesenberg-Lund, 1911, pp. 262-263, en allemand).

¹³ Insistons sur le fait que, quand Birge créa le terme de thermocline, la proposition concernait uniquement le vocabulaire. Le sens de ce nouveau terme était alors exactement le même que celui de la couche de saut. « Le mot de *thermocline*, que j'ai employé pour la première fois en 1897, est l'équivalent du terme de *Sprungschicht* de Richter ou de celui de *discontinuity layer* de Wedderburn » (Birge, 1910b, p. 1005, en anglais). Ce sont bien les Danois qui ont distingué les deux significations.

¹⁴ « On pourra alors parler en même temps de couche de saut pour les masses d'eau se trouvant au-dessus et en dessous de la thermocline, auxquelles on ne peut donner que des dimensions approximatives » (Brönsted et Wesenberg-Lund, 1911, p. 263, en allemand).

¹⁵ « Juste sous cette masse d'eau chaude se trouve une strate dans laquelle la décroissance de la température est extrêmement rapide. Cette strate peut avoir une épaisseur de deux à trois mètres pour une décroissance de plusieurs degrés par mètre. Elle peut avoir seulement un mètre d'épaisseur, voire moins et on a pu observer une chute allant jusqu'à neuf degrés en un seul mètre. Cette couche dans laquelle la température change rapidement peut s'appréhender comme une *thermocline*, la *Sprungschicht* des auteurs germaniques. En dessous de la thermocline, la température décroît en direction du fond, d'abord rapidement et ensuite d'autant plus lentement que la profondeur s'accroît, mais sans jamais montrer les brusques transitions

contrario, la thermocline. Toujours fut-il que les limnologues américains définirent ensuite la thermocline comme la strate ayant un gradient de plus d'un degré par mètre.

Les trois limites étaient dès lors certes fixées mathématiquement, mais selon deux lois distinctes. La thermocline (au sens danois) recevait une quantification relative, celle du gradient maximum, tandis que la couche de saut était bornée au moyen d'une quantification absolue, celle du degré par mètre.

Les Scandinaves critiquèrent largement cette définition de la couche de saut, car une différence de température d'un degré par mètre correspond à un grand écart de densité à des températures élevées, mais à de faibles différences de densité à des températures basses, puisque la fonction qui unit la densité et la température est parabolique avec un foyer à 4 °C (*cf.* I.A.1). De fait, si on étudie le fort gradient, c'est pour s'intéresser à la barrière qu'il constitue pour les échanges, notamment gazeux, entre la surface et les couches profondes. Or cet obstacle, s'il est défini par un gradient thermique fixe, n'a pas la même vigueur dans un lac chaud ou froid. La fréquence de Brunt-Väisälä (formule brute in Lemmin, 1995, p. 86) tient compte de ce raisonnement, en remplaçant la température par la densité. Mais, comme elle est utilisée pour définir le plan de la thermocline et non les bornes de la couche de saut, elle ne s'attaque pas au problème de la quantification absolue à l'endroit où celui-ci existait.

Après une période d'hésitation pendant laquelle quelques termes de vocabulaire supplémentaires furent proposés, comme « zone de transition » et « mésolimnion » (Welch, 1952, p. 59), la résolution est en fait venue du remplacement de la couche de saut par le métalimnion. Celui-ci « désigne l'ensemble de l'étage dans lequel le gradient de température est fort, depuis le plan supérieur de la courbure maximale¹⁶ jusqu'au plan inférieur de la courbure maximale (inverse) » (Hutchinson, 1957, p. 428, en anglais). La définition des deux bornes était désormais rigoureuse et s'appuyait, comme pour la thermocline, sur une quantification relative, ne dépendant plus de la valeur absolue du gradient, mais de l'évolution de celui-ci au long du profil. Cette logique, augmentée du fait que le métalimnion était américain, fit mieux accepter outre-atlantique la définition de la thermocline imaginée par les Danois.

Désormais, le métalimnion (*металимнион* en russe, *hensui-sou* en japonais) est une couche, la thermocline (*термоклин* en russe, *suion-yakusou* en japonais) au sens strict un plan¹⁷. Dans de nombreux écrits moins précis, le sens large de la thermocline, synonyme de couche de saut, reste cependant employé. Même en utilisant les définitions strictes, quelques dérivés se sont construits, qui se fondent cependant toujours sur le fait que le métalimnion est plus large que la thermocline. D'abord, le métalimnion serait une couche de saut thermique composite, tandis que la thermocline serait une couche de saut simple (Imberger, 1985)¹⁸. Ensuite, le métalimnion aurait une connotation de durabilité saisonnière, alors que la thermocline pourrait être soit durable soit éphémère. C'est notamment la conception de Horne et Goldman (1994).

Pour résumer, la strate intermédiaire d'un plan d'eau douce, où le gradient de densité est fort, se nomme la couche de saut thermique. Cet étage est observé empiriquement et on ne cherche pas forcément à calculer mathématiquement ses limites. Dans les lacs suffisamment profonds pour que cette disposition soit durable, la couche de saut acquiert sur les profils une forme caractéristique, bornée par deux courbures maximales qu'on peut déterminer géométriquement : on la nomme alors métalimnion. A l'intérieur de celui-ci, le plan d'inflexion se trouve être la thermocline (fig. 23). La thermocline du métalimnion étant elle aussi durable, on la qualifie de « thermocline-mère, ou thermocline saisonnière » (Horne & Goldman, 1994, pp. 50-51, en anglais), pour la distinguer d'autres sauts thermiques, plus éphémères ou situés hors le métalimnion (*cf.* I.A.3.c).

qui sont caractéristiques de la thermocline, le taux de décroissance excédant rarement un degré par mètre de profondeur » (Birge, 1897, p. 295, en anglais).

¹⁶ Le plan supérieur de la courbure maximale correspondait au « coude » (*knee*) défini par Munk & Anderson (1948, p. 285).

¹⁷ « A l'intérieur du métalimnion se trouve la thermocline, qui est le plan où se produit la plus forte variation de température » (Boulton & Brock, 2001, p. 28, en anglais).

¹⁸ « La couche de brassage est séparée des eaux hypolimniques plus profondes par un étage d'accroissement de la densité. Cet étage peut être mince, réduit à un simple saut thermique (une thermocline), ou il peut être composé de plusieurs formes en gradins, qui s'étendent sur une profondeur significative. Un large étage comprenant de multiples thermoclines sera appelé métalimnion » (Imberger, 1985, p. 737, en anglais).

β. L'épilimnion et l'hypolimnion

En dessous du métalimnion, la couche de profondeur a été précocement décrite. La température profonde a posé pendant plusieurs décennies des problèmes d'interprétation, car elle possède en fait souvent une certaine chaleur. Seuls les travaux traitant des processus de propagation thermique en profondeur (*cf.* II.B) ont permis de mieux comprendre son fonctionnement. Birge lui donna son nom définitif d'« hypolimnion » en 1910. Le terme ne prit pas immédiatement et quelques hésitations lexicales se poursuivirent pendant quelques années, prenant la forme de périphrases, comme « la zone parfaitement calme » de Bourcart (1906, p. 112).

Tout autre fut la question de la couche superficielle, située au-dessus du saut thermique. Il est vrai que la courbure du profil y est anormale, la température y décroissant, en stratification directe, de plus en plus vite avec la profondeur, alors qu'on s'attendrait au contraire à ce qu'elle le fit de plus en plus lentement, si elle suivait la pénétration de la radiation solaire (fig. 23). L'Écossais Buchanan (1886) et le Suisse Forel (1886) décrivirent précisément cette couche dans le Lomond et le Léman, bientôt suivis de l'Autrichien Richter (1891). À partir de 1889, le Lorrain J. Thoulet effectua des mesures dans les lacs vosgiens, en premier lieu ceux de Gérardmer et Longemer, et isola cette couche supérieure. L'appellation de « zone diurne » (Thoulet, 1894, p. 582) qu'il lui donna indiquait bien la cause qu'il lui attribuait (*cf.* II-B-2). De 1890 à 1893, le Franc-Comtois A. Magnin repéra cette couche dans de nombreux lacs du Jura. En mesurant 66 plans d'eau de cette moyenne montagne, le Professeur bisontin montra que, « dans la région superficielle, la température éprouve ordinairement peu de variations avec la profondeur, dans les 5 ou 7 premiers mètres » (Magnin, 1894, pp. 222-223). Aux États-Unis, Fitzgerald (1895), avec de nombreux profils à l'appui, et Whipple (1895) y prêtèrent la plus grande attention.

Mais il fallut attendre 1910 pour que l'Américain Birge donnât à cette couche de surface son appellation définitive d'« épilimnion » (эпилимнион en russe, *hyou sui so*, mot à mot la couche d'eau superficielle, en japonais) l'opposant à la couche profonde et calme, qu'il nomma « hypolimnion » (гиполимнион en russe, *shin sui sou*, mot à mot la couche d'eau profonde) en japonais. Notons qu'à l'origine ces deux termes ne devaient être employés que dans le cas d'une stratification directe¹⁹. D'aucuns respectent encore aujourd'hui la nuance. Ainsi Loup (1974) oppose subtilement la couche épilimnique de la stratification directe à la « couche épidermique » (p. 36) de la stratification inverse.

La présence de ces trois couches de durée saisonnière est le propre du lac. En étang, la stratification est plus éphémère, mais cela ne signifie pas pour autant que les sauts thermiques soient absents.

c. La stratification en étang

Les étangs sont des plans d'eau où l'épaisseur de la tranche d'eau est réduite à quelques mètres. Leur observation permet l'étude de la couche d'eau la plus superficielle. En fait, tout étang est compris à l'intérieur de l'épilimnion. Pourtant, les sauts thermiques y sont importants. Ce sont d'ailleurs dans les tout petits lacs de montagne, en fait des étangs par leur taille, que les thermoclines éphémères ont été d'abord repérées (Steinböck, 1934, Olszewski, 1953). La mesure en continu de la température de plusieurs étangs limousins de 1997 à 2001 a permis d'étudier précisément la localisation et les valeurs des sauts thermiques dans des plans d'eau de 2 à 6 m de profondeur (Touchart, 2001b). Des sauts thermiques de 5 à 8 °C sur quelques décimètres sont fréquents, atteignant parfois 8 à 10 °C, et se trouvent en général entre 0,5 et 1 m de profondeur. À la différence des sauts thermiques de surface qui disparaissent la nuit, ils se contentent de s'affaiblir, mais sont rarement complètement détruits, subsistant pendant plus de 80 % du temps estival (fig. 24).

Nous pensons que ces sauts thermiques sont différents des thermoclines éphémères étudiées dans les épilimnions des lacs par Imberger (1979, 1985). Les surfaces très faibles des étangs ne permettent pas aux processus mécaniques de destruction de la stratification (*cf.* II) d'opérer, si bien

¹⁹ « J'emploie deux nouveaux mots dans cet article, qui me paraissent convenir à la description de la température et d'autres phénomènes lacustres. Ces termes sont l'*épilimnion*, pour la couche supérieure d'eau chaude qui se développe dans le lac en été, et l'*hypolimnion*, pour la couche inférieure plus froide. Ces deux parties du lac diffèrent largement par leurs variations de température, ainsi que par les caractères chimiques et biologiques » (Birge, 1910b, p. 1005, en anglais).

que les sauts thermiques d'étang, en dehors de ceux de surface, sont beaucoup plus stables (*cf.* III) que ceux des lacs qui seraient situés à des profondeurs équivalentes. C'est pourquoi nous proposons d'appeler ce saut thermique d'étang, qui n'a pas la durée saisonnière d'un métalimnion de lac mais qui a une durée beaucoup plus longue que la thermocline éphémère d'un épilimnion lacustre, du nom de métastagnion (Touchart, 2001b). Au-dessus du plan de convexité maximale du profil thermique, celui-ci est surmonté d'un épistagnion, dans lequel des thermoclines superficielles durant quelques heures se font et se défont. En dessous du plan de concavité maximale, le métastagnion laisse place à l'hypostagnion. Celui-ci est, malgré la faible profondeur, préservé de l'influence de la surface grâce à la superficie réduite de l'étang.

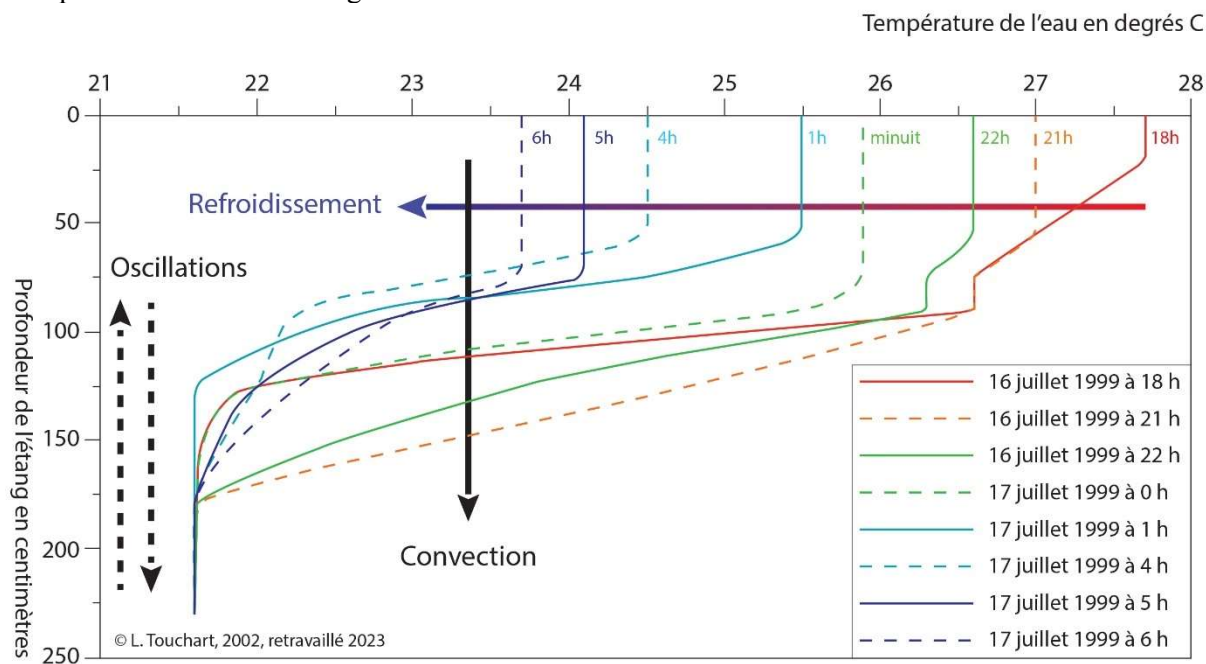


Fig. 24 Profils de refroidissement de l'étang de Cieux (Limousin) le 16 et 17 juillet 1999
Mesures, conception et réalisation L. Touchart, Univ. Limoges, EA 1086 TSP

Ainsi, en lac comme en étang, l'étagement vertical des phénomènes physiques est lié à leur zonation horizontale.

B. La température et la superficie

L'étude de la température des plans d'eau dans la dimension horizontale offre un double intérêt, fondamental et appliqué. La partie fondamentale est éminemment géographique, puisque sa représentation graphique est cartographique et son interprétation scientifique réclame des liens avec l'étude des températures dans la dimension verticale. D'ailleurs, c'est peut-être le très faible nombre de géographes parmi les limnologues de la planète qui explique la rareté des cartes de températures lacustres et l'inexistence de celles concernant les étangs. Comme les variations horizontales sont beaucoup plus difficiles à modéliser que le fonctionnement vertical, elles ont tendance à être plus ou moins délaissées par les scientifiques²⁰. Or la connaissance de la répartition horizontale des températures présente aussi un intérêt appliqué certain. La température du cours d'eau sortant et la teneur en oxygène de celui-ci dépendront de la localisation de l'exutoire et pourront être différentes des qualités physiques moyennes du plan d'eau. La question est importante pour les plans d'eau artificiels, où l'emplacement de la prise d'eau alimentant l'émissaire peut être modifié. Beaucoup de

²⁰ « Bien que les masses d'eau soient considérablement plus brassées sur l'axe horizontal que sur l'axe vertical, l'hétérogénéité horizontale de la répartition du plancton apparaît relever davantage de la règle que de l'exception. [...] Les gradients verticaux se prêtent en outre à une simulation expérimentale pour tester les hypothèses formulées. Il en va différemment pour les structures observées dans le plan horizontal, qui sont moins prévisibles » (Angeli *et al.*, 1995).

contrastes thermiques horizontaux sont en partie liés au fonctionnement vertical des plans d'eau et à leur profondeur. D'autres, plus autonomes, procèdent de différences propres à la surface des épilimnions.

1. LES CONTRASTES THERMIQUES ENTRE LE LITTORAL ET LE PLEIN LAC

Les seuls ouvrages consacrés à la répartition géographique des températures lacustres, avec une grande part traitant de leur zonation horizontale, sont ceux des Soviétiques Россолимо (1957) à propos du Baïkal et Тихомиров (1982) à propos de l'ensemble des grands lacs tout en s'appuyant surtout sur le Ladoga. L'idée principale de Rossolimo était celle de la distribution concentrique des isothermes, surtout manifeste pendant la saison chaude. Le centre du lac est alors, pendant la saison chaude, la partie la plus fraîche et la température croît progressivement en direction des littoraux. C'est le concept de ceinture (*полоса*). Les ceintures thermiques (fig. 25 & 26) s'observent dans de nombreux plans d'eau, comme du 15 juin au 15 août dans le plus grand lac mongol, le Koussougol (Государственный комитет СССР, 1989, с. 67), ou, en juillet, dans l'Issyk-Koul (Орлова, 1978, с. 137).

Si, en été, on passe du plein lac au littoral par un gradient, c'est plutôt une opposition qui le remplace en hiver, sous forme d'un seuil, d'une limite, la barre thermique. Au large, surtout si l'étendue totale du lac est grande, l'amplitude thermique de l'eau a tendance à être assez faible. Sur les littoraux, en revanche, l'eau est surchauffée en été, mais elle gèle au contraire plus tôt en hiver. En résumé, l'eau qui se trouve au-dessus de la beine répond plus vite aux sollicitations thermiques, en liaison avec la faible profondeur.

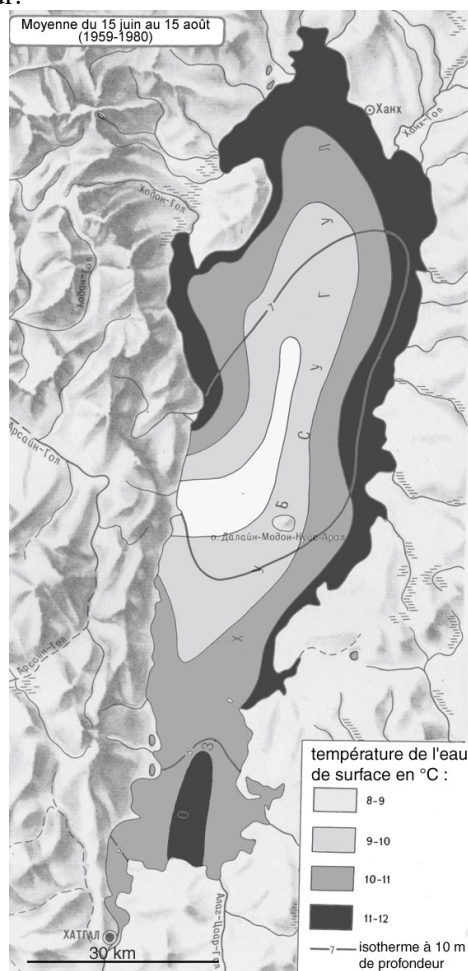


Fig. 25 Carte des isothermes estivales du Koussougol
Réalisation L. Touchart, d'après Государственный комитет СССР (1989)

C'est en saison froide que le phénomène est susceptible d'être le plus étonnant. En Ecosse, dans le Lomond et le Linlithgow, Buchanan (1879) opposa l'homothermie du large et la stratification inverse du littoral, à l'origine de courants de densité. Il voulait ainsi expliquer le fait troublant que les températures qu'il mesurait aux grandes profondeurs lacustres étaient plus froides que la température de densité maximale. A propos du Léman, le Suisse François-Alphonse Forel montra même qu'un lac pouvait cumuler une stratification inverse sur le littoral et directe en plein lac (fig. 27). Il donna à ce phénomène le nom de « barre thermique » (Forel, articles de 1880 à 1892, résumés en 1895, pp. 376-380)²¹.

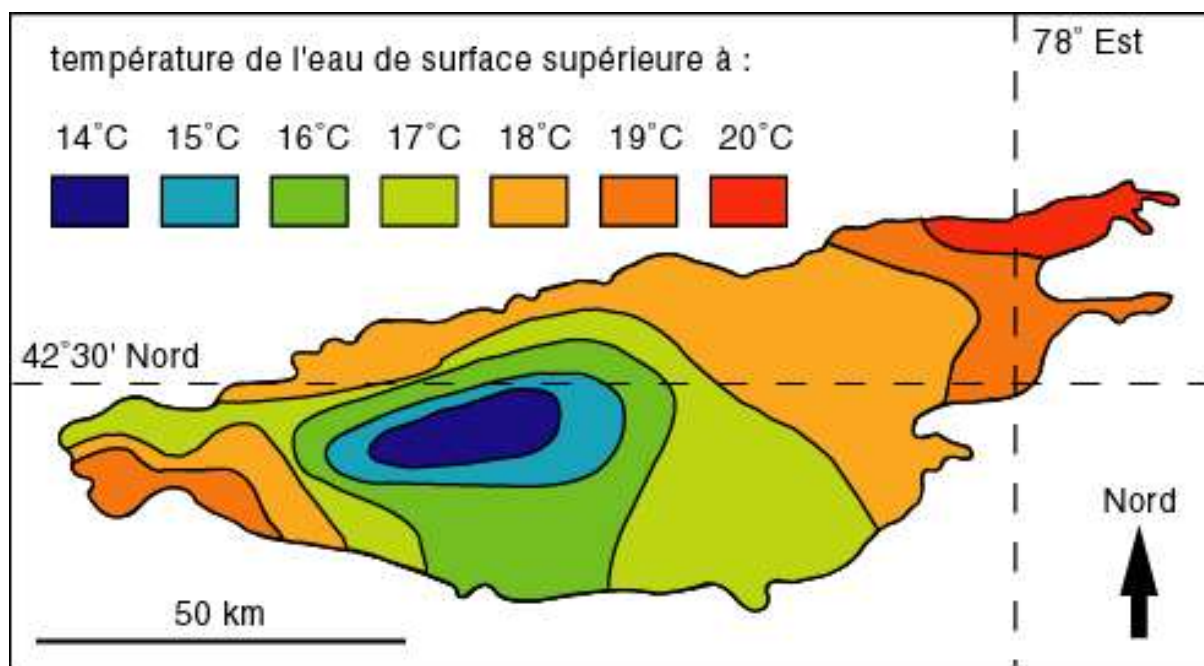


Fig. 26 Carte des isothermes de l'eau de surface de l'Issyk-Koul en août 1968
Réalisation L. Touchart, d'après Орлова (1978)

Après la découverte de Forel, pendant une soixantaine d'années, il n'y eut pratiquement aucune étude poursuivant ce sujet. L'intérêt ne pouvait resurgir que d'un pays où la prise en glace des lacs est systématique. Ce fut le géographe soviétique A.I. Tikhomirov qui reprit le premier, à partir des années 1950, les recherches concernant la barre thermique (*термобар*) sur le Ladoga (Тихомиров, 1961).

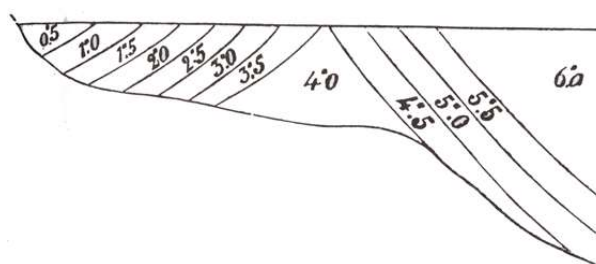


Fig. 27 La barre thermique, un phénomène découvert par Forel dans le Léman
D'après Forel (1895)

²¹ « Il doit y avoir la formation d'une barre d'eau à 4 °C, la barre thermique littorale, à flancs inclinés en sens opposés comme les deux faces d'un toit, sur lesquels les isothermes se superposent en stratification directe du côté du plein lac, en stratification inverse du côté de la rive. L'eau plus lourde de cette barre doit tendre sans cesse à s'écouler dans le fond ; mais, en descendant ainsi, elle doit permettre le contact des eaux plus chaudes et des eaux plus froides qui la limitent de chaque côté. Dans ce contact d'eau de températures différentes, mais de densités égales, il doit y avoir mélange et production à nouveau d'eau à 4 °C [...]. La barre littorale qui se réduit sans cesse par les courants descendants de convection doit sans cesse se reformer à nouveau par le mélange d'eaux de températures diverses » (Forel, 1895, p. 377).

A partir des années 1960, les Américains lancèrent eux aussi des études concernant la barre thermique (*thermal bar*) dans les Grands Lacs (Rodgers, 1965). En dehors du Ladoga et de l'Onega d'une part, des Grands Lacs Américains d'autre part, où les études concernant la barre thermique se sont poursuivies, les recherches se sont aussi développées sur d'autres lacs russes, comme le Baïkal (Галазий, 1988, c. 81-82), certains lacs suédois, notamment le Vänern, et des lacs roumains (recherches concernant la « *bara termică* » du lac Izvoru Muntelui-Bicaz, Gâstescu & Driga, 1983). La modélisation de la barre thermique a commencé sur les Grands Lacs Américains grâce à Elliot & Elliot (1969) et s'est affinée depuis (Farrow, 1995). Les lacs Ladoga (fig. 28) et Onega forment l'autre grand pôle de la modélisation mathématique de ce phénomène (Zilinkevich & Malm, 1993, Naumenko, 1994, Kondratyev & Filatov, 1999).

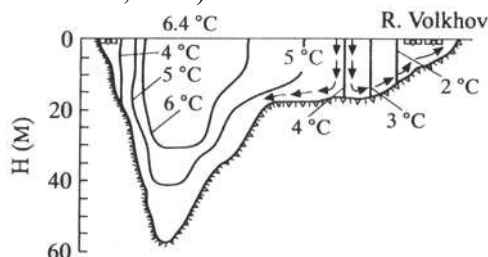


Fig. 28 La barre thermique du Ladoga au large de l'embouchure du Volkhov
D'après Kondratyev & Filatov (1999)

Dans tous ces lacs de domaine tempéré continental, la dimicticité (*cf.* chap. IV) change le comportement de la barre thermique par rapport à l'étude initiale de Forel, qui travaillait en milieu tempéré océanique, dans un lac monomictique chaud, voire oligomictique. Dans les lacs dimictiques, la barre thermique arrive deux fois par an. En automne, elle est assez faible et de courte durée ; elle sépare la stratification inverse littorale de la stratification directe du large, comme cela peut se produire au cœur de l'hiver en lac monomictique chaud. Mais l'originalité réside dans la situation printanière, quand la barre thermique est très puissante et durable ; elle sépare alors la stratification directe littorale de la stratification inverse du large, phénomène qui peut survenir aussi au cœur de l'été dans un lac monomictique froid. Le procès de la barre thermique dure d'autant plus longtemps que le lac est de grande taille. Dans le lac Ladoga, deux décennies d'observations ont permis de connaître ses variations interannuelles de durée, de 20 jours à 180 jours par an pour la seule barre vernale, celle qui est la plus stable du fait de l'inertie du large à voir fondre sa banquise (Тихомиров, 1982).

En saison chaude, à l'intérieur d'une stratification qui est directe sur l'ensemble du plan d'eau, des différences parfois considérables peuvent aussi voir le jour. Dans le Baïkal, les fonds des grands golfes de Bargouzine ou de Tchivyrkouï offrent une température de l'eau plus chaude que celle du large d'une dizaine de degrés. Dans certaines baies (les *sory*), protégées par des flèches littorales, le contraste peut dépasser 15 °C.

2. LES CONTRASTES THERMIQUES ENTRE LES DIFFÉRENTES PORTIONS DU PLEIN LAC : GRADIENTS THERMIQUES LATITUDINAUX ET BASSINS THERMIQUES

Les différences de températures superficielles peuvent prendre la forme de gradients latitudinaux entre le nord et le sud dans les très grands lacs, ou encore de distinction entre les multiples bassins constituant l'ensemble de la cuvette lacustre (Touchart, 1996c).

Les gradients latitudinaux sont d'autant plus manifestes que le lac s'allonge dans le sens nord-sud. En domaine tempéré continental, le Baïkal possède un gradient latitudinal des températures superficielles qui dépasse 6 °C en juin. Les géographes russes l'ont cartographié sous forme de moyennes mensuelles (Географический Факультет, 1962, Touchart, 1994, p. 124). Les valeurs sont assez fortes peu avant la prise en glace automnale et peu après la débâcle printanière. En milieu tropical, le Tanganyika s'étire lui aussi sur plusieurs centaines de kilomètre du nord au sud. Du fait de la zone climatique concernée, le gradient latitudinal est moins élevé, mais peut atteindre près de 2 °C (Coulter & Spigel, 1991, p. 52, et fig. 29).

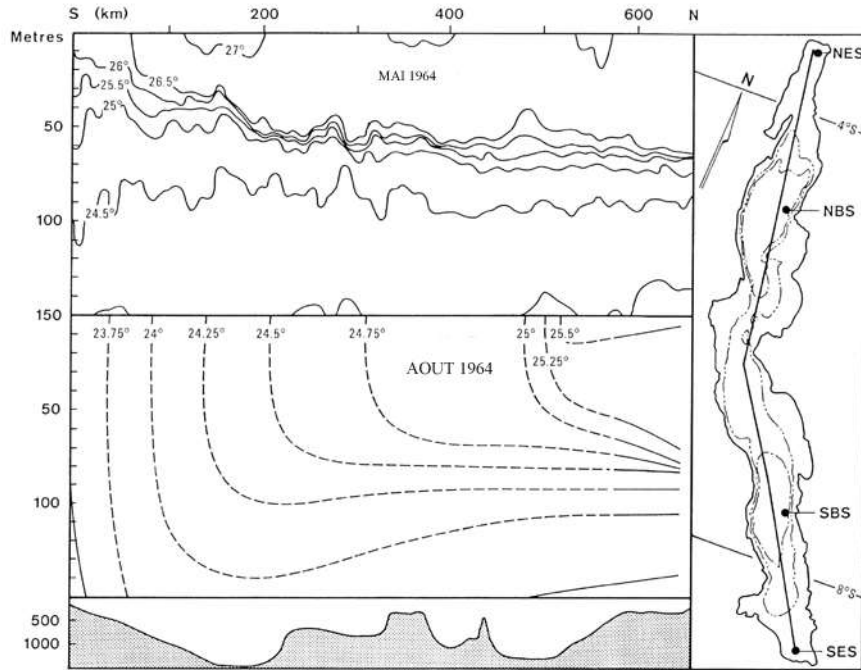


Fig. 29 Coupe thermique longitudinale du lac Tanganyika
D'après Coulter et Spigel (1991)

Dans les lacs constitués de plusieurs bassins séparés par des seuils, chaque dépression se conduit en partie comme un lac distinct. Il se produit alors une zonation multiple, nette pendant la saison chaude. Les isothermes fermées voient leur valeur croître depuis le centre jusqu'à la périphérie de chaque bassin et une dorsale thermique se trouve au niveau des seuils séparant lesdits bassins. La carte des isothermes du Baïkal en août (fig. 30) est remarquable à cet égard (Географический Факультет, 1962, Touchart, 1994).

3. LES CONTRASTES THERMIQUES ENTRE LES DIFFERENTS LITTORAUX LACUSTRES

Les contrastes thermiques entre les différents littoraux procèdent de différences uniquement superficielles. Cependant, les relations avec les tributaires, ou encore avec le fond, peuvent perturber l'organisation spatiale des températures à proximité des côtes.

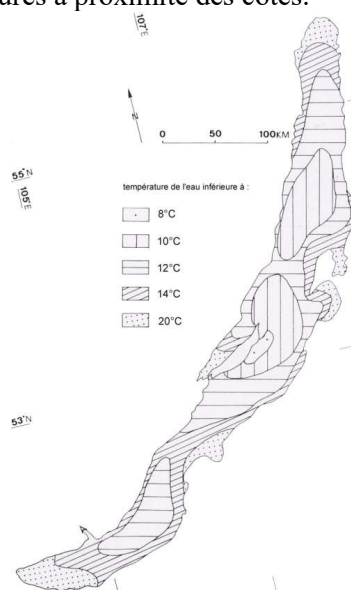


Fig. 30 Carte des températures moyennes de l'eau de surface du Baïkal en août
D'après Географический Факультет (1962) et Touchart (1994)

a. Les littoraux deltaïques

Les apports des tributaires sont à une température telle que les eaux s'étalent en surface ou plongent jusqu'à trouver une couche de densité semblable à celle que leur confère leur température, du moins suffisamment au large de l'embouchure, au-delà de la profondeur-limite d'influence du courant (Wetzel, 1983). Malgré un certain retard dû à l'inertie et quelques décalages provoqués par le régime éolien, force est de reconnaître que l'eau de surface d'un lac est en général chaude quand l'air est chaud et vice versa. Or il n'en est pas de même dans beaucoup de cours d'eau, où tout dépend du comportement saisonnier. Si, en régime méditerranéen et pluvio-évaporal océanique, l'eau fluviale est chaude en même temps que l'air, il en va différemment dans les régimes nivaux et glaciaires.

La neige et la glace fondent d'autant plus que l'air est chaud. Ainsi, en montagne, ou encore en plaine de climat continental, les lacs déjà chauds en surface reçoivent des eaux fluviales froides de la part de leurs tributaires. Le phénomène est fameux dans le Léman, où les eaux apportées par le Rhône sont froides en juillet, alors que le lac péri-alpin est déjà bien stratifié. A leur entrée dans le plan d'eau, les eaux fluviales plongent alors, formant la bataillière. En surface, l'opposition thermique est remarquablement nette²². Le phénomène est évidemment accentué par la charge sédimentaire du fleuve (cf. II.A.2.a). Grâce au même régime glaciaire mitigé que celui du Rhône valaisan, l'Aar fait de même dans le lac de Brienz. Les situations sont analogues, mais décalées sur la fin de l'été (août²³) pour les tributaires ultra-glaciaires, comme la Waitaki à l'entrée du lac Pukaki, ou sur le début de l'été (juin) pour les affluents nivaux purs, comme le Rhin à l'entrée dans le Bodan, où le *Bruch* est l'équivalent de la bataillière. Collet (1925) montra d'ailleurs la fréquence du procès dans la plupart des lacs alpins au début de la saison chaude. L'ensemble du lac en est parfois affectée. Il en est ainsi dans le Verbano, où la thermocline est inclinée du nord vers le sud du lac, au fur et à mesure de l'éloignement des deltas (Tonolli, 1960, 1961).

Même en zone tropicale, où les différences thermiques saisonnières sont faibles, les contrastes de température entre l'eau fluviale et lacustre peuvent être importants, ne serait-ce que du fait de la couverture forestière du bassin d'alimentation. Dans le Tanganyika, certains tributaires peuvent avoir une température de l'eau de 6 °C plus fraîche que celle du lac (Coulter & Spigel, 1991, p. 73). D'autre part, l'amplitude diurne est assez forte et différente entre les cours d'eau et le plan d'eau.

Au total, l'entrée des tributaires dans les lacs perturbe la stratification thermique de ceux-ci et provoquent de nouveaux contrastes spatiaux, des apports calorifiques particuliers (cf. II) et une forte instabilité localisée (cf. III).

b. Les oppositions thermiques de façades

D'un littoral opposé à l'autre, des écarts thermiques assez accentués peuvent se manifester, en liaison avec des courants de remontée faisant face à des courants en cascade. Ces contrastes horizontaux sont alors à mettre en liaison avec la structure thermique verticale, dans laquelle la thermocline est basculée, s'approfondissant en direction de la côte au vent (cf. III). Quand l'hypolimnion affleure ainsi sous le vent, des différences de 10 °C ont par exemple été mesurées dans les lacs Ladoga et Onega (Mandych & Shilkrot, 1995, p. 236). Elles sont aussi très fortes dans le Baïkal, entre le littoral sous le vent du nord-ouest et celui au vent du sud-est (Touchart, 1996c). C'est finalement tout le transect qui voit ses températures superficielles évoluer d'une extrémité à l'autre du lac, si bien qu'on peut parler d'opposition thermique de façade. Celle-ci est souvent instable, comme dans le lac Windermere (Mortimer, 1952). Le contraste peut même être sensible dans un petit lac. Ainsi, aux confins du Limousin et de l'Angoumois, le lac de barrage de Lavaud, qui s'étend sur seulement 225 ha, présente une dissymétrie de façade atteignant 4 °C entre l'ouest et l'est, la température la plus forte caractérisant la façade au vent (Thybaud, 1997, pp. 67-70).

²² « Les eaux grises, opaques du fleuve disparaissent en gros nuages sous les eaux limpides et azurées du lac. (...) A la surface, la limite entre les deux eaux est parfaitement tranchée ; un des côtés du bateau qui navigue sur ces tourbillons est dans l'eau glaciaire, l'autre côté est dans l'eau transparente » (Forel, 1892b, p. 386). Cf. photo 4A p. 236.

²³ Février dans l'hémisphère sud, cas du lac Pukaki, puisque celui-ci est néo-zélandais.

c. La thermopente

Sur la marge interne des littoraux, le talus sous-lacustre, par sa forte pente, est susceptible de perturber la stratification thermique, peut-être sous la forme de micro-structures thermiques, comme celles observées sur le raide versant immergé du lac Tahoe (Caldwell *et al.*, 1978). D'une manière plus générale, le talus sous-lacustre est le lieu où, lors des stratifications directes durables, la thermocline entre en contact avec le fond du lac. Cet endroit précis, pour lequel Lemmin *et al.* (1998, p. 461) ont proposé le terme de « *thermoslope* », est le siège de phénomènes hydrodynamiques exacerbés (Thorpe, 1998). Les relations entre la structure thermique et le fond sont plus fortes encore dans les étangs.

4. LA ZONATION THERMIQUE EN ETANG

Malgré une superficie en général réduite en à quelques hectares, les températures de surface des étangs présentent une zonation marquée. Celle-ci est pourtant peu connue et très rarement étudiée. Des campagnes de mesures menées en Limousin ont permis de classer les principaux contrastes thermiques rencontrés en étang (Touchart, 2001b). En hiver, il suffit de froids assez peu prononcés pour que les étangs, du fait de leur petite taille, prennent en glace. L'étang de la Pouge (45°47'N-0°56'E), cartographié le 28 janvier 1998, en offre un exemple sur 30 ha (fig. 31)²⁴. Une barre thermique existe au sud et dans le fond de la grande baie occidentale, avec une légère stratification directe au sud et à l'ouest, pendant que l'essentiel de l'étang est en stratification inverse. Les températures les plus froides sont au droit des plus grandes profondeurs, décalées vers l'est. Les baies sont moins froides. A proximité de la digue, l'eau de subsurface est moins froide qu'ailleurs sous la glace, avec des valeurs correspondant à celles du centre sud, où le dégel commence à se produire. La prise d'eau profonde alimentant l'émissaire provoque quelques échanges avec l'eau de fond, plus chaude.

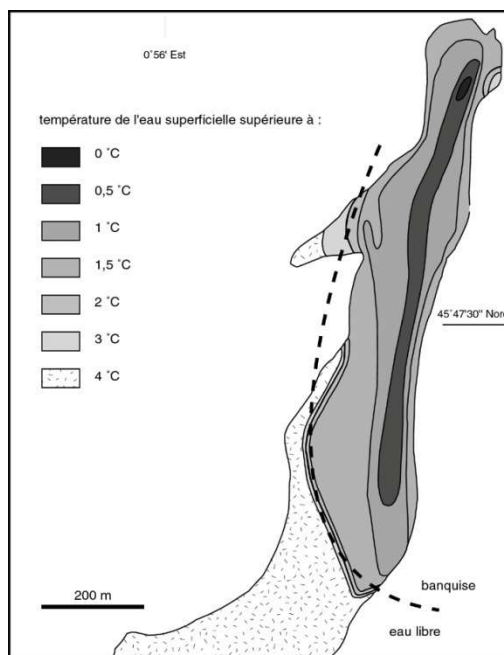


Fig. 31 Carte des températures de l'eau de subsurface (sous la banquise) et de surface de l'étang de la Pouge (Limousin) le 28 janvier 1998 au matin

Mesures S. Rébérac, P. Martinez, N. Ishiguro, L. Touchart,
conception S. Rébérac, L. Touchart, réalisation L. Touchart,
Univ. Limoges, EA 1086 TSP, D. Géographie, labo cartographie

²⁴ La campagne de mesures manuelles a été faite entre 9 h 30 et 13 h et pose donc le problème de la durée, pendant laquelle les conditions ont eu le temps de changer quelque peu. C'est que la glace, bien que son épaisseur fût de seulement 9 mm d'épaisseur, devait être trouée, afin de prendre partout la température en subsurface, si bien que les transects ont été longs à réaliser. La carte montre cependant de nombreux phénomènes intéressants, que le caractère non instantané des observations ne remet pas fondamentalement en cause. Seul le dégel de l'étang, qui progressait lentement du sud au nord, a sans doute légèrement modifié la limite méridionale.

En été²⁵, les températures de surface montent vite jusqu'à de fortes valeurs et sont très influencées par le vent. L'étang de Rochechouart (45°49'N-0°49'E), cartographié le 16 août 1998, en offre un exemple, dans la mesure où la température de l'air était de 32 °C et le vent soufflait du nord au sud, dans la même direction que l'allongement de l'étang. La carte des températures de l'eau de surface instantanées (fig. 32) montre avant tout une décroissance très nette du nord au sud. Manifestement, le vent déstratifiait l'étang au nord, et accumulait la couche superficielle surchauffée au sud. Le profil thermique vertical effectué au sud montrait une remarquable thermocline et un écart de 4 °C entre la surface et le fond du plan d'eau à 1,50 m de profondeur (fig. 32). A l'inverse, au nord, il n'y avait que 0,6 °C d'écart entre la surface et le fond de l'étang. La température de surface au nord de l'étang correspondait à celle du sud à 90 cm de profondeur. Comme en lac, l'eau du tributaire forme un contraste thermique avec celle du plan d'eau et la carte montre que, à son entrée dans l'étang, l'eau de l'affluent s'étale en surface tout en étant déportée vers l'est, sur sa droite.

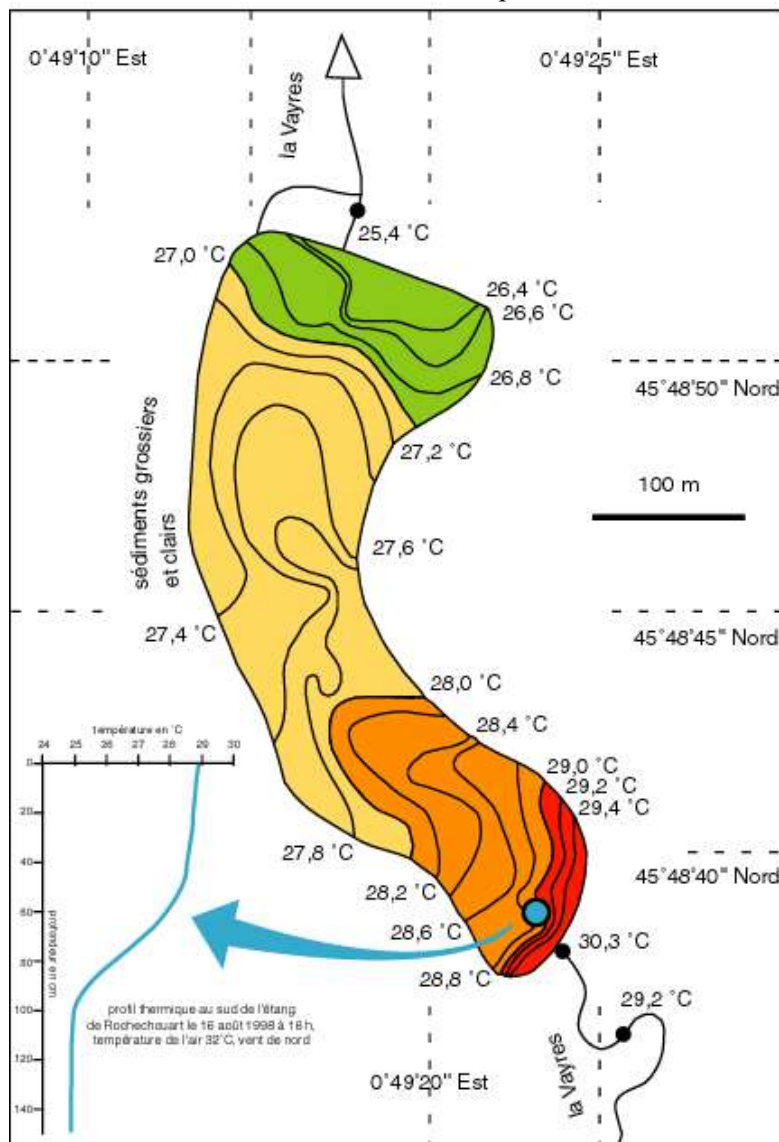


Fig. 32 Carte des températures de l'eau de surface de l'étang de Rochechouart (Limousin) le 16 août 1998 entre 15 et 16 h

Mesures, conception et réalisation L. Touchart, Univ. Limoges, EA 1086 TSP

²⁵ En eau libre, les transects peuvent être réalisés rapidement, en traînant un thermomètre enregistreur à vitesse constante et le plan d'eau est balayé en un temps qui ne lui permet guère d'avoir changé entre le début et la fin des mesures. Nous l'avons réalisé pour l'étang de Rochechouart le 16 août 1998, entre 15 h et 16 h.

Les étangs, outre une diversité des oppositions thermiques à l'instar des lacs, possèdent aussi quelques particularités, dont la principale se trouve être l'importance des relations entre la température de l'eau et le substrat. Dans l'étang de Rochechouart, en été, les fonds sableux clairs, au nord-ouest, au large de la plage, correspondent à une température de l'eau plus froide que les fonds vaseux noirs (fig. 32).

En conclusion, les différences horizontales de température peuvent être fortes, non seulement en lac, mais même en étang. L'importance des contrastes thermiques en plan réside bel et bien dans la répartition horizontale des profils verticaux. Dans les lacs italiens, Pompilio *et al.* (1996) ont ainsi montré que la profondeur de la thermocline dépendait de la longueur maximale potentielle de la course du vent. Elle est aussi sous l'influence de la forme, oblongue ou plutôt circulaire, du lac (Ambrosetti *et al.*, 1996). Etagement et zonation des masses d'eau sont liés dans un cadre hydrophysique global, qui mérite d'être expliqué.

II. LES CAUSES DE L'ETAGEMENT ET DE LA ZONATION DES LACS

Historiquement, les causes provoquant le réchauffement ou le refroidissement des eaux continentales ne sont pas toujours apparues évidentes. Tant que la distinction entre les facteurs externes, comme la radiation solaire ou les apports d'eaux souterraines, et internes, représentant les processus de transfert d'une profondeur à une autre, ne fut pas clairement énoncée, une certaine confusion régna. Ce fut pourquoi d'éminents savants ne purent résoudre la question de l'origine des températures froides et uniformes dans les couches profondes des grands lacs²⁶. En fait, la température de l'eau résulte des échanges entre le lac et l'extérieur, certains considérés comme des gains, d'autres comme des pertes. L'ensemble forme un bilan. Mais, à l'intérieur du lac, la température qui en résulte n'est pas homogène et ces contrastes procèdent du transfert différencié de la chaleur par les procès de conduction, convection libre et convection mécanique.

A. Les facteurs externes et le bilan thermique du lac

Le bilan thermique (*heat budget*) est le décompte des facteurs provoquant le réchauffement ou le refroidissement de l'eau. Les termes du bilan sont recensés depuis le XIX^e siècle²⁷, mais ils sont regroupés et exprimés de manière différente selon que l'organisme hydrologique se trouve être un cours d'eau (Walker & Lawson, 1977, Ward, 1985, Calow & Petts, 1992) ou un plan d'eau (Horne & Goldman, 1994, Lemmin, 1995) et selon le but, biologique, chimique ou hydraulique de l'étude. L'approche est ici géographique, fondée sur une hiérarchisation des échelles.

Trois composants d'une importance décroissante peuvent être distingués : le bilan climatique, le bilan hydrologique et celui des facteurs secondaires. C'est la somme des trois qui forme le bilan thermique, mais leur alliance ne prend pas les mêmes proportions en fonction de l'organisme hydrologique considéré : grand ou petit lac, étang, cours d'eau. C'est cette distinction fondamentale qui est géographique.

²⁶ « Mais quelle explication substituera-t-on à celle que je crois avoir réfutée ; j'avoue que je n'en ai aucune qui me satisfasse » (Saussure, 1796, p. 209).

²⁷ « Les gains de chaleur lui viennent : (a) de la chaleur émise directement par le soleil, (b) de la chaleur rayonnée par l'atmosphère ambiante et les côtes élevées qui bordent le lac, (c) de la chaleur transmise par contact avec l'atmosphère superposée, (d) de la chaleur latente dégagée par la condensation de vapeur d'eau à la surface du lac, (e) de la chaleur apportée par l'eau des divers affluents (rivières et pluies), (f) de la chaleur développée par transformation du travail mécanique du vent, (g) de la chaleur développée dans les phénomènes biologiques de la vie des animaux et végétaux et de la putréfaction, ou dans les réactions chimiques qui se passent entre les substances dissoutes dans l'eau du lac, (h) de la chaleur centrale de la terre transmise par conduction dans le plafond du lac. Les pertes de chaleur ont lieu : (a) par rayonnement dans l'espace cosmique et dans l'atmosphère, (b) par contact avec une atmosphère froide, (c) par la chaleur latente absorbée dans l'évaporation de surface, (d) par la chaleur latente absorbée pour la fusion de la neige et de la grêle tombées dans le lac, (e) par apport d'eau froide des divers affluents (rivières, pluies, etc.) » (Forel, 1895, p. 289-290).

1. LA PARTIE CLIMATIQUE DU BILAN THERMIQUE

Le bilan climatique, en général dominant, est lui-même composé du bilan radiatif, du bilan de chaleur sensible et de celui de chaleur latente ; il s'effectue à la surface de l'eau.

a. Le bilan radiatif

Le bilan radiatif, qui se trouve être le plus important de tous les sous-bilans, est la somme algébrique de la radiation solaire incidente et du rayonnement effectif, ce dernier étant lui-même la somme algébrique du rayonnement de l'eau vers le milieu et du milieu vers l'eau.

Par rapport à la constante solaire de 2 calories par minute par centimètre carré²⁸, qui correspond à la quantité de chaleur reçue au sommet de l'atmosphère, la radiation frappant un lac moyen se trouve être beaucoup plus faible, du fait de la réfraction à la périphérie de l'atmosphère, de l'absorption par l'atmosphère, de la réflexion par les nuages, etc. Elle est aussi variable dans l'espace, en fonction de la latitude²⁹, de l'altitude, de la couverture nuageuse moyenne, et dans le temps, fondée sur les cycles saisonnier et diurnes, et perturbée par toutes les irrégularités acycliques. Les lacs qui reçoivent la plus grande quantité de radiation solaire incidente sont ceux de milieu aride, grâce à la très grande faiblesse de la nébulosité. A l'échelle de l'année, la région du lac Nasser (ou d'Assouan) reçoit ainsi environ 220 000 calories par centimètre carré par an, soit un peu plus de 600 par jour, ou encore 0,42 par minute. Le Rajasthan indien, où se trouve le lac Sambhar profite d'environ 200 000 cal/cm²/an. Dans l'hémisphère sud, la bande aride connaît des valeurs un peu inférieures, mais, en Afrique Australe, la radiation qui frappe le nord du Kalahari, donc le lac Ngami, atteint 180 000 cal/cm²/an. Les études proprement limnologiques, et non déduites de travaux climatologiques, sont rares, mais on peut citer celles des deux plus grands lacs de Galilée, celui de Tibériade et le lac Houlé (Neumann, 1953). Le premier reçoit 177 000 cal/cm²/an et le second 184 300 cal/cm²/an. Dans le désert arizonien, le lac de barrage de Mead reçoit 180 891 cal/cm²/an selon une étude d'Anderson & Pritchard (1951). En domaine tropical à saison alternée, les valeurs moyennes sont de l'ordre de 160 000 cal/cm²/an, comme à la surface du lac Malawi (ou Nyassa). Les lacs de milieu équatorial, tels, en Indonésie, le Maninjau et le Toba, reçoivent environ 140 000 cal/cm²/an, c'est-à-dire moins que les précédents malgré l'avantage de la latitude, à cause de la nébulosité. Dans la zone tempérée, les valeurs baissent du sud au nord, de 130 000 cal/cm²/an en Italie méditerranéenne dans la région du lac de Bracciano à 80 000 cal/cm²/an en Russie pour le Ladoga. En fait, pour de nombreux lacs tempérés, la radiation solaire incidente apporte une centaine de milliers de calories par centimètre carré par an, soit environ 280 par jour et 0,20 par minute, mais les variations saisonnières sont très importantes. En domaine océanique froid, les valeurs annuelles peuvent baisser jusqu'à 60 000 cal/cm²/an, comme sur le Myvatn (lac des Mouches) islandais. Les zones et domaines climatiques auxquels appartiennent les lacs sont perturbés par les montagnes. En haute altitude, la tranche d'atmosphère traversée par la radiation solaire est moins épaisse. Puisque, en outre l'air est pur et sec, une quantité d'énergie sensiblement plus forte est susceptible d'arriver jusqu'au lac. Les lacs tibétains, comme le Nam et le Siling, atteindraient des valeurs de 220 à 230 000 cal/cm²/an.

Quand la radiation solaire incidente, ainsi géographiquement quantifiée, frappe le plan d'eau, une partie est réfléchiée à sa surface. Cette proportion est beaucoup moins élevée pour l'eau que pour la terre, si bien que la perte d'énergie par albédo est très faible à la surface des lacs, ne dépassant pas 3 à 8 % dans les conditions habituelles. Dufour (1873) a cependant montré que les coteaux viticoles vaudois profitaient d'un léger surplus de chaleur grâce à la réflexion sur le Léman, d'autant plus forte que le lac est calme et d'autant plus forte, proportionnellement, que le soleil est bas sur l'horizon³⁰. La

²⁸ Bien que l'unité officielle soit désormais le watt par mètre carré, la calorie par cm² par unité de temps, ou langley (Ly) par unité de temps, reste très parlante. Pour passer des cal/cm²/an citées dans le texte aux W/m², il faut diviser par 754,45.

²⁹ Toutes choses égales par ailleurs, l'énergie calorifique pour une même unité de surface varie proportionnellement au sinus de l'angle d'incidence des rayons solaires. En ce sens, la latitude apparaît comme le facteur le plus important, mais cet angle varie en fait aussi avec la pente topographique. En outre, les choses ne sont pas égales par ailleurs et il faut faire aussi intervenir l'altitude et la nébulosité, donc la mosaïque des milieux géographiques.

³⁰ Cette étude est ressassée par les viticulteurs de Lavaux jusqu'à aujourd'hui, avec quelques confusions, comme la transformation d'un albédo maximal ponctuel de 0,68 (68%) dans l'article initial en un réchauffement de 0,68 °C de la côte vaudoise dans certains ouvrages récents (Dubois, 1996, p. 23).

seule exception concerne les lacs gelés, en permanence ou saisonnièrement. L'albédo est alors au contraire très fort, de 30 à 40 % pour une banquise lacustre pure, comme celle du Baïkal et des lacs continentaux à très faibles précipitations hiémales, jusqu'à des valeurs dépassant 90 % pour les lacs dont la banquise est recouverte de neige fraîche abondamment renouvelée, comme le lac de Hornindal.

Hormis le cas particulier des lacs gelés, la quasi-totalité de la radiation incidente qui avait traversé l'atmosphère pénètre donc dans l'eau. Cet apport solaire direct se fait surtout dans les ondes courtes. A l'intérieur du lac, ces ondes électromagnétiques sont absorbées et diffusées. L'absorption par l'eau est très forte, puisqu'on estime que moins de la moitié de la radiation solaire pénètre au-delà d'un mètre de profondeur, mais elle est sélective. Tout dépend de la longueur d'onde considérée. On exprime cette absorption sélective par le coefficient d'extinction, ou coefficient d'absorption³¹ (*коэффициент вертикального ослабления солнечного света*), de sorte que, selon la loi de Lambert :

$$I_z = I_0 e^{-\eta z}$$

avec :

I_z intensité du rayon lumineux (*beam intensity*), ou elliptiquement, intensité de la lumière, à la profondeur z ,

I_0 intensité de la lumière à la surface du lac (profondeur 0),

η (êta) coefficient d'absorption (en m^{-1})

z profondeur

Or η est fonction de la longueur d'onde. Dans l'eau pure, il atteint son minimum à 0,48 μm , c'est-à-dire dans la couleur bleue, et remonte en deçà, dans le violet visible et l'ultraviolet, et au-delà, dans le visible et l'infrarouge. Comme les valeurs du coefficient d'absorption ne sont pas très parlantes exprimées telles quelles (par exemple 0,005 m^{-1} à 0,48 μm), on les transforme souvent en pourcentage d'absorption. Pour une tranche d'eau de 1 m d'épaisseur traversée ($z = 1$), l'absorption en % correspond à $100(1 - e^{-\eta})$. Ainsi, une couche d'eau pure de 1 m absorbe 0,52 % de la radiation bleue de surface à 0,48 μm , 1,6 % de la radiation verte à 0,52 μm , 7 % de la radiation jaune à 0,58 μm , 23,5 % de la radiation orange à 0,62 μm , 36,6 % de la radiation rouge à 0,68 μm , 64,5 % de la radiation rouge-IR à 0,72 μm , 91,1 % de la radiation infrarouge à 0,82 μm (James & Birge, 1938). Dit d'une autre manière, à 1 m de profondeur, l'eau a laissé passer 99,48 % des ondes de 0,48 μm , mais seulement 8,9 % de celles de 0,82 μm (pourcentage de transmission = $100 e^{-\eta}$).

Dans la pratique, l'eau du lac n'est pas pure, mais contient des substances dissoutes et des particules en suspension. Ces éléments ajoutent des possibilités d'absorption. En fait, le coefficient d'absorption total est constitué par l'addition des trois coefficients d'absorption : eau, matières dissoutes et matières en suspension. Cette somme correspond à un produit au niveau de l'exponentielle³², si bien que les substances contenues par l'eau ont un effet démultiplicateur pour l'absorption de la radiation. L'absorption peut être beaucoup plus forte dans un lac chargé que dans un lac d'eau presque pure, surtout pour les courtes longueurs d'onde. En outre, les coefficients d'absorption par les substances dissoutes et en suspension n'atteignent pas leur minimum à 0,48 μm comme celui de l'eau pure, mais dans des longueurs d'onde plus élevées. Par exemple, la pénétration maximale se fait à 0,57 μm dans le lac Kizaki (Kishino & Hayashi, 2001).

Les lacs chargés ont donc une transparence moins élevée et une couleur moins bleue que les lacs d'eau pure. Ces deux caractères sont en effet liés au coefficient d'absorption.

La transparence est en relation avec le pourcentage de transmission de l'eau, réduit à la seule partie visible du spectre. Elle est donc inversement proportionnelle au coefficient d'absorption total entre 0,4 à 0,7 μm . Selon Poole & Atkins (1929), la transparence océanique mesurée au disque de Secchi (*cf.* chap. I) multipliée par le coefficient d'absorption est égale à 1,7. Lemmin (1995) applique la formule aux lacs. Cela revient à dire que la transparence de Secchi correspond à la profondeur où l'éclairement est égal à 18,3 % de celui de surface (Lemmin, 1995, p. 77, indique 16 %). Les travaux expérimentaux japonais des années 1930 montraient que ce taux variait de 5 % à 15 % selon la

³¹ Bien que la plupart des limnologues emploient indifféremment ces deux termes (par exemple Hutchinson, 1957, p. 381), Dussart (1966, 1992, p. 36) rappelle, à la suite de l'océanographe Strickland (1958), que les deux coefficients représentent le même phénomène, mais celui d'extinction est exprimé en logarithme décimal tandis que celui d'absorption l'est en logarithme népérien. Kishino & Hayashi (2001, p. 65, en anglais) parlent quant à eux de coefficient d'atténuation.

³² Si $\eta = \eta_{\text{eau}} + \eta_{\text{dissous}} + \eta_{\text{suspension}}$, alors $I_z = I_0 e^{-\eta_{\text{eau}} z} e^{-\eta_{\text{dissous}} z} e^{-\eta_{\text{suspension}} z}$

précision des photocellules utilisées (Hutchinson, 1957, p. 403). C'est pourquoi la formule utilisée par les limnologues russes pour les lacs naturels et les lacs de barrage semble une moyenne raisonnable. C'est elle qui sera reprise ici. En effet, selon Кириллова (1970) :

$Z_s = 2 / \eta$, avec Z_s transparence de Secchi, η coefficient d'absorption

On en déduit que la transparence de Secchi correspond à la profondeur à laquelle il reste 13,5 % de la lumière de surface³³. En prenant le problème à l'inverse, la profondeur à laquelle l'éclairement résiduel est de 1 % correspond à 2,3 fois la profondeur de Secchi³⁴, 5 % 1,5 fois, 10 % 1,15 fois (figure 33).

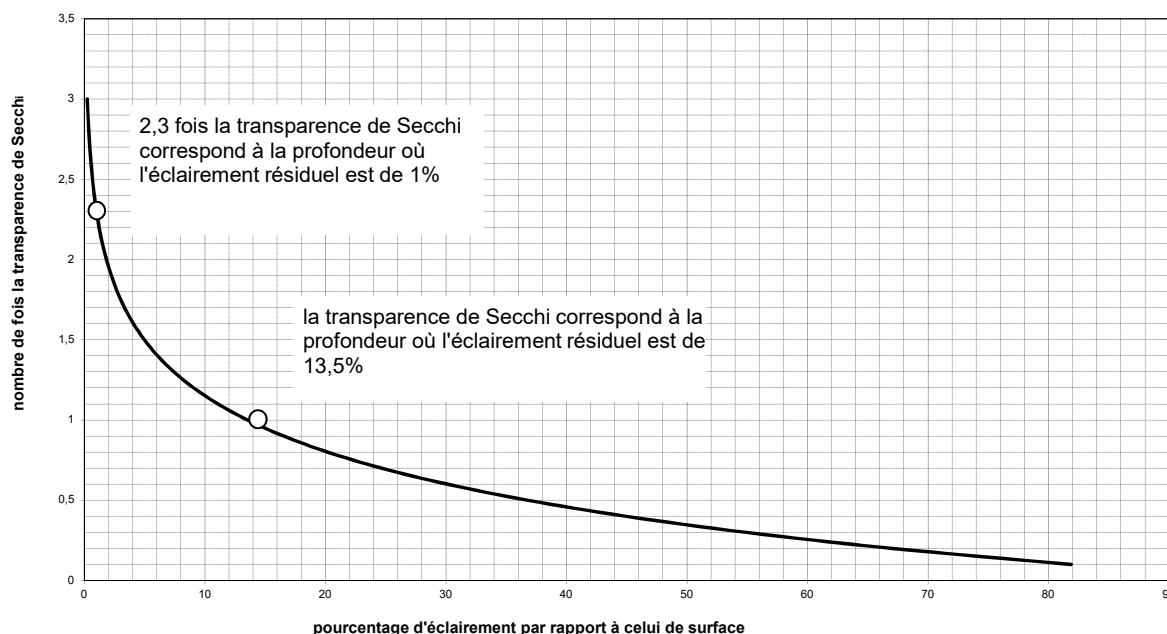


Fig. 33 La relation entre la transparence de Secchi et la transmission de la lumière dans l'eau d'un lac

Conception et réalisation L. Touchart, en utilisant la formule de Кириллова (1970)

Cette partie visible du spectre électromagnétique a d'importantes conséquences biologiques. Elle seule est en effet profitable au phytoplancton, rendant possible l'assimilation. C'est le rayonnement photosynthétiquement actif (RPA, *photosynthetically active radiation*, PAR).

A l'instar de la transparence de Secchi, la couleur du lac est elle aussi liée au coefficient d'absorption. La couleur elle-même est due à la diffusion de la lumière, c'est-à-dire que celle-ci se disperse dans toutes les directions par une multitude de réflexions sur les molécules d'eau (couleur vraie, *true color*, *Eigenfarbe*), mais aussi sur les matières contenues par l'eau (couleur apparente, *apparent color*). Or la diffusion concerne la lumière qui n'a pas été absorbée. Dans les lacs les plus purs, comme le Tanganyika, la couleur s'approche donc de la longueur d'onde correspondant au minimum du coefficient d'absorption de l'eau seule, soit le bleu (0,48 μm). Mais la charge en particules qui absorbent les courtes longueurs d'onde autorise une diffusion de la lumière à des ondes plus longues, donc un éloignement du bleu. Le cas le plus fréquent correspond au bleu-vert ou au vert, dû aux matières organiques. Les eaux très carbonatées des lacs karstiques tirent aussi sur le vert, mais pour des raisons minérales. Dans les lacs à charge organique très forte, la couleur passe au jaunâtre, voire au brun (lac de Morat, lacs tourbeux d'Allemagne septentrionale) ou au rougeâtre (lac de Bret).

Cette partie du bilan radiatif à courte longueur d'onde, exclusive pour la couleur et la transparence, est complétée, pour la température, par le rayonnement effectif à grande longueur d'onde. Contrairement aux courtes longueurs d'onde, pour lesquelles il n'y avait que des gains pour le lac, les grandes ondes procurent à la fois des gains et des pertes. Les gains sont constitués par le

³³ Pour une transparence de Secchi de 1 m, $\eta = 2$, donc $100 e^{-\eta} = 13,53 \%$. Le calcul marche pour n'importe quelle transparence. Par exemple, pour une transparence de 2 m, $\eta = 1$, donc $100 e^{-\eta} = 36,79 \%$. A 2 m, il reste 36,79 % de 36,79 %, soit 13,53 %. Et ainsi de suite.

³⁴ Cet éclairement résiduel de 1 % représente, conventionnellement, la base de la couche euphotique.

rayonnement de l'atmosphère vers le lac et, pour l'eau littorale, par le rayonnement de la végétation, des sols et des roches. Les pertes sont formées par le rayonnement de l'eau. Celle-ci émet dans l'infrarouge thermique, aux alentours de $10\text{ }\mu\text{m}^{35}$. La perte calorifique du corps émettant est proportionnelle à sa température. A l'échelle mondiale et annuelle, l'eau des lacs étant plus chaude que celle de l'atmosphère, le rayonnement effectif est une perte pour les plans d'eau. Par exemple, le rayonnement effectif du lac de Tibériade correspond à une perte de $63\,400\text{ cal/cm}^2/\text{an}$ (Neumann, 1953). Aux Etats-Unis, le lac Mead subit une perte de $93\,106\text{ cal/cm}^2/\text{an}$ (Anderson & Pritchard, 1951). Mais les différences sont grandes dans le temps et dans l'espace. Géographiquement, le plus important concerne la différence de taille des organismes hydrologiques. Les gains pour l'eau dus au rayonnement depuis le milieu sont proportionnellement plus forts dans les petits plans d'eau que sur les lacs les plus étendus, car, chez les premiers, le littoral prend une place relative bien plus élevée : le rayonnement végétal, pédologique, rocheux s'ajoute donc au rayonnement atmosphérique. Chez les grands lacs, en revanche, c'est le large qui domine sans partage, si bien que le rayonnement atmosphérique est seul à l'œuvre. Le même gradient existe entre les ruisseaux et la partie aval des grands fleuves.

Au total, le rayonnement effectif en grande longueur d'onde s'ajoute (algébriquement) à la radiation solaire pour former le bilan radiatif, toujours très positif pour les lacs à l'échelle de l'année. Mais les différences géographiques sont grandes. Les lacs de la zone tropicale et ceux du domaine aride ont souvent un bilan radiatif bénéficiaire de $100\,000$ à $150\,000$ calories par centimètre carré par an ($4,2$ à $6,5 \cdot 10^9$ joules par mètre carré par an). En Haute Galilée, le lac Houlé possède un bilan radiatif positif de $110\,000\text{ cal/cm}^2/\text{an}$, le lac de Tibériade de $102\,900\text{ cal/cm}^2/\text{an}$ (Neumann, 1953). Dans les Rocheuses, le lac Mead est bénéficiaire de $76\,102\text{ cal/cm}^2/\text{an}$ (Anderson & Pritchard, 1951). Les lacs de la zone tempérée possèdent en général un bilan radiatif positif de $35\,000$ à $100\,000\text{ cal/cm}^2/\text{an}$.

b. le bilan de chaleur sensible

Le bilan de chaleur sensible est celui qui s'effectue par conduction au contact des deux fluides : l'air chauffe l'eau quand cette dernière est plus froide que lui et vice versa. A l'échelle saisonnière, l'air a tendance, dans beaucoup de régions de la zone tempérée, à chauffer l'eau au printemps et en été et c'est le contraire qui domine en automne et en hiver. Mais, dans le cas des grands lacs, à longue échelle de temps, annuelle et pluriannuelle, c'est l'eau qui chauffe l'air. Comme sa chaleur spécifique est bien supérieure, il faut plusieurs milliers de fois plus de calories pour chauffer un même volume d'eau que d'air, il est ensuite plus facile pour l'eau de chauffer l'air que le contraire. En outre, quand c'est l'eau qui chauffe l'air, celui-ci s'élève et est remplacé par de l'air plus froid auquel il arrive la même chose, si bien que le phénomène ne s'arrête pas, d'autant que l'eau superficielle refroidie plonge et laisse sa place à une eau moins froide. En revanche, quand c'est l'air qui chauffe l'eau, il se stabilise et la colonne d'eau aussi, si bien que le processus s'arrête rapidement.

Le problème est compliqué par le fait que les échanges de chaleur sensible ne dépendent, en fait, pas seulement de l'écart de température entre l'air et l'eau, mais aussi du gradient vertical de température de l'air au-dessus du plan d'eau. Dans un air immobile, la conduction de molécule à molécule à l'intérieur de celui-ci est le seul processus à diffuser la chaleur prélevée à l'eau, mais le vent apporte sa contribution, si bien que, en sus de la conduction moléculaire, il existe une conduction turbulente (*eddy conduction*). Or, contrairement à celle-là, celle-ci n'est pas une constante physique connue, mais dépend, outre de la vitesse du vent, de facteurs très complexes, comme la forme des vagues du lac, laquelle change en effet la turbulence de l'air.

Quoi qu'il en soit, le bilan de chaleur sensible est un poste assez faible à l'intérieur du bilan thermique de la plupart des lacs, surtout des lacs tropicaux. Les pertes sont en général de quelques milliers de calories par centimètre carré par an. En milieu aride et semi-aride, les lacs de Tibériade, Houlé et Mead ont tous trois un bilan de chaleur sensible négatif de seulement $6\,000$ à $6\,800\text{ cal/cm}^2/\text{an}$ (Neumann, 1953, Anderson & Pritchard, 1951). Les seules exceptions de fortes valeurs concernent les plans d'eau de la zone tempérée où des eaux thermales, d'origine volcanique ou autre,

³⁵ $\lambda_M = 2897 / T$. Où λ_M longueur d'onde du maximum d'émission en μm et T température de l'eau en degrés Kelvin. Pour une eau à 0°C , l'émission maximale est à $10,6\text{ }\mu\text{m}$, à 30°C , à $9,6\text{ }\mu\text{m}$.

permettent à ces lacs chauds de perdre de grandes quantités d'énergie en hiver, donc à l'année. En Hongrie, c'est le cas du lac Hévíz (mot à mot « chaude eau »).

c. le bilan de chaleur latente

La chaleur latente est la quantité d'énergie nécessaire au changement d'état d'un corps sans changement de température de ce corps. En l'occurrence, quand l'eau liquide passe à l'état gazeux, sa température reste la même. La quantité d'énergie nécessaire à cette évaporation, soit environ 590 calories par gramme³⁶, est puisée dans le milieu encadrant, c'est-à-dire, ici, dans l'eau du lac qui reste liquide sans pouvoir profiter de la radiation solaire pour s'échauffer. Quand la vapeur se transformera en eau liquide, sa température restera aussi la même. La quantité d'énergie libérée par cette condensation se dégagera dans l'air. Entre le moment où la chaleur est prélevée au lac et celui où elle est donnée à l'atmosphère, il se passe un certain temps (d'où le qualificatif de latente), puisqu'il faut attendre que les conditions favorables à l'évaporation deviennent au contraire favorables à la condensation. Il s'écoule aussi un certain espace, puisque la vapeur d'eau est transportée par les flux atmosphériques. La condensation peut donc se produire à un endroit autre que celui de l'évaporation, d'où le fait que la tranche d'eau évaporée d'un lac ne correspond jamais à la tranche d'eau condensée à sa surface.

Des considérations précédentes, il s'ensuit que le lac perd de la chaleur de deux manières : d'une part du fait du processus lui-même de l'évaporation, qui prélève dans l'eau du lac restante (596-0,52t) calories par gramme d'eau évaporée, d'autre part du fait du bilan thermique entre l'eau évaporée (dans une certaine masse et à une certaine température) et l'eau condensée (dans une autre masse et à une autre température, puisqu'à un autre moment) à la surface du lac. Le second terme, très géographique puisqu'il résulte de différences d'échelles spatiales et temporelles, est presque toujours négligé dans la littérature scientifique. Neumann (1953) est l'un des seuls à l'avoir mesuré pour les lacs Houlé et de Tibériade. Il estime la perte de chaleur à 1,6 ou 1,7 % de celle due au procès lui-même de l'évaporation.

Les conditions favorisant l'évaporation au-dessus d'un lac peuvent se regrouper en trois familles, qui correspondent aux lois de Dalton, Jeffreys et Stefan (Peguy, 1970, p. 265). La loi de Dalton édicte que l'évaporation est d'autant plus forte que la tension exercée à la surface du lac est faible. Cela implique deux conséquences. La première concerne la pression atmosphérique totale. Les lacs de haute montagne, toutes choses égales par ailleurs, subissent une évaporation plus forte que ceux de bas pays. Les grands lacs tibétains perdent ainsi beaucoup de calories par évaporation, comme le Pomo (ou Puma), lac de 880 km² situé à 4936 m d'altitude, le Tangra, lac de 1400 km² sis à 4724 m, le Kyaring (ou Gyaring), avec sa surface de 670 km² à 4708 m, le Terinam, lac de 810 km² se trouvant à 4684 m, le Nam, qui étale ses 2500 km² à 4627 m, le Yamdrok, dont la surface évaporante de 800 km² s'ouvre à 4374 m d'altitude. La seconde conséquence de la loi de Dalton concerne la tension partielle de vapeur d'eau. Plus l'humidité relative de l'air surmontant le lac est faible, plus l'évaporation est forte. Or celle-là est fonction de la température. Quand un air d'une humidité absolue inchangée se réchauffe, l'humidité relative s'abaisse, donc son pouvoir évaporant s'accroît. Ainsi, plus l'écart de température est grand entre l'eau et l'air, dans le sens d'une eau plus chaude que l'air, plus l'atmosphère se réchauffe au contact du lac, plus l'évaporation est grande (photo 2A p. 166). Dans les lacs alimentés par une source thermale, comme le Hévíz, les pertes de chaleur par évaporation sont considérables. En hiver, la manifestation visuelle est celle de brouillards et les Hongrois disent que le lac fume la pipe.

³⁶ Selon Pickard (1975, p. 66), elle est de (596-0,52t) cal/g, où t est la température en degrés Celsius. Selon Lemmin (1995, p. 80), du moins en enlevant un zéro à 25000, qui est sans doute une erreur de frappe, elle est de (2500,9-2,365t).10³ J/kg, où t est la température en degrés Celsius. Dans les calculs suivants, nous ramenons les joules en calories en divisant par 4,184. Selon Dussart (1966, 1992, p. 29), elle est de (796-0,695 T) cal/g, où T est la température absolue en degrés Kelvin. Selon Cosandey & Robinson (2000, p. 84) elle est de (680-0,708 t) cal/g, où t est la température en degrés Celsius. Les résultats de ces quatre formules sont très différents : à 0°C : 596, 598, 606 et 680 cal/g, à 20°C : 586, 586, 592 et 666 cal/g. Rappelons que Hutchinson (1957, p. 523) et Ragotzkie (1978, p. 2) écrivent que, dans la fourchette habituelle des températures lacustres, si l'on souhaite des calculs rapides et simplifiés, on peut prendre la valeur de 590 cal/g. Ramenée aux quatre formules précédentes, ce nombre de 590 cal/g correspond à 11,5 °C, 13,7 °C, 23,4 °C et 127,1 °C. Pour cette raison, nous utiliserons dans la suite du texte la formule de Pickard, celle, corrigée, de Lemmin convenant aussi.

Bref, la loi de Dalton peut se résumer ainsi : plus un lac est haut en altitude et plus l'air qui le surmonte est sec et moins chaud que l'eau, plus son bilan thermique est influencé par l'évaporation. On remarquera que la dernière de ces trois composantes, la valeur du gradient entre l'eau et l'air, provoque non seulement de fortes pertes par évaporation mais aussi par conduction (*cf.* b). C'est sur ce fait qu'est fondé le rapport de Bowen (R), conçu comme le quotient du bilan de chaleur sensible par le bilan de chaleur latente. Ainsi, $R = Q_h / Q_e$: avec Q_h conduction, Q_e évaporation. Or, selon le principe de conduction turbulente, $R = 0,64(T_s - T_a) / (e_s - e_a)$: avec T_s température du contact entre l'air et l'eau, T_a température de l'air à 10 m au-dessus du plan d'eau, e_s tension partielle de vapeur d'eau au contact avec le plan d'eau, e_a tension partielle de vapeur d'eau à 10 m au-dessus du plan d'eau (Pickard, 1975, p. 69). Cette formule simplifie celles de Hutchinson (1957, p. 514) et de Neumann (1953, p. 338), où 0,64 est remplacé par 0,00061P (avec P pression atmosphérique. Pour une pression moyenne de 1015 hPa, le coefficient devient donc 0,62).

La loi de Jeffreys complète celle de Dalton, énonçant que l'évaporation augmente avec la vitesse du vent. En effet, quand un air immobile absorbe la vapeur d'eau au-dessus d'un lac, son humidité relative augmente, jusqu'à ce qu'elle atteigne 100 %. L'atmosphère étant alors saturée, le procès d'évaporation cesse. Pour qu'il se poursuive, il est nécessaire d'évacuer l'air saturé et de le remplacer par un air qui ne se trouvait pas au-dessus de la nappe d'eau si bien que son humidité relative est inférieure à 100 %. Le déplacement de l'air est donc indispensable et ce renouvellement se fait d'autant mieux que la vitesse du vent est grande. Selon certains auteurs (Pickard, 1975, pp. 67-68), l'évaporation croît proportionnellement à la vitesse du vent, selon d'autres (Peguy, 1970, p. 265, Trabert, 1896, cité par Dussart, 1966, p. 170), elle est fonction de sa racine carrée. Cette augmentation de l'une avec l'autre ne se produit que jusqu'à un certain seuil, au-delà duquel la vitesse du vent est suffisante pour permettre à l'air un renouvellement tel que l'évaporation est maximale (Cosandey & Robinson, p. 89).

La loi de Stefan édicte que l'évaporation dépend de la taille de la nappe d'eau concernée. Au-dessus d'un étang, l'air poussé par le vent se charge d'humidité lors de son survol du plan d'eau et, sans avoir eu le temps de se saturer, se retrouve déjà hors de l'étang. Au-dessus d'un lac plus étendu, l'air peut se rapprocher d'une humidité relative de 100 % si le survol est assez long, et, dans les grands lacs, l'air est saturé avant d'avoir atteint le littoral, si bien qu'une partie du survol est stérile pour l'évaporation. Les pertes calorifiques par unité de surface sont d'autant plus grandes que le lac est petit et la course du vent perpendiculaire à l'allongement du plan d'eau.

Le bilan de chaleur latente est, le plus souvent, fortement négatif pour les lacs, souvent de plusieurs dizaines de milliers de calories par centimètre carré par an. Les lacs d'eau douce subissent, toutes choses égales par ailleurs, une évaporation plus forte que les lacs salés, mais le phénomène n'est sensible que pour les plans d'eau hypersalés comme la Mer Morte ou le Grand Lac de l'Utah.

Sur les marges tropicales du milieu aride, balayées par les alizés continentaux, comme l'harmattan en Afrique, les lacs sont très affectés par l'évaporation. Le lac Tchad perdrait ainsi 127 000 à 191 000 cal/cm²/an (Riou, 1975)³⁷. Sur les marges tempérées du milieu aride, le lac Houlé perdrait 97 666 cal/cm²/an par évaporation, le lac de Tibériade 94 586, le Mead 94 834 (Neumann, 1953, Anderson & Pritchard, 1951). En domaine océanique de la zone tempérée, aux Pays-Bas, le lac d'IJssel perd 39 000 cal/cm²/an (Volker, 1949), avec un maximum en juin et juillet (perte de 6 500 cal/cm² pour chacun de ces deux mois) et un minimum en décembre et janvier (perte de 590 cal/cm² pour chacun de ces deux mois). C'est typiquement un régime de plan d'eau peu profond et sans gel hivernal, de faible inertie, où l'eau est surchauffée au printemps (l'évaporation de mai est supérieure à celle d'août) et en été, favorisant des pertes de saison chaude. Dans les lacs plus profonds, le régime peut s'inverser ou, au moins, se décaler. En effet, le temps que le lac se déstratifie, l'air peut déjà être devenu très froid, si bien que l'écart entre les deux est susceptible d'être fort en automne (pour les lacs dimictiques), voire en hiver (pour les lacs monomictiques chauds). En domaine continental de la zone tempérée, sur le Baïkal, lac dimictique s'il en est, 83 % de l'évaporation annuelle, soit 16 503 des 19 883 cal/cm², ont lieu d'octobre à décembre (Афанасьев, 1976), du fait de l'écart thermique entre l'eau chaude et l'air froid et aussi du fait que ce sont les mois les plus ventés. Concrètement, chez les

³⁷ Chiffres calculés en prenant une chaleur de vaporisation de 590 cal/g à partir des tranches évaporées, citées par Riou, de 2 150 mm/an (déduites du bilan hydrologique) à 3 230 mm/an (mesurées par bac sur la rive du Tchad). Bouchardeau & Lefèvre (1957) donnent une évaporation du Tchad de 2 260 mm/an. Le même calcul nous fournit les valeurs de l'IJssel à partir des valeurs de Volker.

lacs dimictiques, la marche saisonnière des échanges de chaleur latente s'observe par la fréquence des brouillards de drainage au-dessus de l'eau en automne, qui donnent l'impression que le plan d'eau fume : ce sont par exemple les *toumany ispariënia* (туманы испарения) du Baïkal d'octobre à décembre. Au printemps, en revanche, quand l'eau fournit à la fois l'humidité et la paroi froide nécessaire à la condensation, les brouillards d'advection sont nombreux, comme les *toumany okhlajdiënia* (туманы охлаждения) du Baïkal. Outre la profondeur, les dimensions horizontales du lac jouent aussi, selon la loi de Stefan, un rôle important, puisqu'un vaste plan d'eau voit ses capacités d'évaporation diminuer dans le sens du vent, c'est-à-dire celui de la saturation de l'air. Des différences spatiales peuvent exister à ce sujet dans les grands lacs, entre les bassins ou en opposition entre les littoraux et le large. C'est le cas du Baïkal (Географический Факультет, 1962, Touchart, 1998, p. 134).

Au total, et en laissant de côté les exceptions, la partie climatique du bilan thermique a une importance proportionnelle décroissante des lacs aux étangs. Elle est d'autant plus prépondérante que le lac est grand³⁸. Elle reste certes importante dans les petits lacs et les étangs, mais ceux-ci sont relativement plus affectés par leur bassin d'alimentation. La part hydrologique, par conséquent, y est un peu plus forte.

2. LA PARTIE HYDROLOGIQUE DU BILAN THERMIQUE

Le bilan calorifique hydrologique est constitué des échanges thermiques se faisant d'une part entre affluents et effluent, que les Anglo-saxons nomment parfois bilan advectif (*net advective transfer* de Hutchinson, 1957, p. 513), d'autre part avec les eaux souterraines. Le rôle des précipitations directes à la surface du lac, qui occuperait un troisième poste, est très rarement étudié, les recherches de Thoulet sur les lacs vosgiens formant une exception³⁹. La part hydrologique du bilan thermique d'un lac occupe en général une place assez réduite par rapport à la part climatique.

a. La part fluviale du bilan thermique des lacs et des étangs

Les cours d'eau du bassin d'alimentation du lac sont à une température différente de celui-ci. Il en résulte d'une part une différence de densité provoquant des ajustements limnophysiques au large des deltas (*cf. supra* I.B.3.a), d'autre part une participation au bilan thermique du lac, faisant, dans ce cas, intervenir non seulement les tributaires mais aussi l'émissaire. Le rôle des affluents dans le bilan thermique annuel est d'autant plus grand que : les écarts thermiques possibles entre l'eau stagnante et courante sont importants (les climats à forte amplitude sont donc plus concernés), le plan d'eau est soumis à son bassin d'alimentation, le temps de séjour des eaux est court (Barbanti & Ambrosetti, 1989, p. 55). Concernant ce dernier point, Delebecque (1898, p. 156) souligne combien le Doubs influence la température du lac de Chaillexon du fait d'un temps de renouvellement des eaux de seulement cinq jours. L'apport calorifique se localise en fonction de la charge sédimentaire du fleuve, qui accroît la densité de l'eau fluviale. Dans l'exemple de la bataillière des lacs alpins (*cf.* I.B.3.a), les eaux fluviales estivales, plus froides que la surface du lac mais plus chaudes que les couches profondes du lac, réchauffent les basses strates du lac, puisque, plus chargées, donc plus denses, elles s'intercalent dans des couches lacustres plus froides (photo 4A p. 236).

L'émissaire évacue lui aussi des calories. Dans les très grands lacs, à long séjour des eaux, comme le Tanganyika, cette partie du budget est proportionnellement faible, de même que dans les lacs de caldeira et tous ceux qui développent une grande indépendance face aux apports de leur bassin (faible quotient entre la superficie du bassin et celle du lac), comme le Supérieur ou le Michigan. Elle

³⁸ Le même phénomène se produit en potamologie. En effet, dans les cours d'eau, la prépondérance du bilan climatique augmente vers l'aval et la notion de continuum fluvial en est en partie l'expression.

³⁹ « Influence sur le régime thermique d'un lac. La pluie en possède une triple : par le choc de ses gouttes projetées parfois avec force pendant les orages, elle agite les couches superficielles et l'agitation se propage assez profondément ; selon que sa température est plus élevée ou plus basse, elle change celle des couches auxquelles elle se mélange ; enfin, surtout dans les lacs où l'eau est de nature calcaire, comme la pluie est chimiquement pure, elle est plus légère et reste à la surface, même lorsqu'elle est un peu plus froide » (Thoulet, 1894, p. 586).

prend une importance plus conséquente dans les petits lacs et les étangs, surtout dans les plans d'eau de barrage artificiel, qui sont fortement dominés par leur bassin.

La part fluviale du bilan thermique des lacs est, malheureusement, assez rarement quantifiée, car elle réclame de nombreuses mesures de température et de débit dans les affluents et l'effluent. Forel (1895) en fit une première estimation pour le Léman, mais avouait que le degré de chaleur du Rhône et des autres tributaires n'avait pas été mesuré la même année. Sous cette restriction, le lac perdrait 4 754 cal/cm²/an du fait du bilan fluvial, puisque les affluents apporteraient 14 111 cal/cm²/an, tandis que l'émissaire en soutirerait 18 865⁴⁰. Neumann (1953) arrive à des valeurs analogues pour le lac Houlé, avec une perte de 4 500 cal/cm²/an. Nous présentons, à titre inédit, le bilan calorifique fluvial d'un petit étang limousin de 21 870 m², celui du Theil (haut bassin de la Glane), dans son régime annuel. Sur le tributaire unique et l'émissaire, la température est prise toutes les heures (Touchart, 2001b) et le débit deux fois par semaine (Graffouillère, 2000). Pour l'année 1999/2000, la perte pour l'étang est de 12 698 cal/cm²/an. Il est important de souligner que les apports calorifiques de l'affluent, dans ce régime pluvio-évaporal océanique, restent assez forts en hiver, car les débits sont proportionnellement très hauts, tandis que les températures restent douces. L'exportation de chaleur par l'émissaire est très élevée d'avril à juillet, car les débits restent importants tandis que les températures de surface de l'étang sont fortes. En août et septembre, les températures restent hautes, mais le débit de l'émissaire est au plus bas, si bien que la perte calorifique devient moins forte.

Mois	Apport absolu de l'affluent en cal/s	Export absolu de l'effluent en cal/s	Bilan calorifique de l'étang en cal/cm ² /an
Juillet 1999	770 640	1 115 452	- 4 223
Août 1999	274 346	385 947	- 1 367
Septembre 1999	424 760	540 421	- 1 371
Octobre 1999	286 407	322 622	- 444
Novembre 1999	444 197	344 864	+ 1 177
Décembre 1999	1 035 216	728 965	+ 3 751
Janvier 2000	416 906	254 957	+ 1 983
Février 2000	501 396	448 098	+ 590
Mars 2000	487 481	524 402	- 452
Avril 2000	945 168	1 119 302	- 2 064
Mai 2000	1 156 456	1 606 712	- 5 514
Juin 2000	856 800	1 258 800	- 4 764
Année 99/00			- 12 698

Tableau 2 *Le bilan calorifique fluvial de l'étang du Theil (Limousin)*
Mesures L. Touchart

L'important, dans ces trois exemples, se trouve être le caractère négatif de la partie fluviale du bilan thermique d'un lac ou d'un étang exoréique, signifiant que l'émissaire enlève plus de calories au plan d'eau que celui-ci n'en gagne par l'apport des tributaires. En effet, l'effluent correspond au débordement des eaux superficielles lacustres par dessus la contre-pente fermant le plan d'eau. Or, du fait de la stratification, dans les régions tropicales, arides et tempérées océaniques, cette pellicule est surchauffée par rapport aux eaux fluviales affluentes pendant l'essentiel de l'année. Le phénomène est encore accentué dans les petits plans d'eau de tête de bassin, où les tributaires ont une alimentation influencée par les sources. Dans ces régions, les exceptions, à bilan fluvial positif, sont, d'une part, les lacs sans émissaire, d'autre part, certains lacs de barrage artificiel, dans lesquels des vannes de fond puisent une eau hypolimnique.

⁴⁰ Nous effectuons ce calcul à partir des chiffres suivants données par Forel (1895, p. 406) : 1214 mille calories (*sic*) par seconde apportées par le Rhône du Valais, 1392 mille calories par seconde apportées par les autres affluents et 384 mille calories soustraites par le Rhône de Genève. On peut déduire de la page 400 que le limnologue vaudois s'exprimait en grandes calories (soit 1000 cal). Exemple de l'émissaire : 384 000 000 cal/s = 1,09871. 10¹⁷ cal/an soutirées à une surface de 582,4 km², soit 18 865 cal/an/cm².

En domaine continental de la zone tempérée et en milieu polaire, partout où la banquise lacustre et la stratification thermique inverse sont durables, la partie fluviale du bilan thermique a tendance à être positive. Осмоловская (1964) montre que l'émissaire angarien, dont la température moyenne annuelle n'est que de 3,8 °C, prélève au Baïkal seulement 945 cal/cm²/an, c'est-à-dire moins que la seule Selenga n'en apporte, donc, *a fortiori*, l'ensemble des affluents. Dans ces régions, les lacs de barrage à vanne de fond peuvent au contraire présenter un bilan fluvial légèrement positif.

b. La part souterraine du bilan thermique des lacs

Les relations avec les eaux souterraines forment une partie très faible du bilan thermique dans la plupart des plans d'eau, des grands lacs jusqu'aux petits étangs⁴¹. L'influence de sources sous-lacustres, comme la résurgence karstique du Boubioz dans le lac d'Annecy⁴² ou les sources hydrothermales du rift du Baïkal, se noie dans le volume de ces lacs sans modifier grand-chose à leur degré de chaleur. C'est un peu moins vrai dans le Tanganyika, où les sources chaudes sont assez considérables (Coulter & Spigel, 1991, p. 72).

Cependant, dans quelques cas particuliers, la proportion devient même forte. On peut citer les lacs de poljé, ou encore les petits étangs sur source de tête de bassin, ou, enfin, certains lacs volcaniques. C'est dans ce dernier type que les sources chaudes possèdent le plus de différence thermique avec les eaux du lac, donc apportent proportionnellement le plus de calories. Au Japon, on peut citer les cinq lacs du Fuji, le Motosu, le Shoji, le Sai, le Kawaguchi, le Yamanaka, ainsi que, au pied de l'Aso, le lac Ezu (Ichikawa *et al.*, 1980), mais également le Shikaribetsu, le Towada (Horiuchi, 1982) et le Yaroku (Yoshimura *et al.*, 1936). L'apport calorifique est parfois exceptionnel, comme dans le lac Okama, dont l'eau de fond était à 100 °C en 1939 (Okuda *et al.*, 1991). En Hongrie, le lac Hévíz possède une source chaude qui débite 800 000 mètres cubes par jour à une température de 38 à 42 °C. Ces sources chaudes étant en général aussi très chargées, les lacs concernés sont souvent méromictiques crénogéniques (*cf.* chap. IV), comme le Shinmyo de l'île Miyake (Yoshimura & Miyadi, 1936), qui a aujourd'hui disparu (Touchart & Ishiguro, 1999). A l'opposé de ces gains calorifiques, les lacs volcaniques sont également susceptibles de perdre d'assez grandes quantités de chaleur par infiltration dans les scories. A Hokkaido, c'est le cas du Kuttara (Nakao, 1971).

Au total, et en laissant de côté les exceptions, la partie hydrologique du bilan thermique tend à une importance proportionnelle croissante des lacs aux étangs et aux cours d'eau. Dans les grands lacs, il s'agit donc d'un poste accessoire par rapport à la partie climatique. D'autres échanges calorifiques se produisent encore, mais ils sont le plus souvent négligeables et, à ce titre, éliminés de la plupart des équations simplifiées du bilan thermique. Il convient de les passer succinctement en revue.

3. LES TERMES SECONDAIRES DU BILAN THERMIQUE

Le bilan des facteurs secondaires regroupe des termes habituellement insignifiants, mais pouvant prendre, rarement et localement, une certaine importance.

L'énergie de frottement concerne à la fois les relations avec le fond et celles avec la surface. Les très faibles mouvements de fond des lacs et des étangs rendent dérisoire ce poste énergétique⁴³. En surface, la chaleur développée par la transformation du travail mécanique du vent à la surface de l'eau est plus importante et concerne surtout les grands lacs.

Le contact avec le substrat, dans le sens de conduction de chaleur entre l'eau et le fond, existe dans les étangs et, surtout, dans les mares, où les radiations solaires sont susceptibles de traverser toute la tranche d'eau. Dans ce cas, la couleur du fond et sa granulométrie jouent un rôle certain (Touchart,

⁴¹ A l'inverse des plans d'eau, les échanges avec les eaux souterraines forment un poste plus important dans les cours d'eau. Il est essentiel dans les terrains calcaires, beaucoup plus réduit, et à terme plus court, dans les régions de socle. Toutes choses égales par ailleurs, son importance relative diminue d'amont en aval. Dans leur cours supérieur, les ruisseaux et les petites rivières voient leur température dépendre largement de celle de la source.

⁴² Quand Delebecque (1898, p. 159 *et sq.*) découvrit son fonctionnement thermique, lors d'un hiver très froid, il mesura 11,8 °C à 81 m, au fond de l'entonnoir du Boubioz, mais la température était déjà de 4,6 °C à 75 m. En surface, la banquise était de 16 à 18 cm d'épaisseur au-dessus de la source chaude comme ailleurs dans le lac. Il n'y avait donc aucune influence parvenant jusqu'à la surface. Il n'en reste pas moins qu'il s'agit d'un apport de calories pour le lac d'Annecy.

⁴³ Pour les cours d'eau, en revanche, les frottements turbulents avec le fond sont moins négligeables dans le bilan thermique.

2001b). Dans les lacs, la profondeur est telle que ce processus n'existe pas. Cependant, dans les lacs peu profonds, où les brassages mécaniques sont fréquents, l'eau de fond, échauffée par convection forcée, réchauffe elle-même le sédiment. Quand les couches d'eau profondes se refroidissent, les dépôts peuvent, par conduction, restituer de la chaleur à l'eau de fond. En ce qui concerne les lacs profonds, seuls quelques cas particuliers, volcaniques par exemple, peuvent être touchés par la chaleur du contact entre l'eau et le substrat. Mis à part ce genre d'exception, la part des échanges calorifiques entre l'eau et le sédiment est d'autant plus forte que le plan d'eau est peu profond (Hutchinson, 1957, p. 507).

Les phénomènes biochimiques forment un terme faible. Le métabolisme des organismes vivants, la putréfaction, les réactions chimiques participent malgré tout, dans le détail, au bilan thermique. Sous certaines conditions très particulières, la fermentation anaérobie se produisant dans le sédiment peut être telle qu'elle élève la température des eaux de fond de certains lacs méromictiques biogéniques (*cf.* chap. IV), comme, au Japon, l'Ikeda (Satoh, 1986) ou le Sumiyosiike (Touchart & Ishiguro, 1999).

En conclusion, d'une manière générale, le bilan thermique des eaux continentales est d'autant plus dominé par la partie climatique que le lac est grand. La partie hydrologique et sédimentologique prend de l'ampleur dans les petits lacs, les lacs de barrage artificiel et les étangs. Cela procède du degré d'indépendance de l'organisme hydrologique, de sa soumission plus ou moins forte à son bassin d'alimentation, de l'inertie due à son volume, en partie exprimée par le temps de renouvellement des eaux (Touchart, 2000b). Les terrains calcaires et volcaniques accroissent souvent la partie hydrologique du bilan thermique des lacs.

B. Les réponses au forçage externe et le fonctionnement thermique interne du lac

Dès la première moitié du XIX^e siècle, on avait compris que l'absorption des radiations par l'eau était très forte. De tous les liquides étudiés par le physicien parmesan Macedonio Melloni, elle était celui qui laissait le moins passer les radiations thermiques. Cela fit écrire au limnologue vaudois François-Alphonse Forel que « la diathermanéité de l'eau est faible » (Forel, 1895, p. 293). On sait en effet que l'essentiel de la radiation solaire frappant à la surface d'un lac est arrêté dans les premiers mètres superficiels et même une bonne part dans les premiers centimètres. Pourtant, si la pénétration des radiations était seule à l'œuvre, la température se contenterait de s'abaisser exponentiellement avec la profondeur. Or ce n'est pas le cas et la description des profils (*cf. supra* I.A) a montré qu'ils étaient en général convexo-concaves. D'autre part, si toute la radiation ou presque était absorbée et conservée en surface, on retrouverait à des profondeurs assez peu importantes des températures déjà très proches de celle de densité maximale. Or, à plusieurs centaines de mètres de profondeur, les lacs d'eau douce possèdent souvent une température un peu plus chaude.

C'est qu'un certain nombre de processus interviennent à l'intérieur même du plan d'eau, permettant des relations thermiques entre la surface et le fond. La variation de température de l'eau en surface est susceptible de se propager dans la profondeur des lacs par deux grands phénomènes :

- la conduction, processus libre de transmission de la température de molécule à molécule, qui est le seul phénomène à agir dans une eau parfaitement immobile.
- la convection, dans une eau qui se déplace verticalement. Elle-même se subdivise en un phénomène libre, la convection de densité, et un processus contraint de l'extérieur, la convection mécanique.

1. LA GRANDE FAIBLESSE DU PROCESSUS DE CONDUCTION

On savait dès le XIX^e siècle que la conductibilité de l'eau était extrêmement réduite. Cependant, tant que cette faiblesse ne fut pas quantifiée, elle ne put servir à l'exactitude des interprétations concernant les profils thermiques. Ainsi, l'Américain des Etats-Unis William M. Ripley Nichols avait tendance à expliquer tout contraste thermique par cette faiblesse de la conductibilité de l'eau⁴⁴. A l'opposé, l'influence de la conduction restait exagérée chez l'Ecossais J.Y. Buchanan qui,

⁴⁴ « La température décroît régulièrement de la surface au fond [et] la cause principale réside dans le fait que l'eau est presque un non-conducteur de chaleur » (Nichols, 1880, p. 59, en anglais).

devant les profils thermiques convexo-concaves du lac Lomond, définit la strate peu dense de surface comme étant la couche sensible à la conduction⁴⁵.

Cette surévaluation, par défaut pour Nichols, par excès pour Buchanan, du rôle de la conduction, ne tint pas aux expériences des années 1890. Ce fut justement, au XIX^e siècle, un ami de l'inventeur de la limnologie qui en fixa le coefficient. Le professeur zurichois Weber donna ainsi directement à F.-A. Forel des renseignements concernant la vitesse de propagation de la chaleur dans les lacs⁴⁶. L'Américain Fitzgerald (1895, p. 82) désavoua alors nommément son compatriote Nichols quant à la trop grande importance donnée à la conduction comme facteur explicatif de la forme des profils thermiques.

Pendant l'entre-deux-guerres, les travaux portèrent sur les relations entre la conductibilité et les caractères de température et de pression de l'eau. Les travaux de Schmidt et Sellschopp dans les années 1930, cités par Dussart⁴⁷ (1992, p. 35), permirent de déterminer la conductibilité thermique de l'eau, égale à 0,55 watt.m⁻¹.°C⁻¹ à 0 °C et à 0,6 watt.m⁻¹.°C⁻¹ à 20 °C. La conséquence directe est donc la lenteur du phénomène, mais comme, concrètement, une eau lacustre ne restera pas longtemps immobile, la limite d'action de la conduction est finalement faible en terme de profondeur.

Vu la faiblesse des transferts thermiques par conduction, c'est le second processus, la convection, qui est largement dominant. Il se subdivise lui-même en deux origines : d'une part la convection libre, d'autre part la convection forcée.

2. LA CONVECTION THERMIQUE OU DE DENSITE : UNE CONVECTION LIBRE

La convection de densité consiste en la descente d'une eau de surface, devenue plus dense que les couches sous-jacentes, et emmenant ainsi ses caractères thermiques en profondeur. Si elle se poursuit jusqu'à son terme, elle conduit de la stratification jusqu'à l'homothermie et permet donc le passage de l'un à l'autre des deux états. Elle n'est en revanche pas réciproque et n'autorise pas la transformation d'une homothermie en une stratification. Mais, comme c'est justement l'homothermie le moment important du fonctionnement d'un lac, celui de l'oxygénation, le rôle de la convection libre, qui peut agir jusqu'à de grandes profondeurs, est capital.

a. Le libre passage de la stratification à l'homothermie

Le principe de la convection libre fut imaginé pour la première fois au XVIII^e siècle par le Genevois Horace-Bénédict de Saussure, pour expliquer le passage d'un état de superposition des couches chaudes sur les couches froides en été dans le Léman à un état de température uniforme lors des hivers les plus froids⁴⁸. Un siècle plus tard, le terme de « convection thermique » (Forel, 1895, p. 298) fut créé par l'inventeur de la limnologie pour expliquer la destruction progressive de la stratification. Il désignait la tendance à l'annulation de la stratification sous l'appellation de « procès d'uniformisation » (*id.*, p. 297)⁴⁹.

⁴⁵ « La chaleur des couches superficielles, cependant, continue de se propager vers le bas par conduction, et, quand la température de la couche superficielle est devenue presque constante, il s'ensuit qu'à une certaine profondeur légèrement en dessous de la surface la température augmente plus rapidement que dans les couches situées au-dessus » (Buchanan, 1886, p. 405, en anglais).

⁴⁶ « Il estime qu'en 24 heures la chaleur ne peut pas se propager par conductibilité à plus de 0.3m, en une année à plus de 6m » (Forel, 1895, p. 294).

⁴⁷ Dans le chapitre « conductivité thermique », terme repris par Salençon & Thébault (1997, p. 10). Wetzel (1983, p. 71) parle aussi de « *thermal conductivity* », de même que Schwoerbel (1987, p. 35). Cependant, le terme de conductibilité est utilisé depuis 1811 pour désigner la propriété pour un corps de transmettre la chaleur, alors que le terme de conductivité, plus récent, a été créé à propos des recherches en électricité, pour désigner l'inverse de la résistivité. Nous conserverons donc, pour notre part, le terme de conductibilité.

⁴⁸ « Mais indépendamment de ces agents grossiers, la différence de densité entre l'eau froide & l'eau chaude, suffiroit pour donner en hiver à-peu-près la même température, à une masse d'eau quelque profonde quel put être. Car les premiers froids qui agissent sur la surface de l'eau condensent les parties de cette surface, tandis que les parties intérieures conservent encore la chaleur qu'elles ont acquises pendant l'été ; celles de la surface devenues plus pesantes doivent donc s'enfoncer, tandis que celles du fond s'élèvent à raison de leur légèreté. Celles-ci parvenues à la surface se refroidissent à leur tour, redescendent, sont remplacées par d'autres, & ainsi de proche en proche, il doit s'établir dans toute la masse une température à-peu-près uniforme. » (de Saussure, 1779, p. 31-32).

⁴⁹ « Un lac à eaux chaudes se refroidit par sa surface ; la couche supérieure, en perdant de la chaleur, se contracte, devient plus lourde, tombe dans la profondeur et est remplacée par la seconde couche qui subira bientôt le même sort » (*ibid.*).

En résumé, dans l'état de stratification directe, un refroidissement de surface densifie les couches superficielles, qui annexent progressivement les couches sous-jacentes. Si le refroidissement se poursuit, il arrive un moment où toute la tranche d'eau acquiert la même température. Si le refroidissement ne cesse point, l'homothermie continue, en s'abaissant jusqu'au seuil de 4 °C dans le cas où la première homothermie s'était réalisée à une température supérieure. Dans l'état de stratification inverse, c'est au contraire le réchauffement de surface qui est susceptible de mener à l'homothermie.

b. La convection libre en surface et en profondeur

La convection libre se produit à partir de la surface, et, par annexion des couches sous-jacentes de proche en proche, s'étend en profondeur. L'épaisseur de cette propagation dépend de la durée et de l'intensité de la modification thermique, dans le sens d'un refroidissement pour la destruction d'une stratification directe. Il convient alors d'envisager au moins le contraste entre d'une part le cycle diurne et sa convection thermique superficielle et d'autre part le cycle annuel et sa convection libre profonde.

En stratification directe, le refroidissement nocturne provoque inévitablement un processus de convection thermique, mais il est court et, en général peu intense. Jusqu'à quelle profondeur se fait-il sentir et est-il un facteur explicatif de la convexité sommitale des profils thermiques classiques ? Pour François-Alphonse Forel, la strate superficielle des lacs trouvait là la cause essentielle de son existence. La couche qui allait être nommée plus tard épilimnion correspondait avec celle dans laquelle se fait la convection thermique à l'échelle diurne⁵⁰. Quelques années plus tard, l'Autrichien Eduard Richter (1891) insista aussi sur le brassage nocturne. Cette explication persista assez longtemps chez les limnologues. Elle était par exemple encore nette chez Thoulet⁵¹ (1894, p. 582) et Bourcart (1906, p. 112). Certes, c'est une homogénéisation par le froid que provoque la convection thermique dans l'épilimnion et non une diffusion de la chaleur. On pense donc au contraire aujourd'hui que la cause majeure de l'existence de l'épilimnion réside dans la convection forcée de surface, mais le fait est que c'est dans l'épilimnion que se produit la convection libre à l'échelle du cycle diurne et l'homothermie superficielle qu'elle provoque. La convection thermique diurne semble cependant concerner surtout l'épilimnion supérieur.

Si, en stratification directe, le refroidissement est suffisamment intense et long, s'il se produit à l'échelle saisonnière, c'est alors toute la tranche d'eau qui est susceptible de s'homogénéiser sous l'effet de la convection thermique. Comme c'est le seul des trois phénomènes de propagation de la température qui ne connaisse théoriquement pas de limite d'action en profondeur, il s'est très tôt posé le problème de la pression.

La pression énorme qui règne dans les couches inférieures des lacs les plus profonds est susceptible de déranger le raisonnement de la superposition des couches d'eau en fonction de leur température, qui est fondé sur le fait que l'eau douce pure atteint, à une pression d'une atmosphère, sa densité maximale à une température de quelques centièmes de degré inférieure à 4°C. Or une augmentation de cette pression diminue la température de densité maximale (cf. I.A.1) et augmente la densité. La différence de densité provoquée par la différence de pression entre la surface et une profondeur de plusieurs centaines de mètres peut être plus forte que la différence de densité due à une différence de température de plusieurs degrés. Il s'ensuit, au moins en théorie, une complication importante du processus de convection thermique. Dans les océans, ce problème avait tourmenté les savants pendant une bonne partie du XIX^e siècle. Pour les plans d'eau continentaux, le premier à avoir évoqué cette question fut l'inventeur de la limnologie.

« Nous pourrions semble-t-il avoir le paradoxe hydrostatique d'une eau froide superposée à une eau chaude et dans un état d'équilibre stable, le tout dans les conditions de la stratification directe. Si oui, toute la théorie des courants de convection, en particulier la théorie que nous établirons bientôt du refroidissement automnal par descente dans la profondeur des couches de la surface, en est fondamentalement ébranlée.

⁵⁰ « Chaque nuit, la surface se refroidit, et il en résulte chaque matin la formation d'une couche de température uniforme, analogue à celle de l'automne, mais moins épaisse. [...] La couche superficielle de température uniformisée atteint dans le Léman 10 à 15 m d'épaisseur » Forel (1886, p. 35).

⁵¹ « La zone diurne est séparée des zones inférieures par une couche où, dans une faible épaisseur, la température varie brusquement » (Thoulet, 1894, p. 582).

Mais est-ce possible ? – Ce serait possible si le refroidissement superficiel était infiniment lent et si le pouvoir de conduction thermique de l'eau était infiniment grand. Alors le refroidissement se propageant d'une manière graduelle et ménagée dans la profondeur, l'on pourrait avoir des couches froides superposées aux couches chaudes, de telle manière que, de haut en bas, la progression de densité due à l'augmentation de pression fût toujours plus forte que la diminution de densité résultant de l'élévation de chaleur. L'équilibre resterait stable et le paradoxe serait une réalité.

Mais ni l'une ni l'autre des deux hypothèses n'est exacte. Le refroidissement superficiel est puissant et rapide, et la conduction thermique dans l'eau est infiniment lente. Il en résulte que, par refroidissement, les couches supérieures augmentent rapidement de densité ; comme elles sont mobiles, elles descendent dans la profondeur ; à mesure qu'elles s'enfoncent, elles sont, elles aussi, soumises à l'accroissement de densité dû à l'augmentation de la pression ; pendant toute cette descente, elles sont soumises à la même pression, par conséquent à la même augmentation de densité que les couches avec lesquelles elles sont en contact, et c'est la différence de température qui seule détermine les relations hydrostatiques. Elles ne s'arrêtent donc dans la descente que lorsqu'elles ont trouvé des couches de même température, et par conséquent de même densité qu'elles mêmes.

Donc les phénomènes de convection thermique ne sont point influencés par l'augmentation de densité résultant de l'accroissement de la pression dans les couches profondes. Le paradoxe hydrostatique que j'ai énoncé ne peut être représenté dans un lac. » (Forel, 1895, p. 291-292-293).

La pression réduit le volume, c'est-à-dire le dénominateur de la masse volumique, si bien que la densité, qui est le quotient de la masse volumique de l'eau considérée par celle de l'eau distillée à 3,94 °C, augmente avec la profondeur. Finalement, malgré une complexité apparente⁵², la densité de l'eau douce s'accroît avec la profondeur d'une manière pratiquement linéaire quelle que soit la température. L'augmentation de la masse volumique est de $4,2 \cdot 10^{-4} \text{ g/cm}^3$ par tranche de 100 m. Le maximum théorique de densité d'une eau douce lacustre est donc, pour une température de 3,94 °C et une profondeur de 1637 m, de $\rho = 1,0068$ ($\sigma = 6,8$). L'important se trouve être que, lors de la convection libre, l'eau qui s'écoule en profondeur subit elle aussi l'augmentation de la pression hydrostatique. De ce fait, la destruction de la stratification thermique directe en eau douce par convection libre peut se produire normalement jusqu'aux grandes profondeurs sans complication due à la pression.

Dans la pratique, cependant, on n'arriva longtemps pas à déceler l'action de la convection thermique en dessous de 250 à 300 m (Vereščagin, 1927, 1937, 1949, Rossolimo, 1957, Votincev, 1961). Seuls les travaux les plus récents ont permis de renouveler l'approche à ce sujet. Weiss *et al.* (1991) affirment que, en lac très profond, une eau d'environ 4 °C, qui est la plus dense en surface, peut être moins dense qu'une eau légèrement plus froide de profondeur importante, de sorte que la convection libre est bloquée. Une situation qui devrait être instable se révèle stable (*cf.* III.A.2).

c. La théorie des panaches

Devenue plus dense par refroidissement, l'eau superficielle plonge. Dans la zone littorale, au-dessus de la beïne, le fond perturbe cette descente. D'ailleurs, d'une manière générale, des échanges à travers la thermocline se font sur les marges des plans d'eau, d'une manière différente de ce qui se passe dans le plein lac (MacIntyre & Romero, 2000). Au large, en revanche, la chute peut se faire librement, jusqu'à atteindre la couche de densité correspondante. Mais, dans les deux cas, sous quelle forme se fait cette descente ?

A proximité du littoral, l'eau froide peut toucher le fond avant d'avoir trouvé une couche d'eau égale à sa densité. Tant qu'on reste dans des valeurs supérieures à 4 °C, cette eau, plaquée contre le fond, suit la pente de la beïne et s'écoule en direction du large, où elle pourra alors s'enfoncer librement. A partir du moment où les eaux de surface littorales se trouvent en dessous de 4 °C, il se constitue une barre thermique (*cf.* I.B.1). Au large, la plongée de l'eau refroidie s'effectue sur de vastes espaces et elle n'est pas homogène. Certes, le caractère discontinu de la convection libre avait été très tôt supputé, puisque Forel (1895, p. 298) parlait de « courant de convection thermique ». Mieux même, nous avons retrouvé dans une vieille revue sarde un article oublié sur le lac d'Annecy, à propos duquel l'auteur cherchait à expliquer une légère inversion thermique qu'il avait mesurée. Il faisait appel à un refroidissement rapide en surface et à une plongée des eaux d'une certaine lenteur, qui n'avait pas encore rétabli l'équilibre dérangé (Boltshauser, 1860, p. 10).

⁵² Il est à noter que le phénomène précédent est, en apparence, très légèrement accentué (en dessous de 4 °C) ou réduit (au-dessus de 4 °C) par le fait que la pression modifie la température par adiabatique. La densité, qui dépend de la température, est donc changée. Mais il s'agit d'une variation apparente de la densité, due à l'artefact de son calcul à partir de la température. Il suffit de faire intervenir dans le calcul de la densité la température potentielle (Ivanoff, 1972, p. 68 & 74). De toute façon, la différence due à la densité potentielle est, en limnologie, insignifiante.

Cependant, l'hétérogénéité de la convection thermique n'a été défendue et précisément étudiée que récemment dans les écrits scientifiques. Le Suisse Ulrich Lemmin est le principal artisan de la théorie des panaches⁵³, qui est une adaptation limnologique de courants de densité en cascade étudiés en océanographie. Les mesures de cet auteur dans le Léman, dans l'hypothèse que les inversions thermiques révèlent les panaches, montrent que les dimensions de ces cheminées varient de 1 à 10 m de diamètre, pour une médiane comprise entre 5,5 et 6 m. Leur épaisseur verticale est plus difficile à déterminer, bien que, en théorie, ils doivent relier la surface à la couche de saut.

Ainsi, la convection de densité finit sans doute par produire un entraînement qui est aussi mécanique.

3. LA CONVECTION FORCÉE OU CONVECTION MÉCANIQUE : LES LIENS ENTRE VENT ET TEMPÉRATURE

Les liens entre limnologie physique et dynamique sont étroits, d'où leur traitement ensemble dans cet ouvrage, et ils le sont particulièrement quand il s'agit de convection mécanique. Dans ce chapitre II, la limnologie dynamique est ainsi effleurée, mais seulement dans le sens des processus contrariant ou détruisant la stratification. Les mouvements de l'eau en eux-mêmes sont étudiés dans le chapitre III.

La convection mécanique consiste en un brassage contraint par une force externe à l'eau. Dans les cours d'eau, c'est la pente qui, par la turbulence qu'elle provoque, est à l'origine du mélange forcé plus ou moins permanent qui se réalise et homogénéise ainsi la température de l'eau. Dans les plans d'eau, le phénomène est moins durable et plus réduit, car c'est ici le vent qui est susceptible de contraindre l'eau à se brasser⁵⁴. Le principe a été reconnu pour la première fois au XVIII^e siècle par le savant genevois Horace-Bénédict de Saussure, lors de ses expériences sur le Léman⁵⁵.

À la différence de la convection de densité qui ne le fait que pour le froid, la convection mécanique est capable de transférer de la chaleur en profondeur⁵⁶ (Birge, 1916). Le vent étant une force horizontale au niveau du plan d'eau, le fondement du transfert thermique vertical interne à l'eau se trouve être le fait que les courants de dérive ont une composante turbulente⁵⁷. Le brassage forcé a une prise différente selon qu'il agit sur une tranche d'eau fortement stratifiée ou bien sur une masse dans laquelle la convection libre a déjà fragilisé ou anéanti l'étagement.

a. La convection mécanique en structure homotherme

Quand un plan d'eau n'est pas stratifié, état synonyme, en eau douce, d'une température homogène sur toute la tranche, la différence de densité entre le sommet et la base de la colonne dépend uniquement de la pression exercée par l'eau sus-jacente. Si un vent se met à souffler, seule l'interface entre l'eau et l'air peut subir une déformation, puisqu'il n'y a pas de discontinuité interne à la masse d'eau. Le mouvement induit de l'air à l'eau se propage alors ouvertement dans l'eau. La profondeur à laquelle ce mouvement disparaît ne dépend aucunement de l'eau, celle-ci étant homogène, mais seulement de la force du vent. La situation est dite barotrope (Salençon & Thébault, 1997, p. 49) ou barotrope (*barotropic* en anglais, Hutter *et al.*, 1998, p. 137).

⁵³ « La perte de chaleur à la surface du lac due aux conditions atmosphériques est assez uniforme. Les expériences en laboratoire montrent cependant que l'abaissement de la température de l'eau ne sera pas uniforme, mais au contraire que différents panaches verticaux (ou *cheminées*) de dimension limitée se formeront, dans lesquels l'eau froide va descendre » Lemmin *et al.* (1999, p. 57). « À cause du frottement, l'eau qui s'enfonce entraînera à sa suite d'autres volumes d'eau, produisant de nouveau un mélange vertical » (Lemmin, 1995, p. 83).

⁵⁴ D'où le fait que la normalité est l'homothermie en cours d'eau et la stratification en lac.

⁵⁵ « D'abord les courants intérieurs & les vents, agitant les eaux à une grande profondeur, mêlent sans cesse celles du fond à celles de la surface, les brassant pour ainsi dire, & tendent ainsi à leur donner la même température. » (de Saussure, 1779, p. 31).

⁵⁶ Magnin (1894, p. 223) écrivait déjà : « l'intensité du brassage de l'eau par le vent et sur les courants qui s'établissent de la profondeur à la surface, causes principales du réchauffement des couches profondes ».

⁵⁷ « Dans les lacs, des vitesses de seulement quelques mm / s peuvent produire un flux turbulent, [...] si bien qu'on ne trouve presque jamais de flux laminaire dans les systèmes aquatiques » (Wetzel, 1983, p. 99, en anglais).

Les formules classiques issues des travaux de l'océanographe⁵⁸ Ekman permettent alors d'approcher la profondeur limite, dite profondeur de frottement, à laquelle se fait sentir l'influence directe de l'entraînement de l'eau (cf. chap. III). Concrètement, sous nos latitudes, des vents de tempête de 100 km/h forcent directement les mouvements d'eau jusqu'à environ 250 m de profondeur. Pour atteindre 310 m, soit la tranche d'eau maximale du lac français le plus profond, le Léman, il faut des vents soufflant à plus de 120 km/h. Il est impossible aux eaux lacustres les plus profondes de la planète d'être directement entraînées par les vents, les plus violents soient-ils, sur toute leur tranche. L'influence indirecte, ou consécutive, dépasse en revanche ces valeurs et intéresse particulièrement les mouvements verticaux. Tout lac étant, eu égard à l'océan, de dimensions horizontales très réduites, le courant vient buter contre la côte au vent⁵⁹. Il est alors contraint de plonger. Ce courant descendant, ou en cascade (*downwelling, cascading*), se poursuit par un courant de retour profond, qui vient lui-même buter contre le talus lacustre sous le vent. Il se produit alors un courant ascendant, de remontée, ou résurgence (*upwelling*). La masse d'eau est ainsi brassée en cellule. Mais il s'agit alors de limnologie dynamique (cf. chap. III).

L'important, en ce qui concerne la limnologie physique et le transfert de chaleur en profondeur, se trouve être la turbulence, qui permet de diffuser le mouvement dans toutes les directions de manière chaotique. Ce brassage turbulent (*eddy diffusion, турбулентное перемешивание*) est à une échelle géographique différente de celle du flux général qui forme le courant. Elle consiste en une multitude de petits tourbillons (*eddies*). Il y a agitation (*tumbling* selon Horne & Goldman, 1994, p. 73), mouvement désordonné (*неупорядоченное движение* selon Галазий, 1988, c. 106) de l'eau ; les « micro-mouvements » (Lemmin, 1995, p. 69) sont irréguliers dans leur forme et leur vitesse, les molécules d'eau montent et descendent d'une manière aléatoire (*random*). Cette dernière caractéristique gêne fortement les tentatives de modélisation mathématique. Cependant, les chercheurs ont défini des coefficients de diffusion turbulente (*eddy diffusion coefficients*) K_x , K_y et K_z , dans les trois directions x, y et z. Les coefficients de diffusion turbulente, exprimés en centimètres carrés par seconde, sont plus élevés dans le plan horizontal que vertical (Horne & Goldman, 1994, p. 80).

La convection libre et la convection forcée sont liées, puisque l'homothermie de l'eau permet à ce mélange de se produire jusqu'à des profondeurs dépendant uniquement de la force du vent et, réciproquement, ce brassage dû au vent permet à l'homothermie de perdurer. Il en va différemment si des barrières thermiques existent au sein des masses d'eau.

b. La convection mécanique en structure stratifiée

Quand un plan d'eau est stratifié, cela signifie, en eau douce, que la température varie entre le sommet et la base de la colonne d'eau. Plusieurs masses d'eau de densité différente sont superposées les unes aux autres, séparées par des sauts thermiques. Si un vent se met à souffler, non seulement l'interface entre l'eau et l'air peut subir une déformation, mais aussi ces sauts de température et de densité, qui ne sont autres que des discontinuités internes au plan d'eau. Le mouvement induit de l'air à l'eau se propage alors d'une manière compliquée à l'intérieur du plan d'eau, reprenant non seulement les mécanismes de diffusion turbulente précédents, mais faisant aussi jouer ces barrières

⁵⁸ Notons d'ailleurs que l'homothermie en eau douce est même le seul cas dans lequel les formules d'Ekman s'appliquent vraiment. Dans l'océan, pour lequel elles ont été conçues, la situation baroclinique permanente empêche leur réalisation (Arx, 1962, pp. 132-133).

⁵⁹ Nous employons « au vent » et « sous le vent » dans le sens géographique classique. Comme un plan d'eau se trouve forcément dans une dépression, la côte abritée qui regarde dans la direction vers où s'éloigne le vent (sous le vent) se trouve en amont du flux, tandis que la côte qui regarde dans la direction à partir de laquelle arrive le vent (au vent) se trouve en aval du flux. Ainsi, dans le cas d'un vent d'ouest, la côte sous le vent est à l'ouest du lac, la côte au vent est à l'est. D'autres auteurs, comme Salençon & Thébault (1997) emploient ces deux termes dans le sens inverse, peut-être influencés par le mot « *upwind* » utilisé dans l'article fondamental des modèles thermiques unidimensionnels de Patterson *et al.* (1984, p. 849), qui signifie « en amont du vent », ce qui ne l'empêche pas de correspondre à « sous le vent » (*leeward*) dans le cas d'une dépression et « au vent » (*windward*) dans le cas d'un relief en saillie comme une montagne ou une île. La phrase exacte est la suivante : « *W < 3 gave an interface sufficiently close to the surface at the upwind end to be locally influenced by the stirring mechanism* ».

mouvantes. La structure est dite barocline⁶⁰ (Salençon & Thébault, 1997, p. 49) ou baroclinique (Lemmin, 1995, p. 86, *baroclinic* en anglais, Hutter *et al.*, 1998, p. 137).

α. La convection forcée en structure bi-couche

Comme le notent Munk & Anderson (1948, p. 277), l'assimilation de la couche de brassage superficielle océanique (ou l'épilimnion, pour un lac) à la couche d'Ekman est excessivement simplificatrice. Le cas le moins complexe est celui présenté par un épilimnion posé sur un hypolimnion, la séparation étant formée d'un saut thermique si net qu'il est presque assimilable à un plan. Le fonctionnement du lac est alors simplifié en une seule surface de discontinuité. C'est la structure élémentaire, étudiée par ce cher Watson dès 1904.

Dans l'éventualité d'un vent modéré pour lequel la profondeur de frottement est plus faible que celle de la thermocline, seule une masse d'eau superficielle, partie supérieure de l'épilimnion, est entraînée par le vent. Le mouvement butant contre la côte au vent, la masse d'eau peu dense s'y épaissit. Le saut thermique, assimilé à une ligne de discontinuité, s'approfondit au vent et se rapproche de la surface sous le vent, bref bascule dans le sens du vent. Une cellule de brassage se met en place à l'intérieur de l'épilimnion, limitée par la barrière thermique. Il se produit cependant un frottement le long de la thermocline, si bien que la couche profonde est elle-même brassée (*cf.* chap. III.III. B.1.a.). Au total, deux cellules brassent alors les deux masses d'eau, chacune d'entre elles étant séparée par un saut thermique et de densité, une surface de discontinuité, une barrière. C'est du moins la vénérable théorie du début du siècle, modernisée par un certain nombre d'auteurs comme Imberger (1979) et Salençon & Thébault (1997). Wedderburn, qui fut le premier à former cette théorie, avait en fait travaillé grâce à des expériences en laboratoire. Mais, concrètement, dans les lacs, la cellule hypolimnique n'a jamais été indubitablement mesurée. Supputée jadis, calculée aujourd'hui, elle n'est cependant pas acceptée par tout le monde. D'aucuns pensent qu'elle n'existe peut-être qu'au début du mouvement, voire jamais (Mortimer, 1974).

Quoi qu'il en soit, dans le cas d'un vent fort (plus fort que la résistance due à la stratification), le principe est bouleversé. La surface de discontinuité est tellement inclinée qu'elle affleure sur la côte sous le vent (résurgence vraie). La masse d'eau dense et profonde se retrouve en surface et est à son tour entraînée par le vent. La remontée elle-même s'agrandit, en divergeant. Finalement, la stratification est détruite.

β. La convection forcée en structure tri-couche

La situation est plus complexe dans la réalité, car la colonne d'eau n'est pas composée de deux, mais de trois couches. Or, intercalé entre les strates supérieure et inférieure, le métalimnion est susceptible de subir des déformations (les « déflexions » de Mortimer, 1952), lesquelles ne sont pas forcément les mêmes pour, d'une part, la limite entre le méta- et l'épilimnion, d'autre part, la frontière entre le méta- et l'hypolimnion. Les deux surfaces de discontinuité peuvent ainsi perdre leur parallélisme. Après les travaux soviétiques des années 1930 et les études mathématiques de Makkaveev, le Britannique Mortimer (1952) fut le premier à traiter du brassage mécanique et des ondes internes dans un lac en prenant en compte une structure tri-couche.

Pour un vent faible, la limite supérieure du métalimnion s'incline, mais non pas la frontière inférieure. A la cellule épilimnique répond un léger courant métalimnique. Pour un flux atmosphérique plus important, les deux surfaces de discontinuité sont déformées et le métalimnion affleure sous le vent. Si le vent est encore plus fort, l'hypolimnion peut à son tour apparaître en surface, profitant d'une inclinaison encore plus accentuée des deux limites métalimniques. Cependant, selon Mortimer

⁶⁰ Il convient de ne pas confondre structure homotherme et barotropique d'une part, structure stratifiée et baroclinique d'autre part. La situation est barotropique quand les isobares (lignes d'égale pression) sont parallèles aux isopycnes (lignes d'égale densité). En eau douce, les isopycnes correspondent aux isothermes. Dans le cas d'une homothermie, tout est conforme à la pression, si bien que la structure ne peut être que barotropique. En revanche, quand il y a stratification (thermique en eau douce, thermique et chimique en eau salée), la situation peut être barotropique si le calme climatique est long. Elle devient baroclinique à partir du moment où les isobares et les isopycnes ne sont plus parallèles. L'inclinaison des lignes d'égale densité se fait dès que le vent se met à souffler et il y a alors tendance au rétablissement de l'équilibre et mouvement. Plus le plan d'eau est grand, plus la situation baroclinique est fréquente en cas de stratification.

(1952), seul l'épilimnion connaît alors une véritable cellule, avec courants de surface, de cascade, de retour et de remontée. Les flux de remontée dominant ailleurs. Un vent dépassant la résistance due à la stratification finit là aussi par détruire le système.

γ. La convection forcée à l'intérieur de l'épilimnion

Si l'on prend en compte non plus la totalité de la tranche d'eau (épilimnique, métalimnique avec sa thermocline-mère, et hypolimnique) mais seulement la partie supérieure, le brassage forcé combat ici seulement la tendance à la stratification superficielle. Comme il y est le plus souvent vainqueur, il se forme une couche peu dense et mélangée à l'échelle de toute une saison, qu'on nomme épilimnion. C'est la convection forcée, dominante en surface, qui est la cause principale de la convexité sommitale des profils thermiques classiques. Les premiers à avoir expliqué ainsi l'existence de l'épilimnion furent les Américains Fitzgerald (1895) et Whipple (1895), bientôt suivis par leur compatriote Birge (1897)⁶¹. L'Ecossais Wedderburn les suivit dès 1907, mais ajouta que l'accompagnement du brassage forcé superficiel par un refroidissement de surface, donc une convection libre, était la meilleure condition à la formation d'un épilimnion et d'une couche de discontinuité. Ce couplage de cause fut critiqué dès 1911 par les Danois Brönsted et Wesenberg-Lund, qui préférèrent insister de nouveau sur la convection mécanique, mais fut repris par les Californiens Munk et Anderson en 1948.

En outre, la tendance à la stratification reprend dès que la convection forcée baisse la garde, d'où la constitution de thermoclines éphémères à l'intérieur même de l'épilimnion. Un calme permet la formation d'un gradient thermique en surface, un vent modéré construit une couche de brassage dont la borne inférieure est une thermocline, un vent plus fort abaisse la température de la couche de brassage superficielle tout en approfondissant la thermocline. Tout dépend donc du rapport entre la force du vent et la capacité de résistance de la stratification. C'est la notion même de stabilité ou de fragilité de la stratification, qui concerne tant l'épilimnion que la totalité du lac. Pour des raisons pédagogiques, la stratification a été présentée dans la première partie (description) et la première moitié de la deuxième partie (explication). La destruction de la stratification a été étudiée dans la seconde moitié de la deuxième partie. Dans une troisième et dernière partie, il reste à confronter les deux : le rapport entre l'inertie de la stratification et la turbulence due au vent pose tout le problème de la stabilité.

III. STABILITE OU INSTABILITE DU VOLUME LACUSTRE

La stabilité (*Stabilität*) d'un lac d'eau douce fut définie au début du XX^e siècle par son inventeur, l'Allemand W. Schmidt (1928), comme étant la quantité de travail nécessaire au brassage (*Durchmischung*) de l'ensemble de la masse d'eau et à l'uniformisation de sa température tout en lui gardant la même quantité de chaleur totale. Le terme a ensuite été élargi aux lacs méromictiques par Hutchinson, puis à la seule couche superficielle des lacs holomictiques par Imberger. La notion de stabilité est même parfois employée, depuis les travaux de Wunderlich dans les années 1960 et 1970, à propos des embouchures. Les gradients de densité et la vitesse du cours d'eau entrent dans des calculs qui conduisent à quantifier la perturbation de la stratification thermique d'un lac par l'entrée d'un affluent : c'est le nombre de Froude (Wetzel, 1983, p. 125, Salençon & Thébault, 1997, p. 48). Sur le plan géographique, il est important de distinguer la stabilité d'une tranche d'eau complète de celle de surface, car c'est finalement celle qui distingue le comportement de deux organismes limnologiques différents, d'une part le lac, d'autre part l'étang.

⁶¹ « Le concours de vents peu accentués et d'une forte chaleur est essentiel dans la formation de la thermocline. En d'autres termes, la chaleur de l'eau de surface, provenant du soleil, est distribuée par le vent jusqu'à une certaine profondeur du lac, laquelle est proportionnelle à la force du vent et à la surface du lac » (Birge, 1897, p. 295, en anglais).

A. La détermination de la stabilité d'une colonne d'eau complète

Dans un lac d'eau douce homotherme, il y a absence totale de stabilité. Le centre de gravité se situe à mi-distance entre la surface et le fond, au milieu de la colonne d'eau. En revanche, du moment qu'il existe une stratification, le lac possède une certaine stabilité. Cette inertie fut soulignée pour la première fois par Birge (1910a, p. 989, en anglais), qui l'appela « la résistance thermique au brassage ». Il en reprenait quelques idées au Suisse Max Groll, qui avait publié un article à ce sujet à Berne en 1905. La stabilité d'un lac se manifeste différemment selon que la stratification est thermique, thermobarique ou chimique.

1. LA STABILITE EN LAC D'EAU DOUCE

La stabilité d'un lac correspond à la résistance que celui-ci offre au brassage du fait de son gradient de densité vertical⁶². Celui-ci, en plan d'eau douce de profondeur modérée, ne dépend que de la température de l'eau. L'existence même d'une stratification thermique abaisse le centre de gravité (*Schwerpunkt*) d'un lac par rapport à la situation homotherme. En effet, l'épilimnion étant moins dense que l'hypolimnion, l'équilibre ne peut être trouvé qu'en se plaçant plus proche du fond que de la surface. Il faut fournir un certain travail – et c'est le vent qui devra donner cette force – pour remonter le centre de gravité stratifié au niveau de son homologue homotherme. Son calcul revient à quantifier la stabilité de la tranche d'eau stratifiée. A l'origine, Schmidt (1928) exprimait la stabilité en erg par unité de surface, un erg correspondant à dix millions de joules. Le problème dû au fait que le brassage s'accompagne d'une modification du volume d'eau, qui influencerait elle-même la position du centre de gravité, a pu un moment être source de complication (Eckel, 1950), mais il n'est pas lieu d'entrer ici dans ce détail⁶³. Selon Schmidt (1928) :

$$S = z_s \int_0^{z_m} \sigma f_z dz - \int_0^{z_m} \sigma z f_z dz$$

Avec S : stabilité, z_s : centre de gravité, z : profondeur, z_m : profondeur maximale, σ : $1 - \rho$, ρ : masse volumique de l'eau, f_z : superficie du plan d'eau à la profondeur z . Le centre de gravité du lac se calcule lui-même ainsi :

$$z_s = \frac{\int_0^{z_m} z f_z dz}{\int_0^{z_m} f_z dz}$$

Dans la pratique, avant l'utilisation de l'informatique, on choisissait un certain nombre de profondeurs, en général celles des prises de température à un pas régulier. A chacune de ces profondeurs, on calculait leur densité correspondante. Pour chaque profondeur, on multipliait cette densité par la superficie du plan d'eau à ce niveau de profondeur, et on faisait la somme. On multipliait cette somme par la profondeur du centre de gravité. On retranchait à ce chiffre la somme des produits 'densité fois superficie fois profondeur' pour chaque profondeur et on obtenait la stabilité. C'était par exemple de cette manière qu'Eckel (1950) la calculait, avec un pas d'un mètre, dans le lac de Grundl. Aujourd'hui, l'interpolation est facilitée par l'informatique. En outre, la mesure de la température en continu sur la tranche d'eau permet de ne pas interpoler, ou de le faire à un pas très serré.

⁶² « La stabilité, provoquée par le gradient de densité vertical, offre une résistance au brassage, si bien que toute couche d'eau séparée de ses voisines par un gradient thermique d'amplitude suffisante garde, un certain temps, son identité » (Mortimer, 1952, p. 356, en anglais).

⁶³ « A chaque brassage, il se produit une diminution du volume de la masse d'eau. Or cette réduction a une influence sur la position du centre de gravité. Puisque W. Schmidt ne l'avait pas pris en compte, l'auteur pensait qu'il était permis de douter de la validité de la formule de Schmidt. (...) Cette voie se révéla être une erreur » (Eckel, 1950, p. 45, en allemand).

Cette stabilité, cette inertie opposée par la stratification thermique au brassage forcé, cette puissance de la barrière matérialisée par la thermocline, sera d'autant plus forte que la différence de densité entre l'épilimnion et l'hypolimnion sera grande. En lac d'eau douce, celle-ci dépend de deux paramètres : l'écart en degrés et le niveau thermique où se produit cet écart. En effet, puisque la courbe de la densité en fonction de la température est une parabole, la différence de densité pour un même écart en degrés est d'autant plus grande que la température s'éloigne du foyer de la parabole (4 °C pour l'eau douce).

Cela signifie qu'une stratification inverse sans prise en glace est en général peu stable⁶⁴ par rapport à une stratification directe. Ainsi, l'écart de masse volumique entre une eau superficielle à 0 °C et une eau profonde à 4 °C, qui est le maximum possible en stratification inverse, est de 0,106 kg.m⁻³. Pour comparaison, l'écart de densité entre une eau superficielle à 30 °C et une eau profonde à 4 °C, qui est possible en stratification directe, est de 4,482 kg.m⁻³. C'est 42 fois plus fort. Entre 30 et 35 °C, pour seulement cinq degrés d'écart thermique, l'écart est déjà de 1,89 kg.m⁻³. La conséquence géographique se trouve être que les lacs tropicaux opposent en général une remarquable stabilité. En zone tempérée, les lacs méditerranéens et continentaux présentent une stabilité supérieure à celle des lacs de milieu océanique. Cela est accentué par le fait que les vents sont plus importants dans ce dernier domaine climatique.

Mais la prise en compte réelle du vent indique le besoin de passer de la stabilité quantifiée sous sa forme ancienne de résistance opposée par la stratification thermique, celle de l'équation d'origine de Schmidt (1928), puis celle d'Eckel (1950), ainsi que l'estimation simplifiée de Ruttner (1963), à la stabilité quantifiée sous sa forme moderne de quotient entre la résistance de la stratification et le travail effectif du vent. On passe ainsi de la stabilité potentielle de Schmidt à la stabilité réelle.

Le nombre de Richardson, dont le principe (sans le nom) a été évoqué à propos du lac californien Sweetwater par les océanographes Munk & Anderson (1948) et utilisé pour déterminer précisément la thermocline (Hutchinson, 1957, pp. 431-433), quantifie la stabilité comme un rapport entre l'opposition exercée par la différence de densité et la force du vent (Wetzel, 1983, p. 100, Lemmin, 1995, p. 82). Le nombre de Lac, créé plus récemment par Imberger & Patterson (1989), ajoute au vent d'autres forces déstabilisatrices, comme le rôle des affluents et de l'émissaire. Salençon & Thébault (1997, p. 53) le préconisent dans le cas d'une volonté de modélisation. Seul, peut-être, le principe de calcul de la longueur de Monin-Obukov est quelque peu différent, l'inertie opposée par la stratification étant estimée par le bilan énergétique du plan d'eau. Ce dernier indice est en effet « une mesure de la profondeur de la couche susceptible d'être homogénéisée par le vent en fonction de l'effet stabilisant du flux (positif) de chaleur gagné par le lac » (Lemmin, 1995, p. 86).

2. LA STABILITE EN LAC D'EAU DOUCE TRES PROFOND : LES COMPLICATIONS DUES A LA PRESSION

En lac d'eau douce très profond, la stratification n'est pas seulement fonction de la température, mais aussi de la pression hydrostatique (*cf.* II.B.2.b). La stabilité est donc thermobarique. D'après Eklund (1965), la stabilité maximale suit un gradient égal à la moitié de celui de la décroissance de température maximale en fonction de l'augmentation de la pression. La ligne de plus grande stabilité correspond donc à une diminution de 0,011 °C / bar, soit 0,11 °C par 100 m.

Selon Weiss *et al.* (1991), qui ont travaillé sur le Baïkal, la résistance au brassage s'opposerait de ce fait non seulement à la convection mécanique, mais aussi à la convection libre. Selon ces auteurs, quand la couche superficielle, en dessous de 4 °C, est légèrement plus froide que la couche de profondeur, il y a stabilité printanière si la seconde est plus proche de la température de densité maximale que la première. Il faut que la surface de discontinuité soit abaissée, par le vent ou un autre procès de forçage, à une profondeur telle qu'elle se trouve en dessous de la température de densité

⁶⁴ Le seul cas pour lequel une stratification inverse acquiert une stabilité certaine est celui de la couverture glacielle, qui protège l'eau sous-jacente de la prise en vent.

maximale, pour que la base de la couche superficielle devienne plus dense que le sommet de la couche profonde. On est alors passé à l'instabilité conditionnelle.

Le concept de stabilité thermobarique n'est pas accepté de tous et ne concernerait de toute façon que quelques lacs très profonds de la planète. En revanche, il est clair que la taille du lac forme un aspect important de sa stabilité (Hutchinson, 1957, p. 512).

3. LA STABILITE EN LAC SALE

La stratification chimique conduit le plus souvent à des gradients de densité beaucoup plus forts que ceux dus à la stratification thermique des lacs d'eau douce. Cela signifie que sa stabilité ne peut être dérangée que par un forçage externe considérable. Hutchinson (1937) a montré que la stabilité des lacs méromictiques était beaucoup plus forte que celle des lacs holomictiques.

B. La détermination de la stabilité d'une colonne d'eau épilimnique

L'épilimnion d'un lac est formé d'une couche réduite aux premiers mètres, ou, tout au plus, décamètres d'épaisseur. C'est à la fois l'endroit où l'entrée des radiations solaires est exponentiellement la plus forte et celui où les flux aériens ont le plus de prise. La tendance à la stratification est y donc très accentuée, mais celle à la destruction forcée de cette même stratification y atteint aussi son maximum. La première implique que, à l'intérieur de l'épilimnion, une stratification secondaire se construise souvent, constituée de sauts thermiques durant quelques jours (thermoclines temporaires), ou quelques heures (thermoclines quotidiennes), à la différence de la thermocline-mère (« *parent thermocline* » des Anglo-saxons), qui, elle, dure toute une saison et prend place dans le métalimnion (Horne & Goldman, 1994, pp. 56-57).

La tendance à la destruction de la stratification par convection prend deux formes : la destratification par convection libre due au refroidissement nocturne, celle par convection forcée qui peut homogénéiser aussi, contrairement à la première, une eau se réchauffant⁶⁵. C'est le cumul des deux convections, avec domination de la seconde, qui prend le pas sur la tendance superficielle à la stratification, pour construire l'épilimnion. Cette victoire se matérialise par le fait que, finalement, l'épilimnion est avant tout une masse d'eau assez homotherme à l'échelle de la saison et c'est bien ce qui le distingue du métalimnion situé en contrebas. Ainsi, l'épilimnion, couche de brassage de toute une saison, est en quelque sorte la somme de toutes les petites couches de brassage diurne⁶⁶. L'épilimnion connaît une grande fréquence des alternances de brassage, libre ou forcé, et de stratification. Les échelles de temps sont donc complexes, du fait de la cadence, des rythmes, des anomalies, de la profondeur, des oscillations de ces courtes stratifications à l'intérieur d'une couche superficielle le plus souvent homotherme.

Cette complexité temporelle coïncide avec une complexité spatiale. Ainsi, alors que, le plus souvent, la couche de brassage (*mixed layer* des Anglo-saxons) et l'épilimnion se confondent, il y a momentanément, à l'intérieur même de cette couche superficielle, une thermocline qui se met en place, pendant quelques heures ou quelques jours. Au-dessus d'elle se trouve une couche de mélange. L'évolution dans le temps des flux d'air, les alternances diurnes de réchauffement et de refroidissement à la surface du plan d'eau, finissent par compliquer le système par des héritages d'il y a quelques jours ou quelques heures enfouis en subsurface. Plusieurs petits sauts thermiques peuvent ainsi se succéder. L'épilimnion est alors formé de la série suivante : une couche de mélange actuelle tout à fait en surface (*upper mixed layer*), une petite thermocline secondaire, une ancienne couche de mélange, une seconde petite thermocline, et ainsi de suite, provoquant une courbe en escalier. Au bout de quelques heures si les thermoclines étaient quotidiennes, de quelques jours si elles étaient

⁶⁵ Pour distinguer les deux processus, Munk & Anderson (1948, p. 294) proposent de séparer, sur le plan du vocabulaire, la couche de mélange (*mixed layer*) et la couche brassée par le vent (*wind stirred layer*).

⁶⁶ « Dans une étude de la couche de brassage saisonnière, les balancements diurnes pris un par un sont moyennés, si bien que la tendance à long terme du volume de la couche de surface saisonnière peut être déterminée. [...] On considère la couche de brassage saisonnière comme l'accumulation des événements qui ont formé les couches de brassage diurnes passées » (Imberger, 1985, p. 738, en anglais).

temporaires, un mélange s'effectuera, faisant disparaître les sauts thermiques et confondant de nouveau la couche de brassage avec l'épilimnion. Puis le cycle reprendra.

Cette instabilité peut être quantifiée par le nombre de Wedderburn, qui est une adaptation à l'épilimnion de celui de Richardson, utilisé sur toute la tranche. Le nombre de Wedderburn, créé par Thompson & Imberger (1980), n'est autre que le rapport de la flottabilité⁶⁷ par la possibilité de brassage.

$$W = \frac{g'h^2}{u_*^2 L}$$

W : nombre de Wedderburn, sans unité

g' : accélération de la pesanteur, réduite au saut de densité à travers la base de la thermocline, en m.s⁻² ; g' = g Δρ / ρ (Patterson *et al.*, 1984), avec g = 9,81 m.s⁻², Δρ : différence entre la densité de la couche située en dessous de la thermocline et la densité de la couche située au-dessus (couche de mélange), ρ : densité de la couche située au-dessus de la thermocline (couche de mélange). Concrètement, comme c'est la température qui est mesurée, il faut utiliser, en eau douce, la formule de Markofsky & Harleman (1971) : ρ = 1000{1 - [6,63.10⁻⁶(T-4)²]}, où ρ : densité en kg/m³ et T : température en °C.

h : épaisseur de la couche de mélange (en m)

u* : vitesse de cisaillement caractéristique (« *characteristic shear velocity* », Imberger, 1985, p. 737, Horne & Golman, 1994, p. 57), dite aussi vitesse de frottement du vent à la surface de l'eau (« *surface friction velocity* », Patterson *et al.*, 1984, p. 849), en m.s⁻¹. La vitesse de cisaillement est fonction de la vitesse du vent, selon la formule u* = c u, avec u : vitesse du vent m.s⁻¹ (en général mesurée à 10 m au-dessus du plan d'eau), c : coefficient de frottement (Salençon & Thébault, 1997, p. 60), dit aussi coefficient de traînée (Lemmin, 1995, p. 65). Ce coefficient augmente avec la vitesse du vent, mais les différents auteurs ne sont pas d'accord sur les valeurs exactes à utiliser. La valeur pratique de 1,3.10⁻³ peut être utilisée dans tous les cas, cette estimation étant surtout valable quand la vitesse du vent n'est de toute façon pas mesurée à proximité du plan d'eau. « L'imprécision que l'on a, en général, sur les vitesses du vent, rarement mesurées au-dessus du plan d'eau, incite les modélisateurs à prendre une valeur constante, autour d'une valeur moyenne de c = 1,3.10⁻³ » (Salençon & Thébault, 1997, p. 60). Dans la recherche de plus de précision, Salençon & Thébault (1997, p. 60-61) proposent plusieurs formules et préconisent finalement, en reprenant l'équation aux océanographes : c = (1 + 0,03 U₁₀).10⁻³, avec U₁₀ : vitesse du vent à 10 m au-dessus du plan d'eau. Lemmin (comm. écr., mai 2001) utilise dans le Léman : c = (1,052 + 0,096 U₁₀).10⁻³.

L : course du vent (*fetch* des Anglo-saxons), en m.

Outil très utile, le nombre de Wedderburn s'appuie cependant sur deux simplifications. (1) Chacune des deux couches superposées est homogène et représentée par une densité unique, qui correspond à une température unique. (2) La séparation entre les deux couches est un plan, sans épaisseur. Bref, la courbe convexo-concave de la température en fonction de la profondeur est assimilée à deux segments de droite verticaux séparés par un segment horizontal. De ce fait, la simplification menant au calcul de h et g' est quelque peu laissée à la liberté du chercheur.

Ceci étant, l'interprétation du nombre de Wedderburn est la suivante. Comme c'est un quotient entre la flottabilité et le brassage, s'il est égal à 1, cela signifie qu'il n'y a domination ni de l'un ni de l'autre. Pour des valeurs inférieures à 1, c'est le brassage qui l'emporte, induit par des forces horizontales éoliennes. Pour des valeurs supérieures à 1 c'est au contraire la stratification qui domine, c'est-à-dire la stabilité verticale (Goldman & Horne, 1994, p. 59).

Cependant, à l'intérieur des valeurs supérieures à 1, plusieurs seuils ont pu être définis, fondés sur le fait que le nombre de Wedderburn a été créé pour modéliser le fonctionnement thermique de la couche superficielle des lacs. Les modèles les plus simples sont bien évidemment ceux à une dimension (« modèles thermiques unidimensionnels » de Salençon & Thébault, 1997, p. 45, « *one-dimensional thermal models* » de Patterson *et al.*, 1984, p. 845, abrégés en « 1-D »), dans lesquels seule la dimension verticale est prise en compte. La couche superficielle lacustre étant, dans ce cas,

⁶⁷ *Buoyancy* en anglais, terme souvent employé dans ce cas à la place de stratification, car nous sommes à l'intérieur de la couche épilimnique.

réduite à un profil vertical, cette simplification nécessite une forte prépondérance de la stratification. Thompson & Imberger (1980) ont montré qu'une valeur de W supérieure à 10 correspondait à une forte stabilité, un modèle unidimensionnel étant alors parfaitement adapté. Pour des valeurs de W comprises entre 3 et 10, la stratification reste assez prononcée, cependant que la thermocline commence à s'écarter du plan horizontal, s'approfondissant en direction de la côte au vent. Des mouvements d'eau se produisent en cellules, qui ont à la fois une composante verticale et horizontale. Les modèles unidimensionnels restent néanmoins applicables. Pour des valeurs de W comprises entre 1 et 3, la stratification n'est certes pas entièrement détruite, mais la thermocline est en général nettement inclinée et remonte tellement en direction de la côte sous le vent qu'elle est proche de l'affleurement. La composante horizontale du mélange est forte. Les modèles unidimensionnels ne sont pas utilisables (Salençon & Thébaud, 1997, pp. 49 à 52).

Si certaines interprétations du nombre de Wedderburn sont simples, notamment le fait que, plus il est élevé, plus la stabilité de la stratification est grande, d'autres sont un peu plus complexes. Ainsi, alors que le vent intervient en dénominateur (sa croissance fait donc normalement diminuer W), son action modérée épaissit la couche de brassage sans détruire une stratification plus profonde : le numérateur tend donc à augmenter et W aussi (Goldman & Horne, 1994, p. 59).

Les essais de quantification de l'instabilité par le Nombre de Wedderburn sont en général effectués dans l'épilimnion des lacs et permettent de prévoir la fragilité de la stratification superficielle. L'intérêt porté aux étangs est plus rare, souvent plus livresque. On se contente fréquemment d'une assimilation de l'étang à l'épilimnion d'un lac, puisque c'est un plan d'eau réduit aux premiers mètres d'épaisseur, une sorte de lac tronqué dont il ne reste que le seul épilimnion⁶⁸. Il faut pourtant ajouter que les dimensions horizontales, donc la course du vent, sont plus faibles qu'en lac. La stabilité des étangs serait donc susceptible d'être plus prononcée que celle des épilimnions lacustres, surtout s'il s'agit d'étangs profonds.

De ce dernier point de vue, le Limousin est la région française qui comporte le plus de plans d'eau de faible surface possédant une tranche d'eau de grande épaisseur. Le phénomène peu connu de la stabilité de la stratification thermique en étang y trouve donc un terrain de choix⁶⁹. Les études menées par Touchart (2001b) dans des étangs limousins de 1 à 40 ha de superficie et de 2 à 5,5 m de profondeur permettent d'éclairer ce sujet. Elles montrent que, lors du réchauffement de la journée, la stratification est assez peu contrariée par la convection mécanique du fait des petites superficies, et, lors du refroidissement nocturne, la convection libre est limitée du fait des faibles amplitudes diurnes. En général, la stratification thermique est détruite chaque nuit dans la couche la plus superficielle, celle du premier mètre. Elle se contente de s'affaiblir, sans disparaître, de fin avril à début octobre dans les étangs de plus d'1 m. Dans les étangs de 3 m de profondeur, la stratification est anéantie pendant 20 % du temps estival.

Dans les étangs de 5 m de profondeur, les brassages complets deviennent très rares pendant la saison chaude, survenant seulement lors de certaines tempêtes (fig. 34). Ainsi, dans les étangs de plus d'1 m, ce n'est pas le cycle diurne qui commande le brassage. La convection libre due au refroidissement nocturne n'est pas capable d'homogénéiser la colonne d'eau. Seule la convection mécanique, due aux passages dépressionnaires, est susceptible de déranger la stratification. Or la course du vent est faible par rapport aux lacs.

⁶⁸ « On constate parfois l'existence d'une stratification thermique dans l'étang, mais elle est de courte durée à cause de la minceur de la tranche liquide » (Loup, 1974, p. 37).

⁶⁹ En Limousin, malgré la grande profondeur des étangs, il est même curieusement avancé que les sauts thermiques sont absents : « En été, la température de l'eau d'un étang décroît régulièrement de la surface vers le fond. Il n'y a pas de palier, pas de zonation thermique comme dans un lac, où la couche superficielle chaude est séparée de la couche profonde froide par une thermocline, c'est-à-dire une épaisseur d'eau assez faible où la température chute brusquement de plusieurs degrés » (Combrouze, 2000, p. 35).

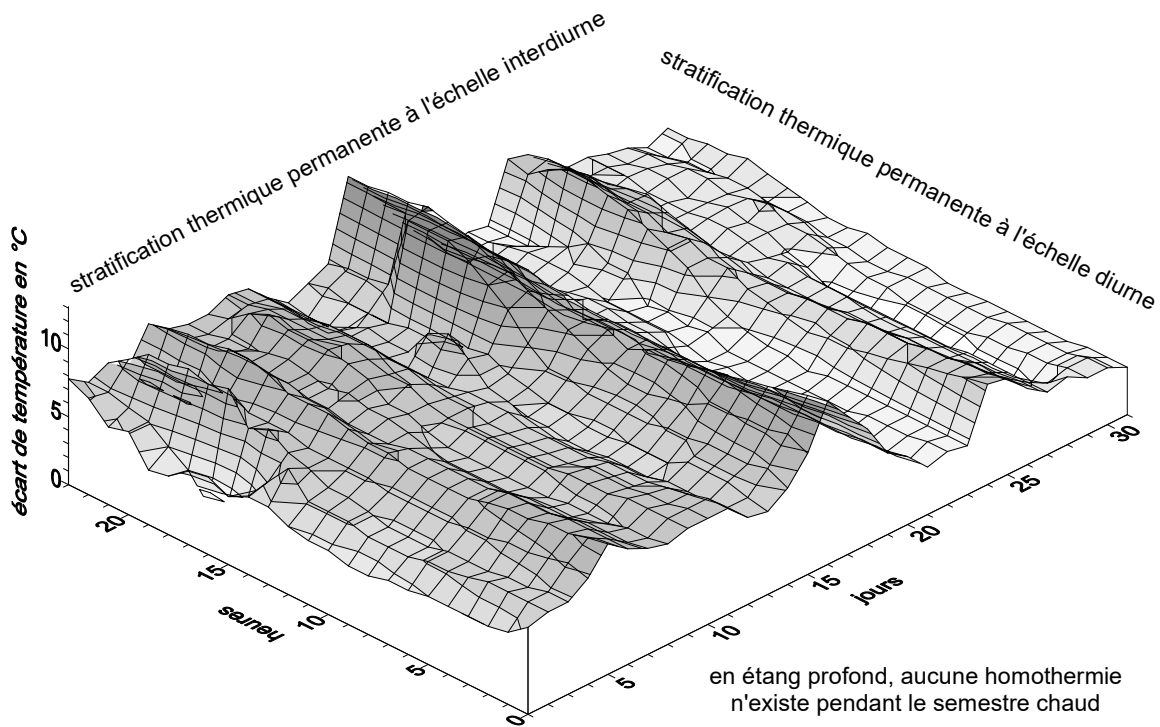


Fig. 34 *Bloc-diagramme hydro-thermo-isoplèthe relatif de la différence entre la subsurface (50 cm) et le fond (500 cm) de l'étang de la Pougé (Limousin) en mai 2000*
Mesures, conception et réalisation L. Touchart, Univ. Limoges, EA 1086 TSP

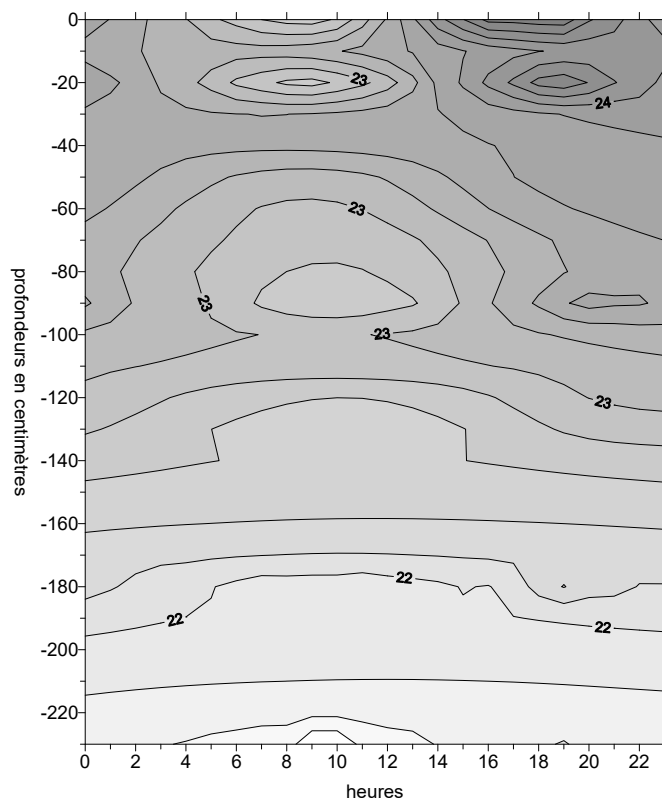


Fig. 35 DPHT des moyennes estivales du cycle diurne de l'étang de Cieux (Limousin) du 6 juillet au 29 août 1999
(moyennes horaires sur 55 jours et isothermes en degrés C)
Mesures, conception et réalisation L. Touchart, Univ. Limoges, EA 1086 TSP

Le DPHT (cf. chap. I – II.C) d'un étang limousin de 40 ha et 2,3 m, celui de Cieux (45°59'N-1°3'E) peut être commenté à titre d'exemple (fig. 35). Il s'agit d'un DPHT bimensuel, où chaque heure est une moyenne de 55 jours (du 6 juillet au 29 août 1999). De la surface jusqu'au fond (0 à 230 cm), le gradient thermique moyen estival est de 0,90 °C/m. Il s'agit d'une forte valeur, qui est conforme à l'allure horizontale très prédominante des isothermes. L'étang a tendance à être stratifié tout l'été, à quelque heure que ce soit. Les profondeurs intermédiaires permettent d'affiner la réflexion. Les thermoclines superficielles quotidiennes sont établies entre 14 h et 19 h. Le processus de mise en place de la stratification journalière se fait entre 12 et 14 h, celui de destruction entre 20 et 23 h. Assez souvent, les profils thermiques ne présentent aucune couche de brassage. La courbe de température suit celle de l'insolation, en l'absence du moindre mélange. On peut isoler mathématiquement ces profils concaves par le fait que la dérivée atteint sa valeur la plus négative sur le premier centimètre de la tranche d'eau (cf. chap. I – II.C). Cela s'est produit, lors de l'été 1999, pendant 11,3 % du temps. Ainsi, même un étang très étendu, d'une quarantaine d'hectares, n'offre pas toujours une course du vent suffisante à la formation d'une couche de brassage, se distinguant donc d'un lac. De 55 à 180 cm, le gradient moyen estival est de 1,03 °C/m. C'est dans cette tranche que se trouve le saut thermique moyen, sous forme d'une thermocline entre 14 h et 3 h et d'une stratification affaiblie de 4 h à 13 h. Les plus forts gradients se trouvent vers le haut de cet étage, mais la plus grande stabilité vers le bas. En moyenne de toutes les données, la thermocline (assimilée à la valeur la plus négative de la dérivée sur chacun des profils) se trouve à 111 cm de profondeur. Cependant, cette moyenne est peu représentative, car la distribution se répartit en plusieurs groupes. Les oscillations sont nombreuses, mais les thermoclines les plus fréquentes se trouvent au-dessus de 63 cm. Entre 180 et 230 cm, le gradient repasse en dessous de 1° / m. Contrairement à la surface, cela n'est pas dû à une alternance entre homothermie parfaite et stratification accentuée, mais à la régularité (isothermes horizontales) d'un gradient situé entre 0,8 et 1 °C / m. Une thermocline assez durable a été décelée à 202 cm. A cette profondeur, le minimum de la dérivée se stabilise sur des journées entières et, au total, correspond, au centimètre près, à 16,3 % du temps de l'été. En revanche, cette tranche d'eau de 2 m représente un maximum. Il est rare que la thermocline soit plus bas, c'est-à-dire que toute la colonne d'eau de l'étang corresponde à une unique couche de brassage. Les profils convexes, où le minimum de la dérivée se trouve au fond, ne représentent qu'une durée cumulée de 1,4 % du temps total. Il n'y a aucun débordement sur un quelconque métalimnion. Tout à fait au fond de l'étang de Cieux, la stabilité est même moins grande que légèrement plus haut.

L'évolution moyenne horaire de la profondeur de la thermocline, assimilée à la valeur la plus négative de la dérivée directionnelle de la température fonction de la profondeur, peut donner des renseignements supplémentaires (fig. 36). Dans l'étang de Cieux, du 6 juillet au 29 août 1999, le cycle commence à 15 h (13 h solaire). Le saut thermique est alors, en moyenne, très prononcé. C'est le moment où la thermocline est la plus superficielle, située à 58 cm. Elle s'approfondit tout l'après-midi et toute la soirée, rapidement jusqu'à 20 h, puis plus lentement, pour atteindre son point le plus bas à 1 h du matin, à 146 cm. De 15 h à 20 h, l'épaississement de la couche de brassage par les brises estivales de l'après-midi, la convection mécanique réalisée pendant ces heures dans les premiers décimètres, la propagation forcée de la chaleur en profondeur en résultant, s'accompagnent de l'enfoncement de la thermocline. A partir de 20 h, la moyenne prend en compte certains profils dans lesquels la destruction de la stratification a commencé. De 1 h à 8 h du matin, les profondeurs fluctuent, car la moyenne est calculée avec des thermoclines profondes certains jours et de quasi-homothermies lors d'autres journées. Au fur et à mesure que la matinée avance, les profils thermiques concaves sont de plus en plus fréquents, à saut thermique superficiel calqué sur l'insolation, mais ils sont moyennés avec d'autres profils, issus d'une stratification profonde, certes affaiblie, héritée de la veille.

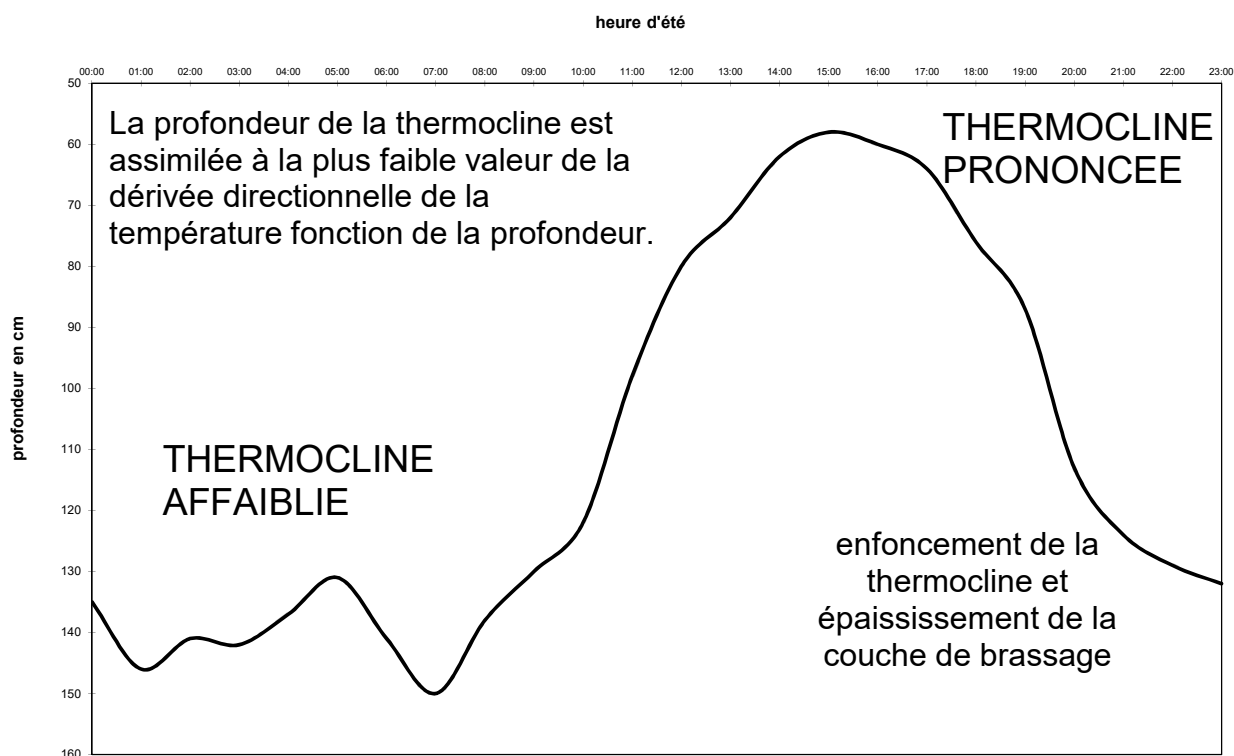


Fig. 36 La profondeur moyenne du cycle diurne estival de la thermocline de l'étang de Cieux (Limousin) : moyennes horaires du 6 juillet au 29 août 1999

Mesures, conception et réalisation L. Touchart, Univ. Limoges, EA 1086 TSP

Ainsi, les stratifications thermiques en étang ont tendance à présenter des caractéristiques plus durables que dans l'épilimnion superficiel des lacs. Leur stabilité peut être quantifiée par le nombre de Wedderburn, quand la thermocline temporaire autorise une simplification en structure bicouche. Le nombre de Wedderburn (W) peut être utilisé de deux manières différentes. (1) La variable est W . La quantification est celle de la stabilité réelle, en utilisant la vitesse et la direction du vent au moment du calcul. Plus W est grand, plus la stabilité est forte. Cette utilisation est quelque peu statique et vise simplement à confirmer, par quantification mathématique, ce qu'on peut décrire concrètement quand on possède des mesures de température en continu. (2) La variable est u^* (vitesse de cisaillement caractéristique). La quantification de la stabilité est potentielle. En prenant $W = 1$, on recherche la vitesse du vent qui détruirait la stratification. Il faut alors utiliser la course du vent maximale possible, dans la direction d'allongement du plan d'eau. Cette seconde manière d'aborder W , plus originale, permet de travailler sur des moyennes, pour prévoir la stabilité générale des étangs. La formule devient alors : $u^* = \sqrt{g' h^2 / L}$.

Elle peut être appliquée à l'exemple de l'étang de Cieux (6 juillet au 29 août 1999). Les calculs préliminaires réclament la moyenne de température de chaque heure sur 55 jours, ainsi que la moyenne de profondeur de la thermocline de chaque heure sur ces mêmes deux mois. Nous donnons les résultats en fig. 37. Deux moments sont plus intéressants que les autres : la vitesse de vent nécessaire à la destruction de la stratification la plus faible de la journée et celle nécessaire à la destruction de la stratification la plus forte de la journée. En vent de sud-ouest, il suffit en moyenne d'un vent de 6 km/h pour destratifier la colonne d'eau au-dessus de la plaine centrale de Cieux entre 5 h et 9 h (heures d'été) du matin en juillet et août. L'heure moyenne bimensuelle de la stratification la plus faible se trouve être 8 h. Un flux de sud-ouest de 5,3 km/h suffit alors pour forcer le brassage. Cela confirme qu'en été, en moyenne, le cycle diurne fragilise la stratification par la convection libre de la nuit, mais, seul, ne la détruit pas. Si des brises de nord-nord-est de plus de 2,6 km/h ou des vents de sud-ouest de plus de 6 km/h se lèvent, ils parachèvent par convection forcée l'action de la convection de densité qui avait fragilisé la stratification et

cassent le faible saut thermique subsistant. En cas de direction nord-nord-est, nord-est et même est-nord-est, les valeurs sont si faibles qu'on peut considérer que n'importe quel flux d'air déstratifie la colonne d'eau en fin de nuit. Dans les autres directions, les vitesses nécessaires restent faibles et susceptibles d'être très fréquentes. L'autre moment important est au contraire celui de la stratification la plus stable. En vent de sud-ouest, la vitesse menant à la déstratification est supérieure à 10 km / h de 16 h à 1 h du matin, en moyenne de juillet et août 1999. La stabilité la plus forte est atteinte en moyenne bimensuelle à 19 h. Pour un flux dominant de sud-ouest, la vitesse nécessaire est de 16,7 km / h. Ce sont les valeurs empêchant la stratification pendant la totalité du cycle diurne. Or ce sont des seuils rarement franchis (1,4 % du temps à la station Météofrance de Limoges-Bellegarde, 1963-1991). Ce sont en fait les flux de nord-nord-est qui expliquent une déstratification complète de l'étang de Cieux environ tous les dix jours. Là, pour une course du vent de 800 m, la vitesse nécessaire à la destruction de la stratification de 19 h est de 8,4 km / h (2,3 m / s). Les flux de plus de 2 m / s venant des directions cumulées NNE et NE correspondent à 8,3 % du temps à la station Météofrance de Limoges (1963-1991), soit deux jours et demi par mois.

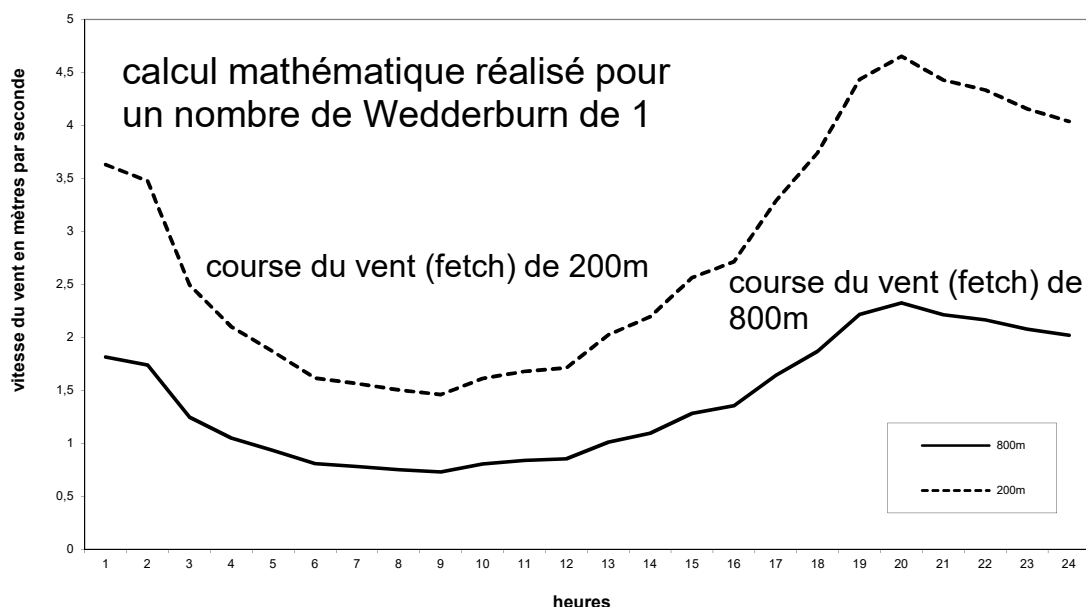


Fig. 37 Courbes des vitesses de vent nécessaires à la déstratification de l'étang de Cieux (Limousin) en moyenne estivale (7 juillet-29 août 1999)

Mesures, conception et réalisation L. Touchart, Univ. Limoges, EA 1086 TSP

Si l'instabilité est si importante à quantifier, c'est qu'elle correspond à la victoire de la convection forcée sur la résistance opposée par la stratification. Le brassage qui en résulte est le moment le plus important de la vie d'un plan d'eau, apportant l'oxygène jusqu'aux couches profondes et faisant remonter les nutriments en surface.

C. De l'instabilité aux rythmes de brassage

L'instabilité d'un plan d'eau peut s'appréhender à quatre échelles de temps, dont deux sont acycliques, les échelles interannuelle et interdiurne, et deux cycliques, annuelle et diurne. Les recherches portant sur de nombreuses années, les seules à permettre l'étude des irrégularités d'une

année à l'autre, sont assez rares en limnologie physique⁷⁰, d'autant que les rythmes de brassage dont le temps de retour est plus long que l'année concernent surtout les lacs tropicaux, où l'organisation de la recherche est plus jeune que dans les pays industriels. L'oligomicticité (*cf.* chap. IV) se retrouve cependant aussi en milieu océanique de la zone tempérée, par exemple dans les lacs périalpins comme le Léman (Monod, 1976, Monod et al., 1984, Lemmin, 1995), le Verbano, le Lario, le Ceresio, le Benaco (Vollenweider, 1964), ou méditerranéen, notamment dans l'Okhrid (Cole, 1979).

Les autres échelles temporelles, plus courtes, confinent à la définition même des plans d'eau. Le cycle annuel de brassage peut être considéré comme le propre des lacs, l'irrégularité interdiurne caractérise le fonctionnement des étangs et l'alternance diurne de stratification et de destruction de celle-ci correspond au fonctionnement des mares et des marais (Touchart, 2001b).

Conclusion

La stratification est le propre des plans d'eau. C'est ce caractère qui les distingue des cours d'eau et conditionne tout le fonctionnement trophique des lacs. La superposition des masses d'eau de densité différente les unes au-dessus des autres est thermique dans les lacs d'eau douce et thermo-chimique dans les lacs salés. L'important réside dans la barrière aux échanges que constituent la thermocline et la chimiocline. La répartition horizontale des profils thermiques donne lieu à d'importants contrastes géographiques.

La quantité de chaleur emmagasinée dans les lacs est en rapport avec leur bilan thermique, dominé par la radiation solaire. Mais les différences de répartition géographique des températures sont dues à la forte absorption des rayons solaires dans les couches les plus superficielles et à la très grande faiblesse du transfert conductif. La diminution de la température avec la profondeur ne se fait cependant pas régulièrement, car l'action de la convection mécanique homogénéise une couche superficielle, l'épilimnion.

Au-delà, la destruction complète de l'étagement thermique dépend du rapport entre la force du vent et la capacité de résistance de la stratification. En cas d'instabilité, le brassage permet à l'ensemble de la colonne d'eau de se mélanger, selon des processus qui confèrent à la limnologie dynamique.



Photo 2A *Brouillard de drainage causé par un air froid matinal au-dessus de l'eau chaude automnale de l'étang de la Pouge (Limousin) - Cliché L. Touchart (1998)*

⁷⁰ Elles le sont peut-être plus encore en potamologie physique. Le Britannique Smith (1972), se plaignant de la grande rareté des longues séries concernant les températures fluviales, met en cause le mode de fonctionnement de la recherche anglo-saxonne, qui privilégie le court terme. Les mesures de Webb & Walling (1996), portant sur 14 ans sont, à cet égard, exceptionnelles. Il faut aussi citer Bolke & Waddell (1975) et Hopkins (1971). En dehors de la recherche anglo-saxonne, les plus longues séries de mesures sont japonaises, allemandes et autrichiennes (Wundt, 1967).

BIBLIOGRAPHIE

- Ackermann W.C., White G.F. & Worthington G.B., Ed, 1973, *Man-Made lakes : their problems and environmental effects*. Washington D.C., American Geophysical Union, Geophysical Monograph 17, 847 p.
- Acot P., 1999, « François-Alphonse Forel dans l'histoire de l'écologie scientifique » in Bertola C., Goumand C. & Rubin J.-F., Ed., *Découvrir le Léman 100 ans après François-Alphonse Forel*. Actes du colloque pluridisciplinaire, Nyon, Musée du Léman, 16-18 septembre 1998. Genève, Slatkine, 922 p.: 19-26.
- Agassiz A., 1876, « Hydrographic sketch of Lake Titicaca » *Proceedings of the American Academy of Arts and Sciences*, 11(24) : 283-292.
- Aladin N.V. & Plotnikov I.S., 1993, « Large saline lakes of former USSR : a summary review » *Hydrobiologia*, 267 : 1-12.
- Amblard C. & Pinel-Alloul B., 1995, « Variations saisonnières et interannuelles du plancton » in Pourriot R. & Meybeck M., Dir., *Limnologie Générale*. Paris, Masson, 956 p. : 411-440.
- Ambrosetti W. & Barbanti L., 1999, « Deep water warming in lakes : an indicator of climatic change » *Journal of Limnology*, 58(1) : 1-9.
- Ambrosetti W. & Barbanti L., 2000, « Riscaldamento delle acque profonde nei laghi italiani : un indicatore di cambiamenti climatici » *Acqua & Aria*, 4 : 65-72.
- Ambrosetti W. & Barbanti L., 2001, « Temperature, heat content, mixing and stability in Lake Orta : a pluriannual investigation » *Journal of Limnology*, 60(1) : 60-68.
- Ambrosetti W., Barbanti L., Bernardi R. de & Libera V., 1980, « Alcune riposte ad un evento meteorologico eccezionale : il nubifragio del 7 Agosto 1978 nel bacino del Lago Maggiore » *Atti 3° Congresso AIOL* : 389-406.
- Ambrosetti W., Barbanti L. & Pompilio L., 1996, « Morphometry and thermal stratification in Italian lakes. 3. Dynamics of the deepening of thermocline » *Memorie dell'Istituto Italiano di Idrobiologia*, 54 : 43-50.
- Ammianus Marcellinus, 385, *Rerum gestarum libri*, Libri XIV-XVI. Traduction Galletier E. : Ammien Marcellin, 1968, *Histoire*. Livres XIV-XVI, Paris, Les Belles Lettres, 297 p.
- Amoros C. & Petts G.E., Dir., 1993, *Hydrosystèmes fluviaux*. Paris, Masson, 300 p.
- Amoros C. & Wade P.M., 1993, « Successions écologiques » in Amoros & Petts, dir. : 201-231.
- Anderson E.R. & Pritchard D.W., 1951, *Physical limnology of Lake Mead*. San Diego, California, US Navy Electronics Laboratory, Report 258, Problem NEL 2J1, 152 p.
- Anderson W.L., Robertson D.M. & Magnuson J.J., 2001, « Evidence of recent warming and El-Niño related variations in ice break-up of Wisconsin lakes » *Limnology and Oceanography*, 41 : 815-821.
- Angeli N., Pont D. & Pourriot R., 1995, « Hétérogénéité spatiale et migration du plancton » in Pourriot R. & Meybeck M., Dir., *Limnologie Générale*. Paris, Masson, 956 p. : 411-440.
- Angelier E., 2000, *Ecologie des eaux courantes*. Paris, Techniques et Documentation, 199 p.
- Angot A., 1905, « La température en France » *Annales de géographie*, 14 : 296-309.
- Anonyme, 1878, « A new deep-sea thermometer » *Nature*, 18(July 25) : 348-350.
- Anonyme, 1881, « Le Dr Asper communiqué quelques recherches sur la profondeur à laquelle pénètrent dans l'eau les rayons lumineux » *Archives des Sciences Physiques et Naturelles de Genève*, 6 : 318.
- Anthony M. & Drummond G., 1973, « Reservoir water quality control » in Ackermann W.C., White G.F. & Worthington G.B., Ed, *Man-Made lakes : their problems and environmental effects*. Washington D.C., American Geophysical Union, Geophysical Monograph 17, 847 p. : 549-551.
- Arai T., 1973, « Thermal structure of the artificial reservoir » in Ackermann W.C., White G.F. & Worthington G.B., Ed, *Man-Made lakes : their problems and environmental effects*. Washington D.C., American Geophysical Union, Geophysical Monograph 17, 847 p. : 536-538.
- Arai T., 1984, « Kisui ko no junkan to seiso » *Chigiku*, 6(8) : 470-474.
- Arai T., 2001a, « The hydro-climatological significance of long-term ice records of Lake Suwa, Japan » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 27(5) : 2757-2760.
- Arai T., 2001b, « Water motion » in Saijo Y. & Hayashi H., Ed, *Lake Kizaki, limnology and ecology of a Japanese lake*. Leiden, Backhuys, 427 p. 74-78.
- Arai T. & Hayashi H., 2001, « Water temperature » in Saijo Y. & Hayashi H., Ed, *Lake Kizaki, limnology and ecology of a Japanese lake*. Leiden, Backhuys, 427 p. 70-73.
- Arakawa H., 1954, « On five centuries of freezing dates of Lake Suwa (36°N, 138°E) in the Central Japan » *Kenkyu jihou*, 6-5 : 143-146.
- Arbouille D. & Vernet J.-P., 1989, « Les sédiments, l'eau et la pollution » *Thema*, 8 : 9-13.
- Ardillier F., 1997, *L'eau ressource pour le développement d'un espace rural, l'exemple du bassin de la Gartempe*. Limoges, Pulim, 591 p.
- Arx W.S. von, 1962, *An introduction to physical oceanography*. Reading, Massachusetts, Addison-Wesley, 422 p.
- Assel R. & Herche L., 2001, « Coherence of long-term lake ice records » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 27(5) : 2789-2792.
- Association des Intérêts de Conches, 1988, *Conches, un quartier, une école*. Chênes-Bougeries, Editions Chênoises, 68 p.
- Atkins W.R.G., Clarke G.L., Pettersson H.H., Utterback C.L. & Ångström A., 1938, « Measurement of a submarine daylight » *Journal du Conseil Permanent International pour l'Exploration de la Mer*, 13 : 37-57.
- Axelrod A., 1978, *Contribution à l'étude géophysique de la région des lacs de Neuchâtel, Bienne et Morat*. Lausanne, Univ., Fac. des Sciences, thèse, 93 p.
- Ayers J.C., Andersson D.V., Chandler D.C. & Lauff G.H., 1956, *Currents and water masses of Lake Huron*. Maple, Ontario Department of lands and forests, Ann Arbor, University of Michigan, 101 p. + annexes.
- Balabanian O. & Bouet G., 1989, *L'eau et la maîtrise de l'eau en Limousin*. Treignac, éd. Les Monédières, 301 p.
- Balabanian O. & Bouet G., 1994, « La nature limousine » in *Le guide du Limousin*. Lyon, La Manufacture, 305 p. : 12-28.
- Barraqué B., Bley D., Boëtsch G., Masali M. & Rabino Masso E., dir., 1995, *L'Homme et le Lac, usages et représentations de l'espace lacustre*. VI e journées de la Société d'Ecologie Humaine, 13-15 juin 1994, Cadenabbia-Griante (Côme, Italie), 192 p.
- Bailly A., 1995, « Une vision tourmentée de la Riviera lémanique » *Annales de Géographie*, 104(583) : 329-330.
- Barbanti L., 1970, « L'evaporazione dalle superfici lacustri : tecniche di studio » *Memorie dell'Istituto Italiano di Idrobiologia*, 26 : 97-119.
- Barbanti L. & Ambrosetti W., 1987, « Energia termica e stabilità meccanica nel Lago Maggiore » *Atti 7° Congresso AIOL*, 54 : 119-132.
- Barbanti L. & Ambrosetti W., 1989, « The physical limnology of Lago Maggiore : a review » *Memorie dell'Istituto Italiano di Idrobiologia*, 54 : 31-42.
- Barbanti L. & Carollo A., 1967, « Analisi della diffusione turbolenta e dei processi circolatori nel Lago Maggiore con l'impiego di un tracciante fluorescente (Rodamina B) » *Memorie dell'Istituto Italiano di Idrobiologia*, 21 : 37-87.

- Barbanti L., Pompilio L. & Ambrosetti W., 1996, « Morphometry and thermal stratification in Italian lakes. 2. The "Depth Ratio" as a predictive index of thermal structures » *Memorie dell'Istituto Italiano di Idrobiologia*, 46 : 41-68.
- Barla C., 1998, « Ces plans d'eau qui confisquent vos rivières » *Le pêcheur de France*, 174 : 60-61.
- Barroin G., 1995, « Cycle et bilan de l'oxygène » in Pourriot M. & Meybeck M., *Limnologie Générale*. Paris, Masson, 956 p. : 705-726.
- Barroin G., 1999, *Limnologie appliquée au traitement des lacs et des plans d'eau*. Lyon, Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, 215 p.
- Bartout P., 2000, *Passé et présent des étangs du sud-ouest de la Haute-Vienne*. Univ. Limoges, mémoire de maîtrise en géographie, 242 p.
- Bayly I.A.E. & Williams W.D., 1973, *Inland waters and their ecology*. Victoria, Longman Australia, 316 p.
- Beadle L.C., 1974, *The inland waters of tropical Africa, an introduction to tropical limnology*. London, Longman, 365 p.
- Beard L.R. & Willey R.G., 1970, « An approach to reservoir temperature analysis » *Water Resource Research*, 6 : 1335-1345.
- Bèche H.-T., 1819, « Sur la profondeur et la température du lac de Genève » *Bibliothèque Universelle de Sciences et Art de Genève*, 12 : 118-126.
- Becquerel A. & Breschet, 1836, « Recherches expérimentales physico-physiologiques sur la température des tissus et des liquides animaux » *Compte rendu des séances de l'Académie des Sciences*, séance du lundi 26 décembre : 771-781. Paragraphe « Procédé électro-chimique pour déterminer la température de la terre et des lacs à diverses profondeurs » : 778-781.
- Beletsky D., Filatov N. & Ibraev R., 1994, « Hydrodynamics of Lakes Ladoga and Onega » *Water pollution Research Journal Canada*, 29(2-3) : 365-385.
- Benedetti-Crouzet E. & Dussart B., 1979, *Les retenues d'eau*. Sarlat, IBD & Agence Financière de bassin Seine-Normandie, 246 p.
- Bénévent E., 1926, *Le climat des Alpes françaises*. Paris, Mémorial de la météorologie nationale n°14, 435 p.
- Berg C.O., 1963, « Middle Atlantic states » in Frey D.G., Ed, *Limnology in North America*. Madison, University of Wisconsin Press : 191-237.
- Berg K., 1950, « The content of limnology demonstrated by F.-A. Forel and August Thienemann on the shore of Lake Geneva » *Verhandlungen internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, Congress in Belgium, 11 : 41-57.
- Bergsten F., 1926, « The seiches of Lake Vetter » *Geografiska Annaler*, 8 : 1-73.
- Bernard-Allée P., 1994, « Climat et ressources en eau » in Bernard-Allée P., André M.-F. & Pallier G., *Atlas du Limousin*. Limoges, Pulim, 166 p.: 12-15.
- Bernardi R. de, Guissani G. & Grimaldi E., 1984, « Lago Maggiore » in Taub F.B., Ed, *Lakes and Reservoirs*. Amsterdam, Elsevier, Ecosystems of the world n° 23, 643 p. : 247-266.
- Bernhardt H., 1967, « Aeration of Wahnbach Reservoir without changing the temperature profile » *Journal of American Water Works Association*, 59 : 943-964.
- Berthois L. & Froidefond J.-M., 1983, *Traité de bathymétrie*. Univ. Bordeaux I, Mémoires de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine, 158 p.
- Bertola C., 1998, « Introduction. François-Alphonse Forel (1841-1912) » in Forel F.-A., 1892, réimpression 1998, *Le Léman, monographie limnologique*. Genève, Slatkine, tome I, 543 p. : 16 p. non paginées.
- Bertola C., 1999, « François-Alphonse Forel (1841-1912) » in Bertola C., Goumand C. & Rubin J.-F., Ed., *Découvrir le Léman 100 ans après François-Alphonse Forel*. Actes du colloque pluridisciplinaire, Nyon, Musée du Léman, 16-18 septembre 1998. Genève, Slatkine, 922 p.: 3-17.
- Bertola C., 2000, « Dans le silence des épaves » *L'Alpe*, 9 : 19-34.
- Bessière C. & Londe P., 1992, « Barrages » in *Encyclopaedia Universalis*. Paris, t. 3, 1053 p. : 838-849.
- Bétant A. & Perrenoud G., 1932, « Etudes sur la partie occidentale du lac de Genève. I. Courants et températures » *Mémoires de la Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève*, 41(2) : 225-293.
- Béthemont J., 1999, *Les grands fleuves entre nature et société*. Paris, A. Colin, col. U, 255 p.
- Bettoni P., 1900, *Studi limnografici sulle sasse del lago di Garda, comm. Dell Ateneo di Brescia*. Cité par Halbfass, 1923.
- Billon B., Guiscafré J., Herbaud J. & Oberlin G., 1974, *Le bassin du fleuve Chari*. Paris, Orstom, coll. "monographies hydrologiques", 450 p.
- Birembaut A., 1992, « Histoire de la thermodynamique » in *Encyclopaedia Universalis*. Paris, Corpus 22, 1005 p. : 537-541.
- Birge E.A., 1897, « Plankton studies on Lake Mendota. II. The crustacea of the plankton from July, 1894, to December, 1896 » *Transactions of the Wisconsin Academy of Sciences, Arts and Letters*, Madison, 11 : 274-448.
- Birge E.A., 1910a, « An unregarded factor in lake temperatures » *Transactions of the Wisconsin Academy of Sciences, Arts and Letters*, Madison, 16 : 989-1004.
- Birge E.A., 1910b, « On the evidence for temperature seiches » *Transactions of the Wisconsin Academy of sciences, Arts and Letters*, Madison, 16 : 1005-1016.
- Birge E.A., 1916, « The work of the wind in warming a lake » *Transactions of the Wisconsin Academy of sciences, Arts and Letters*, Madison, 18 : 341-391.
- Birge E.A. & Juday C., 1931, « A third report on solar radiation and inland lakes » *Transactions of the Wisconsin Academy of sciences, Arts and Letters*, Madison, 26 : 383-425.
- Birkett C.M., 1995, « The contribution of Topex / Poseidon radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands » *Water Resource Research*, 34(5) : 1223-1235.
- Birkett C.M., 1998, « The contribution of Topex / Poseidon to the global monitoring of climatically sensitive lakes » *Journal of Geophysical Research*, 100(C12) : 25179-25204.
- Birkett C.M. & Mason I.M., 1995, « A new global lakes database for a remote sensing program studying climatically sensitive lakes » *Journal of Great Lakes Research*, 21(3) : 307-318.
- Biro P., 1968, *Précis de Géographie Physique Générale*. Paris, A. Colin, 340 p.
- Blanc H., 1912, « Le Professeur Docteur François-Alphonse Forel » *Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft*, 95(1) : 110-148.
- Blavoux B., 1978, *Etude du cycle de l'eau au moyen de l'¹⁸O et du tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée*. Paris, thèse d'Etat, 333 p.
- Blüthgen J., 1966, *Allgemeine Klimageographie*. Berlin, Walter de Gruyter, 2^{de} Aufl., 720 p.
- Bohle M. & Perrinjaquet C., 1984 « Technique de mouillage d'instrument de mesure dans le Léman » *Bulletin Technique de la Suisse Romande*, 84(4) : 45-49.
- Bohle-Carbonnel M., 1986a, *Hydrodynamik des Genfer Sees, Gleichgewichte und charakterisierende Größen*. Lausanne, Ecole Polytechnique Fédérale, Laboratoire d'Hydraulique, thèse n° 611, vol. I, 235 p., vol. II, 132 p.
- Bohle-Carbonnel M., 1986b, « Currents in Lake Geneva » *Limnology and Oceanography*, 31(6) : 1255-1266.
- Bohle-Carbonnel M. & Van Senden D., 1990, « On internal seiches and noisy current field-theoretical concepts versus observations » in Tilzer M.M. & Serruya C., Ed, *Large lakes: ecological structure and function*. Berlin, Springer, 691 p. : 81-106.
- Bolgrien D.W., Granin N.G. & Levin L., 1995, « Surface temperature dynamics of Lake Baikal observed from AVHRR images » *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 61(2) : 211-216.

- Bolke E.L. & Waddell K.M., 1975, « Chemical quality and temperature of water in Flaming Gorge Reservoir, Wyoming and Utah, and the effects of the reservoir on the Green River » *US Geological Survey Water Supply Paper*, 2039A
- Boltshauser J., 1860, « Le lac d'Annecy » *Revue Savoissienne*, 1(1) : 2-4 & 1(2) : 9-11.
- Bonython C.W. & Mason B., 1953, « The Filling and Drying of Lake Eyre » *The Geographical Journal*, 119 : 321-330.
- Boon P.J., 1988, « The impact of river regulation on invertebrate communities in the U.K. » *Regulated Rivers : Research and Management*, 2 : 389-409.
- Bouchardeau A. & Lefèvre R., 1957, *Monographie du lac Tchad*. Paris, Orstom, 112 p.
- Bouet M., 1949, « La vaudaire du Bas Valais et du lac Léman » *Bulletin de la Société Vaudoise de Sciences Naturelles*, 64 : 253-274.
- Boulton A.J. & Brock M.A., 2001, *Australian freshwater ecology : processes and management*. Adelaide, Gleneagles, 1999, SIL 2001, Cooperative Research Centre for Freshwater Ecology, 300 p.
- Bourcart F.-E., 1906, *Les lacs alpins suisses, étude chimique et physique*. Genève, Georg, 130 p.
- Bourget E. & Fortin M.J., 1995, « A commentary on current approaches in the aquatic sciences » in Balvay G., Ed, "Space partition within aquatic ecosystems", Proceedings of the Second International Congress of Limnology and Oceanography held in Evian, May 25-28, 1993, 444 p., *Hydrobiologia*, 300/301 : 1-16.
- Bouteloup J., 1960, *Vagues, marées, courants marins*. Paris, PUF, Que-sais-je 438, 128 p.
- Boys P. du, 1891, « Essai théorique sur les seiches » *Archives des Sciences physiques et Naturelles de Genève*, 25 : 628-795.
- Brajou P., 1997, *Valorisation des richesses naturelles et axes de développement en Xaintrie Blanche*. Univ. Limoges, mémoire de maîtrise en géographie, 134 p. + 6 annexes.
- Bravard J.-P., 1987, *Le Rhône du Léman à Lyon*. Lyon, La Manufacture, 451 p.
- Bravard J.-P., Coord., *Les régions françaises face aux extrêmes hydrologiques, gestion des excès et de la pénurie*. Paris, Sedes, 288 p.
- Bravard J.-P. & Petit F., 1997, *Les cours d'eau. Dynamique du système fluvial*. Paris, A. colin, col. U, 222 p.
- Bravard J.-P. & Petts G.E., 1993, « Interférences avec les interventions humaines » in Amoros & Petts, dir., *Hydrosystèmes fluviaux*. Paris, Masson, 300 p. : 233-253.
- Bretschneider C.L., 1952, « The generation and decay of wind waves in deep water » *Transactions of the American Geophysical Union*, 33 : 381-389.
- Brett J.R., 1956, « Some Principles in the Thermal Requirements of Fishes » *The Quarterly Review of Biology*, 31 : 75-87.
- Bridel Ph., 1814, « Essai sur le lac Léman » in *Le Conservateur suisse ou Recueil complet des étrennes helvétiques*. Lausanne, Louis Knab, tome V : 5-93.
- Brönsted J.N. & Wesenberg-Lund C., 1911, « Chemisch-physikalische Untersuchungen der dänischen Gewässer nebst Bemerkungen über ihre Bedeutung für unsere Auffassung der Temporalvariationen » *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie*, 4 : 251-290 & 437-492.
- Brooker M.P., 1981, « The impact of impoundments on the downstream fisheries and general ecology of rivers » *Advances in Applied Biology*, 6 : 91-152.
- Brown G.W., 1969, « Predicting temperatures of small streams » *Water Resource Research*, 5(1) : 68-75.
- Bruschin J. & Falvey H., 1975, « Vagues de vent sur un plan d'eau confiné. Considérations générales et application au Léman (Petit-Lac) » *Bulletin Technique de la Suisse Romande*, 101(14) : 225-232.
- Bruschin J. & Schneiter L., 1978, « Caractéristiques des vagues dans les lacs profonds. Vagues de bise sur le Léman (Petit-Lac) – Campagne de mesures 1974-1978 » *Bulletin Technique de la Suisse Romande*, 104(19) : 269-276.
- Bruschin J. & Schneiter L., 1979, « Wind-waves in the bay of Geneva » in Graf W.H. & Mortimer C.H., Ed, *Hydrodynamics of lakes*. Amsterdam, Elsevier, col. "Developments in Water Science", Proceedings of a symposium 12-13 october 1978, Lausanne, Switzerland, 360 p. : 245-254.
- Bruyant C., 1903, « Les seiches du lac Pavin » *Revue d'Auvergne*, 20 : 81-97.
- Bryan J.G., 1964, « Physical control of water quality » *British Waterworks Association Journal*, 46 : 546-564.
- Bryson R.A. & Kuhn P.M., 1952, *On certain oscillatory motions of lakes*. Report to the University of Wisconsin Lake Investigations Committee n°5, 10 p. Cité par Hutchinson, 1957.
- Buchan A., 1871, « Remarks on the deep-water temperature of Lochs Lomond, Katrine, and Tay » *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, 7 : 791-795.
- Buchanan J.Y., 1879, « On the freezing of lakes » *Nature*, 19(March 6) : 412-414.
- Buchanan J.Y., 1886, « On the distribution of temperature in Loch Lomond during the autumn of 1885 » *Proceedings of the Royal society of Edinburgh*, 13 : 403-428.
- Buffle J.-P., 1948, « André Delebecque (1861-1947) » *Archives des Sciences Physiques et Naturelles de Genève*, 1(1) : 177-183.
- Buffle J.-P., 1952, « André Delebecque (1861-1947) » *Annales de la Station Centrale d'Hydrobiologie Appliquée*, 4 : 199-201.
- Bukata R.P., Bennett J.E. & Bruton J.E., 1978, « Landsat-1 observation of an internal standing wave pattern in Lake Superior » *Canadian Journal of Spectroscopy*, 23(2) : 57-65.
- Bukata R.P., Haras W.S. & Bruton J.E., 1975, « The application of ERTS-1 digital data to water transport phenomena in the Pointe Pelee – Rondeau area » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 19 : 168-178.
- Bulson P.S., 1967, « Theory and design of bubble breakwaters » *Dock and Harbour Authorities*, 48(560) : 47-54.
- Burgis M. & Morris P., 1987, *The Natural History of Lakes*. Cambridge University Press, 218 p.
- Burns C.W., 2000, « Towards tomorrow : taking SIL into the 21st century » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 27(1) : 1-5.
- Burrows R.F., 1967, « Water temperature requirements for maximum productivity of salmon » in Eldridge E.F., Ed, *Water temperature, influences, effects and controls*. Portland, US Department on the Interior Federal Water Pollution Control Administration, Proceedings of the 12th Pacific Northwest Symposium on water pollution research, 157 p. : 29-34.
- Cailliez V. & Perarnaud V., 1993, « Evolution du climat en Limousin depuis 1880 » *La Météorologie*, mars,
- Caldwell D.R., Brubaker J.M. & Neal V.T., 1978, « Thermal microstructure on a lake slope » *Limnology and Oceanography*, 23 : 372-374.
- Caloi P., 1947, « Notevoli onde interne (sesse termiche) nel lago di Garda » *Ricerca scientifica*, 17(1) : 3-7.
- Caloi P., 1948, « Le sesse del lago di Garda » *Annali Geofis.*, 1(1) : 24-51 & 1(2) : 175-200. Cité par Dussart, 1966.
- Calow P. & Petts, 1992, *The rivers handbook : hydrological and ecological principles*. London, Blackwell Scientific Publ., vol.1, 526 p.
- Capart A., 1955, « L'échosondage dans les lacs du Congo Belge » *Bulletin agricole du Congo belge*, Bruxelles, 46(5) : 1075-1104.
- Carbonnel J.-P. & Guiscafé J., 1965, *Grand Lac du Cambodge, sédimentologie et hydrologie, 1962-1963*. Paris, Orstom, Museum, CRG, 401 p.
- Carmack E.C., Gray C.B., Pharo C.H. & Daley R.J., 1979, « Importance of lake-river interaction on seasonal patterns in the general circulation of Kamloops Lake, British Columbia » *Limnology and Oceanography*, 24 : 634-644.
- Carmouze J.-P., 1983, « Hydrochemical regulation of the lake » in Carmouze J.-P., Durand J.-R. & Lévêque C., Ed, *Lake Chad, Ecology and Productivity of a Shallow Tropical Ecosystem*. The Hague, Dr W. Junk Publishers, 575 p. : 83-123.

- Carmouze J.-P., Arce C. & Quintilla J., 1983, « Régulation hydrochimique du lac Titicaca et hydrochimie de ses tributaires » *Revue d'Hydrobiologie Tropicale*, 14 : 329-348.
- Carmouze J.-P., Chantraine J.-M. & Lemoalle J., 1983, « Water temperature » in Carmouze J.-P., Durand J.-R. & Lévêque C., Ed, *Lake Chad, Ecology and Productivity of a Shallow Tropical Ecosystem*. The Hague, Dr W. Junk Publishers, 575 p. : 67-72.
- Carozzi A.V., Cretaz B. & Ripoll D., Resp., 1998, *Les plis du temps, mythe, science et H.-B. de Saussure*. Genève, Payot Amoudruz, 367 p.
- Carper G.L. & Bachman A.G., 1984, « Wind resuspension in a small prairie lake » *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 41 : 1763-1767.
- Casado C., Garcia de Jalon D., Del Olmo C.M., Barcelo E. & Menes F., 1989, « The effect of an irrigation and hydroelectric reservoir on its downstream communities » *Regulated Rivers : Research and Management*, 4 : 275-284.
- Cemagref, groupement de Bordeaux, 1987, *Etude de l'impact des étangs en Limousin, rapport de synthèse des résultats obtenus à l'issue de la première campagne d'observations et de mesures*. Agence de bassin Loire Bretagne, Conseil supérieur de la pêche délégation régionale Auvergne-Limousin, Service régional de l'aménagement des eaux du Limousin, étude n° 33, 50 p. + annexes.
- Cemagref, groupement de Bordeaux, 1989, *Etude de l'impact des étangs en Limousin, rapport de synthèse des résultats obtenus à l'issue de la seconde campagne d'observations et de mesures*. Agence de bassin Loire Bretagne, Conseil supérieur de la pêche délégation régionale Auvergne-Limousin, Service régional de l'aménagement des eaux du Limousin, étude n° 48, 24 p.
- Chevey P., 1935, « Le Grand Lac du Cambodge » *Bulletin Economique de l'Indochine* : 519-526.
- Cholnoky E. von, 1897, *Erforschung des Plattensees*. I.III „Limnologie“.
- Christison R., 1872, « Address at opening session of the Royal Society of Edinburgh, November 27, 1871 » *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, 7 : 531-574.
- Chrystal G., 1904, « Some results in the mathematical theory of seiches » *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, 25 : 328-337.
- Chrystal G., 1905a, « Some further results in the mathematical theory of seiches » *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, 25 : 637-647.
- Chrystal G., 1905b, « On the hydrodynamical theory of seiches, with a bibliographical sketch » *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 41 : 599-649.
- Chrystal G., 1908a, « An investigation of the seiches of Loch Earn by the Scottish Lake Survey » *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 46 : 455-517.
- Chrystal G., 1908b, « Seiches in the lakes of Scotland » *Proceedings of the Royal Institute G.B.*, 18 : 657-676.
- Chrystal G., 1910, « Seiches and other oscillations of lake surfaces, observed by the Scottish Lake Survey » in Murray J. & Pullar L., *Bathymetric survey of the Scottish fresh-water lochs*. Edinburgh, Challenger Office, vol. 1, 785 p.: 29-90.
- Chrystal G. & MacLagan-Wedderburn E., 1905, « Calculation of the periods and nodes of Lake Earn and Treig, from the bathymetric data of the Scottish Lake Survey » *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 41 : 823-850.
- Ciaglic' V., 1962, « Quelques observations sur le régime thermique et le régime de la prise et de la débâcle des eaux du lac de barrage de Izvorul Muntelui-Bicaz (Roumanie) » *Anal. Stiint. Univ. A.I. I. Cuza, Sect. II*, 8 : 125-134. Cité par Benedetti-Crouzet & Dussart, 1979.
- Ciaglic' V., 1965, « Some data concerning the Izvorul Muntelui-Bicaz reservoir – influences upon the hydrological conditions of Bistrita River » *Com. Geogr. Soc. Sti. Nat. Romana*, III : 113-122. Cité par Benedetti-Crouzet & Dussart, 1979.
- Ciaglic' V., 1968, « Le régime thermique du lac de barrage artificiel Izvorul Muntelui-Bicaz » *Lucr. Stat. « Stejarul »*, 1 : 137-171. Cité par Benedetti-Crouzet & Dussart, 1979.
- Claval P., 1998, *Histoire de la Géographie française*. Paris, Nathan Université, 544 p.
- Cluis D., 1972, « Relationship between stream water temperature and ambient air temperature, a simple autoregressive model for mean daily stream water temperature fluctuations » *Nordic Hydrology*, 3(2) : 65-71.
- Coakley J.P. & Karrow P.F., 1994, « Reconstruction of Post-Iroquois Shoreline Evolution in Western Lake Ontario » *Canadian Journal of Earth Science*, 31 : 1618-1629.
- Coastgis'99, 2000, *Geomatics and coastal environment*. Brest, Ifremer, Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, Actes du colloque "géomatique et environnement littoral", Brest, 9-11 septembre 1999, 318 p.
- Cohen A.S. & Thouin C., 1987, « Nearshore Carbonate Deposits in Lake Tanganyika » *Geology*, 15 : 414-418.
- Cohendet F., 1993, *Le saumon de l'Allier, son histoire, sa vie, son devenir*. Paris, Aidsa, 795 p.
- Colby B.R. & Scott C.H., 1965, « Effects of water temperature on the discharge of bed material. A study of the theoretical and observed effects of changes in water temperature on the transportation of bed material » *US Geological Survey Professional Paper*, 462G : 1-25.
- Cole G.A., 1983, *Textbook of Limnology*. Illinois, Waveland, 3^e ed., 401 p.
- Colladon D., 1875, « Terrasses lacustres du Léman et constitution de la terrasse d'alluvion sur laquelle est construite la ville de Genève » *Bulletin de la Société géologique de France*, 3 (N°S.) : 661-668.
- Collet L.W., 1925, *Les lacs, leur mode de formation, leurs eaux, leur destin, éléments d'hydro-géologie*. Paris, G. Doin, 320 p.
- Collings M.R., 1969, « Temperature analysis of a stream » *US Geological Survey professional Paper*, 650-B : 174-179.
- Collings M.R., 1973, « Generalization of stream-temperature data in Washington » *US Geological Survey Water Supply Paper*, 2029B : 1-45.
- Combrouze P., 2000, « Lacs et étangs » in Fortin F. & Boeufgras J., Coord., *Le Limousin côté nature*. Saint-Gence, Espaces Naturels du Limousin, 216 p. : 34-36.
- Conseil Régional du Limousin & Conseil Régional de Poitou-Charentes, 1991, *Schéma d'aménagement et de gestion des eaux du bassin de la Vienne*. 231 p.
- Cooke G.D., Welch E.B., Peterson S.A. & Newroth P.R., 1993, *Restoration and management of lakes and reservoirs*. Boca Raton, Lewis, 2nd ed, 548 p.
- Cooley P. & Harris S.L., 1954, « The prevention of stratification in reservoirs » *J. Inst. Water Eng.*, 8 : 517-537. Cité par Imberger & Patterson, 1990.
- Coq M., 1976, « Les climats du Limousin, contribution à l'étude biogéographique du Massif Central de la France » *Noroi*, 23(89) : 95-108.
- Cornaz G., 1998, *Les barques du Léman*. Genève, Slatkine, 207 p.
- Cornish V., 1934, *Ocean waves and kindred geophysical phenomena*. Cambridge University Press, 164 p.
- Cosandey C. & Robinson M., 2000, *Hydrologie continentale*. Paris, A. Colin, col. U, 360 p.
- Coulter G.W. & Spigel R.H., 1991, « Hydrodynamics » in Coulter G.W., Ed, *Lake Tanganyika and its Life*. London, Oxford University Press, 354 p. : 49-75.
- Craig W., Brant I., Hite M.P. & Davis W.M., 1925, « The 'undertow' » *Science*, 62 : 30-33.
- Crisp D.T., 1981, « A desk study of the relationship between temperature and hatching time for eggs of five species of salmonid fishes » *Freshwater Biology*, 11 : 361-368.
- Crisp D.T., 1987, « Thermal "resetting" of streams by reservoir releases with special reference to effects on salmonid fishes » in Craig J.F. & Kemper J.B., Ed, *Regulated streams : advances in ecology*. New York, Plenum Press: 163-182.

- Crisp D.T., 1988, « Prediction, from temperature, of eyeing, hatching and "swim-up" times for salmonid embryos » *Freshwater Biology*, 19 : 41-48.
- Crisp D.T., 1989, « Some impacts of human activities on trout *Salmo trutta* populations » *Freshwater Biology*, 21 : 21-23.
- Croset P., 1954, « Le piedmont des Dranses du Chablais » *Revue de Géographie Alpine*, 42(3) : 521-556.
- Cummins K.W., 1979, « The natural stream ecosystem » in Ward J.V. & Stanford J.A., Ed, *The ecology of regulated streams*. New York, Plenum Press, 397 p.
- Cunnington W.A., 1920, « The fauna of the African Lakes : a study in comparative limnology with special reference to Lake Tanganyika » *Proceedings of the Zoological Society of London*, 3 : 507-622.
- Cushman R.M., 1985, « Review of ecological effects of rapidly varying flows downstream from hydroelectric facilities » *North American Journal of Fisheries Management*, 5 : 330-339.
- Coulter G.W. & Spigel R.H., 1991, « Hydrodynamics » in Coulter G.W., Ed, *Lake Tanganyika and its life*. London, Oxford University Press, 354 p. : 49-75.
- Dajoz R., 1985, *Précis d'écologie*. Paris, Dunod, 5^e éd., 505 p.
- Damiani V., 1972, « Studio di un ambiente fluvio-lacustre sulla base di una analisi granulometrica dei sedimenti : Fiume Toce e bacino Isole Borromeo » *Memorie dell'Istituto Italiano di Idrobiologia*, 29 : 37-95.
- Davis J.M., 1980, « Destratification of reservoirs, a design approach for perforated-pipe compressed-air system » *Water Services*, 84 : 497-504.
- Davis W.M., 1882, « On the Classification of Lakes Basins » *Proceedings of the Boston Society of Natural History*, 21, part III : 315-381.
- Davis W.M., 1887, « The Classification of Lakes » *Science*, 10(241) : 142-143.
- Davis W.M., 1920, « A Roxen Lake in Canada » *Scottish Geographical Magazine*, 41 : 65-74.
- Davis W.M., 1933, « The Lakes of California » *California Journal of Mines and Geology*, 29 : 175-236.
- DDAF Haute-Vienne, 1989, *Schéma de vocation piscicole de la Haute-Vienne*. Saint-Yrieix, Fabrègue, 71 p.
- Deevey E.S., 1957, « Limnologic studies in Middle America, with a chapter on Aztec limnology » *Transactions of the Connecticut Academy of Arts and Sciences*, 39 : 213-328.
- Defant A., 1908, « Über die stehenden Seespiegelschwankungen (Seiches) in Riva am Gardasee » *Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, 117, 6 (2a) : 697-780.
- Defant A., 1932, « Beiträge zur theoretischen Limnologie » *Beitr. Freien Atmos (Bjerknes-Festband)*, 29 : 143-150. Cité par Hutchinson, 1957.
- Dejoux C., 1994, « Le Lac Titicaca » *La Recherche*, 25(263) : 276-284.
- Dejoux C. & Iltis A., Ed., 1992, *Lake Titicaca, a Synthesis of Limnological Knowledge*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, Monographiae Biologicae vol. 68, 573 p.
- Delebecque A., 1893, « Sur les lacs des Sept-Laux (Isère) et de la Girotte (Savoie) » *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 116 : 700-703.
- Delebecque A., 1898, *Les lacs français*. Paris, Chamerot & Renouard, 436 p.
- Deluc J.-A., 1772, *Le baromètre et le thermomètre*. Prospectus pour la souscription de l'ouvrage édité aux frais de l'auteur, fac-similé de 1937. Genève, Bibliothèque Publique et Universitaire, 16 p.
- Delvert J., 1961, *Le paysan cambodgien*. Paris, Mouton, 740 p.
- Delvert J., 1983, *L'Asie tropicale*. Paris, Sedes, 149 p.
- Demoll R., 1922, « Temperaturwellen (Seiches) und Planktonwellen », *Archiv für Hydrobiologie*, 13 : 313-320.
- Denardou L.M., 1987, *Etang de la Pouge, construction de la digue*. DDAF Haute-Vienne, Syndicat Intercommunal d'AEP Vienne-Briançon-Gorre, 9 p.
- Denègre J. & Salgé F., 1996, *Les systèmes d'information géographique*. Paris, PUF, Que-sais-je n° 3122, 128 p.
- Descamps H. & Naiman R.J., 1989, « L'écologie des fleuves », *La Recherche*, 20(208) : 310-319.
- Dess Management environnemental et qualité des eaux, 1997, *Etude de l'influence du soutien d'étiage sur la température de la Dordogne*. Université du Limoges et Etablissement Public Interdépartemental de la Dordogne, rapport interne, 22 p.
- Devroey M.E., 1938a, « Le Tanganyika » *Bulletin de l'Institut Royal de la Colonisation Belge*, 9(2) : 444-462.
- Devroey M.E., 1938b, « Le problème de la Lukuga, exutoire du lac Tanganyika » *Mémoires de l'Institut Royal de la Colonisation Belge*, 1(3) : 130 p.
- Didier M., 1990, *Utilité et valeur de l'information géographique*. Paris, Economica, 256 p.
- Dienert F. & Guillard A., 1913, « Etude du projet d'adduction des eaux du lac Léman » in Dienert F. et collaborateurs, *Etude des projets d'adduction d'eau présentés en vue de l'alimentation de Paris*. Paris, Imprimerie Municipale, 482 p. : 89-204.
- Dietrich G., 1963, *General Oceanography, an introduction*. New York, J. Wiley & Sons, Interscience, 588 p.
- Dingman S.L., Weeks W.F. & Yen Y.C., 1968, « The effects of thermal pollution on river ice conditions » *Water Resource research*, 4 : 349-362.
- Doodson A.T., Carey R.M. & Baldwin R., 1920, « Theoretical determination of the longitudinal seiches of Lake Geneva » *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 52 : 629-642.
- Diren Limousin, 1994, *Etude d'impact de l'exploitation piscicole de trois étangs*. Limoges, Diren Limousin, Ahun, Seica piscicole du Limousin, 22 p. + annexes.
- Diren Limousin, 1997, *Demande de débit*. Référence AC/MJP n° 000559, 18 décembre 1997, non publié, 1 p.
- Dominik J., Burrus D. & Vernet J.-P., 1983, « A preliminary investigation of the Rhône river plume in eastern lake Geneva » *Journal of Sedimentary Petrology*, 53(1) : 159-163.
- Dortch M.S., 1979, *Artificial destratification of reservoirs*. Vicksburg, US Army Engineer Waterways Experiment Station, technical Report E-79-1, 59 p., cite par Henderson-Sellers, 1982.
- Dubois J., 1996, *Les vignobles vaudois, passé, présent et avenir*. Yens-sur-Morges, Cabédita, col. « Archives vivantes », 331 p.
- Dubois J.-T., 1959, « Les concrétions déposées par les eaux du Lac Tanganyika sur ses rives rocheuses » *Bulletin du Centre Belge d'Etude et de Documentation des Eaux*, Liège, 96 : 2-4.
- Dufour C., 1859, « Résumé des observations météorologiques faites à Morges de 1850 à 1854 » *Bulletin de la Société Vaudoise de Sciences Naturelles*, 199 :
- Dufour L., 1873, « Recherches sur la réflexion de la chaleur solaire à la surface du lac Léman » *Bulletin de la Société Vaudoise de Sciences Naturelles*, 12(69) : 88-90.
- Durand M.-D., 1993, *Le passé des étangs creusois*. Univ. Limoges, mémoire de DEA en géographie, 134 p.
- Dussart B., 1948, « Recherches hydrographiques sur le lac Léman » *Annales de la Station Centrale d'Hydrobiologie appliquée*, 4 : 187-206.
- Dussart B., 1953, *Températures et mouvements des eaux dans les lacs. Introduction à l'étude d'un milieu*. Paris, thèse, 155 p.
- Dussart B., 1954, « Températures et mouvements des eaux dans les lacs. Introduction à l'étude d'un milieu » *Annales de la Station Centrale d'Hydrobiologie appliquée*, 5 : 1-128.
- Dussart B., 1957, « Le sondage par ultra-sons et l'étude des lacs. Note préliminaire » *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, 1(2) : 99-102.

- Dussart B., 1958, « L'organisation actuelle des recherches limnologiques dans les grands lacs américains et européens » *Bulletin Français de Pisciculture*, 188 : 104-107.
- Dussart B., 1960, « Tendances actuelles de la limnologie (exemples pris en Savoie) » *Société Savoisienne*, 85^e Congrès : 249-255.
- Dussart B., 1962, « Problèmes sédimentologiques au Cambodge dans la région des Grands Lacs » *Cahiers du Pacifique*, 4 : 3-36.
- Dussart B., 1966, *Limnologie, l'étude des eaux continentales*. Paris, Gauthier Villars, 678 p., rééd. 1992, Boubée, 681 p.
- Dussart B. & Touchart L., 1998, « André Delebecque et le centenaire de la limnologie française » *Annales de Géographie*, 107(602) : 446-453.
- Dutoit P., Blanc H., Molin M. de, Mercanton P.-L., 1913, « Discours prononcés à la cérémonie commémorative et à l'inauguration du monument de F.-A. Forel à l'Aula du palais de Rumine à Lausanne le 29 novembre 1913 » *Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles*, 49 : 291-346.
- Eckel O., 1950, « Über die numerische und graphische Ermittlung der Stabilität von Gewässern nach W. Schmidt » *Schweizerische Zeitschrift für Hydrologie*, 12 : 38-46.
- Eckel O., 1951, « Über die interdiurne Veränderlichkeit der Fluss – und Seeoberflächen – Temperaturen » *Wetter und Leben*, 3 : 203-212.
- Egerton F.N., 1962, « The scientific contributions of François-Alphonse Forel, the founder of limnology » *Schweizerische Zeitschrift für Hydrologie*, 24 : 181-189.
- Eklund H., 1965, « Stability of lakes near the temperature of maximum density » *Science*, 149 : 632-633.
- El-Jabi N., El-Kourdaoui G. & Caissie D., 1995, « Modélisation stochastique de la température de l'eau en rivière » *Revue des Sciences de l'Eau*, 8(1) : 77-95.
- Elliott G.H. & Elliot J.A., 1969, « Small-scale model of the thermal bar » *Proceedings 12th Conference Great Lakes Research*, Ann Arbor, International Association of Great Lakes research : 553-557.
- Elster H.J., 1939, « Beobachtungen über das Verhalten der Schichtgrenzen nebst einigen Bemerkungen über die Austauschverhältnisse im Bodensee (Obersee) » *Archiv für Hydrobiologie*, 35 : 286-346.
- Elster H.-J., 1974, « History of limnology » *Verhandlungen internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, Jubilee Symposium 50 years of limnological research, Stuttgart, 20 : 7-30.
- Emden, 1905, « Der Energiegehalt der Seiches » *Ber. Naturf. Ges.*, St-Gallen. Cité par Halbfaß, 1923.
- Emsalem R., 1981, « Les régimes pluviométriques du Limousin » *Trames, études géographiques*, Limoges, 3 : 83-137.
- Endoh S. & Okumura Y., 1993, « Gyre systems in Lake Biwa derived from recent current measurements » *Japanese Journal of Limnology*, 54 : 191-197.
- Endoh S., Watanabe M., Nagata H., Maruo F., Kawai T., Iguchi C. & Okumura Y., 1993, « Wind fields over Lake Biwa and their effect on water circulation » *Japanese Journal of Limnology*, 56 : 269-278.
- Endrös A., 1903, *Seeschwankungen (Seiches) beobachtet am Chiemsee*. Dissertation der K. Technischen Hochschule in München, Traunstein, 117 S. Cité par Endrös, 1906b.
- Endrös A., 1904, « Seiches kleiner Wasserbecken » *Petermanns Mitteilungen*, 50(12) : 294-295.
- Endrös A., 1905, « Die Seiches des Waginger-Tachingersees » *Sitzungsberichte der bayerischen Akademie der Wissenschaft zu München, Mathematisch-physische Klasse*, 35 : 447-476.
- Endrös A., 1906a, « Die Seiches des Waginger-Tachingersees » *Petermanns Mitteilungen*, 52 : 94-95.
- Endrös A., 1906b, « Die Seeschwankungen (Seiches) des Chiemsees » *Sitzungsberichte der bayerischen Akademie der Wissenschaft zu München, Mathematisch-physische Klasse*, 36 : 297-350.
- Endrös A., 1906c, « Die Seeschwankungen (Seiches) des Chiemsees » *Petermanns Mitteilungen*, 52 : 252-258.
- Endrös A., 1908, « Vergleichende Zusammenstellung der Hauptseichesperioden der bis jetzt untersuchten Seen mit Anwendung auf verwandte Probleme » *Petermanns Mitteilungen*, 54 : 39-47.
- Endrös A., 1913, « Der Simsee und seine Seeschwankungen » *Progr. Gymn. Freising*. Cité par Halbfaß, 1923.
- Epidor, 1997, *Etude de l'influence du soutien d'étiage sur la température de la Dordogne*. Doc. Interne, DESS « Management environnemental et qualité des eaux », 9 p. + annexes.
- Escourrou G., 1982, *Le climat de la France*. Paris, PUF, Que sais-je n° 1967, 128 p.
- Estienne P., 1956, *Recherches sur le climat du Massif Central français*. Paris, Secrétariat général à l'aviation civile et commerciale, Mémorial de la météorologie nationale n° 43, 242 p.
- Estienne P. & Godard A., 1970, *Climatologie*. Paris, Armand Colin, col. U, 368 p.
- Eugster H.P. & Hardie L.A., 1978, « Saline lakes » in Lerman A., Ed, 1978, *Lakes, chemistry, geology, physics*. Berlin, Springer, 363 p. : 237-293.
- European Environment Agency, 1994, *European rivers and lakes, assessment of their environmental state*. Copenhagen, Danish Ministry of Environment and Energy, 122 p.
- Exner F.M., 1908a, « Über eigentümliche Temperaturschwankungen von eintägiger Periode im Wolfgangsee » *Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, 117, 6 (2a) : 9-26.
- Exner F.M., 1908b, « Ergebnisse einiger Temperaturregistrierungen im Wolfgangsee » *Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, 117, 6 (2a) : 1295-1315.
- Exner F.M., 1910, « Zur Frage der Temperaturseiches » *Petermann's Mitteilungen*, 56 : 139. Cité par Mortimer, 1952.
- Exner F.M., 1928, « Über Temperaturseiches im Lunzer See » *Annalen der Hydrographie*, 14-. & 142-. Cité par Mortimer, 1952.
- Faivret E., 1991, *Bassin de la Gartempe*. Ministère de l'Environnement, Direction de l'eau, Service de la pêche et des milieux aquatiques, Conseil Général de la Creuse, Schéma départemental de vocation piscicole et halieutique de la Creuse, 60 p. + annexes.
- Faller A.J. & Woodcock A.H., 1964, « The spacing of windrows of Sargassum in the ocean » *Journal of Marine Research*, 122 : 22-29.
- Farmer D., Gemmrich J. & Polonichko V., 1998, « Velocity, temperature and spatial structure of Langmuir circulation » in Imberger J., Ed, *Physical processes in lakes and oceans*. Washington DC, American Geophysical Union, Coastal and Estuarine Studies n° 54, 668 p. : 87-100.
- Farrow D.E., 1995, « An asymptotic model for the hydrodynamics of the thermal bar » *Journal of Fluid Mechanics*, 289 : 120-140.
- Fast A.W., 1973, « Effects of artificial destratification on primary production and zoobenthos of El Capitan Reservoir, California » *Water Resource Research*, 9 : 607-623.
- Fatio de Duillier J.-C., 1730 « Remarques faites par Mr. J.C. Fatio de Duillier, sur l'Histoire naturelle des environs du lac de Genève » in Spon J., *Histoire de Genève par Mr. Spon rectifiée et augmentée par d'amples notes avec les actes et autres pièces servant de preuves à cette Histoire*. Genève, Fabri & Barrillot, tome second, 518 p. : 449-470.
- Faure H., 2001, *Les effets de l'effacement du barrage de Maisons-Rouges sur la remontée des poisons migrants*. Univ. Limoges, mémoire de maîtrise de géographie, 126 p. + annexes.
- Fedorov Y.A., Grinenko V.A., Krouse H.R. & Nikanorov A.M., 1992, « Use of hydrochemical and isotopic criteria for the evaluation of the influence of technogenic sulphur on surface waters » in *Isotope techniques in Water Resources Development 1991*. Vienna, International Atomic Energy Agency, Proceedings of international symposium, 11-15 march 1991 : 477-494.
- Fel A., 1962, *Les hautes terres du Massif Central*. Clermont-Ferrand, thèse d'Etat, 340 p.

- Filatov N.N., Ryzanin S.V. & Zaitsev L.V., 1981, « Investigation of turbulence and Langmuir circulations in Lake Ladoga » *Journal of Great Lakes Research*, 7(1) : 1-6.
- Findenegg I., 1935, « Limnologische Untersuchungen im Kärntner Seengebiet. Ein Beitrag zur Kenntnis des Stoffhaushaltes in Alpenseen » *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie*, 32 : 369-423.
- Findenegg I., 1937, « Holomiktische und meromiktische Seen » *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie*, 35 : 586-610.
- Fischer H.G., List R.C.Y., Koh J., Imberger J. & Brooks N.H., Ed, *Mixing in inland and coastal waters*. New York, Academic Press, 485 p.
- Fischer-Foster C. & Brunner C., 1849, « Recherches sur la température du lac de Thoune » *Mémoires de la Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève*, 12 : 255-276.
- Fitzgerald D., 1895, « The temperatures of lakes » *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 34 : 67-109 (67-114 avec la discussion).
- Fol H. & Sarasin E., 1887, « Pénétration de la lumière du jour dans les eaux du lac de Genève » *Mémoires de la Société de Physique de Genève*, 29(13). Cité par Forel (1895) p. 441.
- Forel F., 1991, « François-Alphonse Forel : 1841-1912 » in Vernet J.-P., Ed, *Hommage à F.-A. Forel*. Morges, 3^e Conférence Internationale des Limnologues d'Expression Française, 303 p. : 4-9.
- Forel F.-A., 1874, « Nouvelle méthode de sondages thermométriques » *Bulletin de la Société Vaudoise de Sciences Naturelles*, 13 : 38-46.
- Forel F.-A., 1876, « Le limnimètre enregistreur de Morges » *Archives des Sciences Physiques et Naturelles de Genève*, 56 : 305-.
- Forel F.-A., 1880a, « Températures lacustres. Recherches sur la température du lac Léman et d'autres lacs d'eau douce », *Archives des Sciences physiques et naturelles de Genève*, 3 : 501- 515.
- Forel F.-A., 1880b, « Températures lacustres. Recherches sur la température du lac Léman et d'autres lacs d'eau douce. Deuxième série », *Archives des Sciences physiques et naturelles de Genève*, 4 : 89- 106.
- Forel F.-A., 1886, *Le lac Léman, précis scientifique*. Bâle, H. Georg, 76 p.
- Forel F.-A., 1892a, « Thermique des lacs d'eau douce » *Verhandlungen der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft*, 75 : 5-8.
- Forel F.-A., 1892b, *Le Léman, monographie limnologique*. Lausanne, F. Rouge, T. I, 543 p.
- Forel F.-A., 1895, *Le Léman, monographie limnologique*. Lausanne F. Rouge, T.2, 651 p.
- Forel F.-A., 1901a, *Handbuch der Seenkunde, allgemeine Limnologie*. Stuttgart, J. Engelhorn, 249 p.
- Forel F.-A., 1901b, « Etude thermique des lacs du nord de l'Europe » *Archives des Sciences physiques et naturelles de Genève*, 12 : 35-55.
- Forel F.-C., 1941, « François-Alphonse Forel de Morges: 1841-1912 » in Grosse schweizer Forscher. Zurich, Atlantis Verlag : 288-289.
- Forster A.E., 1898, « Simonys Arbeiten » *Geographische Abhandlungen herausgegeben von Prof. Dr. Albrecht Penck in Wien*, 6(3) : 74-88.
- Franceschetti B., 1981, *Les fleuves*. Novara & Paris, Istituto Geografico de Agostini & Atlas, 119 p.
- Frécaut R., 1979, « les bilans hydrologiques des lacs » *Annales de Géographie*, 485 : 1-15.
- Free G., Allot N., Kennelly C. & Day S., 2001, « Colour in Irish lakes » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 27(5) : 2620-2623.
- Freshfield D.W., 1924, *Horace-Bénédict de Saussure*. Genève, réimpr. Slatkine, 1989, 434 p.
- Fujiwara S., 1949, « Suwako no kouri omiwatari no hanashi » *Tenmon to kishou*, 15(2) : 42-46.
- Fujiwara S., 1954, « Omiwatari to kokuten to houkyou no kankei ni tsuite », *Kenkyu jihou*, 6-5 : 123-126.
- Fujiwara S. & Arakawa H., 1954, « Suwako keppyo kijitsu narabini omiwatari kijitsu hyo » *Kenkyu jihou*, 6-5 : 127-137.
- Füllerborn F., 1900, « Untersuchungen im Nyassasee und den Seen im Nordlichen Nyassaland » *Verhandlungen Gesellschaft für Erdkunde Berlin*, 17 : 332.
- Gachon L., 1946, « Les variétés régionales du climat dans le Massif Central et le vrai Massif Central climatique » *Etudes Rhodaniennes*, 21 : 33-54.
- Gagnebin E., 1933, « Les terrains quaternaires des environs de Thonon » *Eclogae*, 26(2) : 187-200.
- Gagnebin E., 1937, « Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman » *Bulletin de la Société Vaudoise de Sciences Naturelles*, Lausanne, 59(243) : 335-416.
- Galliot M., 1999, *A la Saint-Médard, histoire de la Météorologie à Limoges et en Haute-Vienne*. Limoges, Atelier Graphique, 125 p.
- Ganor H.P. & Katz A., 1989, « The geochemical evolution of halite structures in hypersaline lakes : the Dead Sea, Israel » *Limnology and Oceanography*, 34(7) : 1214-1223.
- Garcia de Jalon D., Montes C., Barcelo E., Casado C. & Menes F., 1988, « Effects of hydroelectric scheme on fluvial ecosystems within the Spanish Pyrenees » *Regulated Rivers : Research and Management*, 2 : 479-491.
- Garibaldi L., Mezzanotte V., Brizzion M.C., Rogora M. & Mosello R., 1999, « The trophic evolution of Lake Iseo as related to its holomixis » *Journal of Limnology*, 58(1) : 10-19.
- Garrigou-Lagrange P., 1890, *Essai sur la climatologie du Limousin*. Limoges, éd, 344 p.
- Găstescu P. & Driga B., 1983, « Lacurile » in Badea L., Găstescu P. & Velcea V., Coord., *Geografia României. I. Geografia fizică. Bucuresti, Editura Academiei Republicii Socialiste România*, 662 p. : 351-367.
- Gaudin J.-P., 1993, *Le milieu du monde*. Montpellier, Reclus, collection « Géographie », 105 p.
- Gaudin J.-P., 1995, « Montreux, sur la Riviera du Léman, un lac saisi par le tourisme » in Barraqué B., Bley D., Boëtsch G., Masali M. & Rabino Masso E., dir., 1995, *L'Homme et le Lac, usages et représentations de l'espace lacustre*. VI e journées de la Société d'Ecologie Humaine, 13-15 juin 1994, Cadenabbia-Griante (Côme, Italie), 192 p. : 173-178.
- Gaujous D., 1995, *La pollution des milieux aquatiques, aide mémoire*. Paris, Techniques et Documentation, 220 p.
- Gerdaux D., 1995, « Croissance et dynamique démographique des populations de poissons » in Pourriot R. & Meybeck M., Dir., *Limnologie Générale*. Paris, Masson, 956 p. : 389-402.
- Gerritsen J., 1982, « Behavioral response of *Daphnia* to rate of temperature change : possible enhancement of vertical migration » *Limnology and Oceanography*, 27 : 254-261.
- Gignoux M. & Barbier R., 1955, *Géologie des barrages et des aménagements hydrauliques*. Paris, Masson, 343 p.
- Gilbert A., Gras R.A. & Raoult D., 1986, « Numerical computation of natural river temperatures » in BHRA & The fluid Engineering Centre, Ed, *International Conference on Water Quality Modelling in the Inland Natural Environment*. Proc. Symp., 10-13 June 1986, Bournemouth, BHRA & The fluid Engineering Centre, Cranfield, M1 : 457-471.
- Giovanoli F., 1990, « Horizontal transport and sedimentation by interflows and turbidity currents in Lake Geneva » in Tilzer M.M. & Serruya C., Ed, *Large lakes: ecological structure and function*. Berlin, Springer, 691 p. : 175-195.
- Girard M.C. & Girard C.M., 1989, *Télédétection appliquée, zones tempérées et tropicales*. Paris, Masson, 260 p.
- Gisclard F., 1985, *Etude de la situation actuelle de l'aquaculture d'étangs du Limousin*. Limoges, SRAE Limousin, 45 p.
- Gisclard F., 1990, *Expérimentation de grossissement de saumoneaux de repeuplement dans un étang limousin*. Limoges, Service régional de l'aménagement des eaux, Direction régionale de l'agriculture et de la forêt du Limousin, Ahun, Scica piscicole du Limousin, 13 p. + annexes.
- Godard A. & Tabeaud M., 1993, *Les climats, mécanismes et répartition*. Paris, Armand Colin, col. « Cours », 192 p.
- Golay E., 1998, « Un paratonnerre pour l'arbre de la liberté » in Carozzi A.V., Crettaz B. & Ripoll D., Resp., *Les plis du temps, mythe, science et H.-B. de Saussure*. Genève, Payot Amoudruz, 367 p. : 155-199.

- Goldman C.R. & Horne A.J., 1983, *Limnology*. New York, Mc Graw Hill, 464 p.
- Golterman H.L., 1975, *Physiological limnology*. Amsterdam, Elsevier, 363 p.
- Gophen M., 1979, « Bathymetrical distribution and diurnal migrations of zooplankton in Lake Kinneret (Israel) with particular emphasis on *Mesocyclops leukarti* (Claus) » *Hydrobiologia*, 64: 199-208.
- Gorceix Ch., 1922a, « Répartition des températures dans le lac du Bourget » *Revue de Géographie Alpine*, 10 : 417-427.
- Gorceix Ch., 1922b, « Sonde thermo-électrique à grand rendement pour les lacs » *Bulletin Direction Recherches et Inventions* : 731-752.
- Graf W.H., 1982, *Hydrodynamics of the Lake Geneva*. Lausanne, Ecole Polytechnique Fédérale, 44 p.
- Graf W.H., 1983, « Hydrodynamics of the Lake Geneva » *Schweizerische Zeitschrift für Hydrologie*, 45(1) : 62-100.
- Graf W.H. & Mortimer C.H., Ed, 1979, *Hydrodynamics of lakes*. Amsterdam, Elsevier, col. "Developements in Water Science", Proceedings of a symposium 12-13 october 1978, Lausanne, Switzerland, 360 p.
- Graf W.H., Perrinjaquet C., Bauer S.W., Prost J.P. & Girod H., 1979, « Measuring on Lake Geneva (le Léman) » in Graf W.H. & Mortimer C.H., Ed, *Hydrodynamics of lakes*. Amsterdam, Elsevier, col. "Developements in Water Science", Proceedings of a symposium 12-13 october 1978, Lausanne, Switzerland, 360 p. : 123-147.
- Graffouillère M., 2000, *Etude limnologique et hydrologique de trois étangs de la région de Cieux*. Univ. Limoges, mémoire de maîtrise en géographie, 91 p.
- Graffouillère M., 2001, *Les deltas d'étang, une étude limnologique à différentes échelles*. Univ. Limoges, mémoire de DEA en géographie, 96 p.
- Gras R. & Gilbert A., 1987, *Régime thermique de la Durance entre Espinasse et Tallard, influence des débits*. Chatou, EDF, Direction des Etudes et Recherches, Rapport E 36-87-n°11, 25 p. + 58 p. annexes.
- Gray B.M., 1974, « Early Japanese winter temperature » *Weather*, 29 : 103-107.
- Guichonnet P., 1988, *Le guide du Léman*. Lyon, La Manufacture, 342 p.
- Guieysse L. & Sabathe P., 1964, *Acoustique sous-marine*. Paris, Dunod, 251 p.
- Guilcher A., 1979, *Précis d'hydrologie marine et continentale*. Paris, Masson, 2^e éd., 344p.
- Håkanson L., 1981, *A Manual of Lake Morphometry*. Berlin, Springer, 78 p.
- Håkanson L. & Jansson M., 1983, *Principles of Lake Sedimentology*. Berlin, Springer, 316 p.
- Halbfaß W., 1902, « Über Seespiegelschwankungen im Madüsee » *Z. Gewässerkr.*, 5 : 15-. Cité par Halbfaß, 1922.
- Halbfaß W., 1903, « Über Seespiegelschwankungen im Madüsee » *Z. Gewässerkr.*, 6 : 65-. Cité par Halbfaß, 1922.
- Halbfaß W., 1909, « Zur frage der Temperaturseiches » *Petermann's Mitteilungen*, 55. Cité par Mortimer, 1952.
- Halbfaß W., 1910a, « Zur frage der Temperaturseiches. II » *Petermann's Mitteilungen*, 56 : 139. Cité par Mortimer, 1952.
- Halbfaß W., 1910b, « Gibt es im Madüsee Temperaturseiches ? » *Internationale Revue der gesamten Hydrographie*, Supplement 1, 3 : 1-40.
- Halbfaß W., 1922, « Die Seen der Erde » *Petermann's Mitteilungen*, Ergänzungsheft, 185 : 1-169.
- Halbfaß W., 1923, *Grundzüge einer vergleichenden Seenkunde*. Berlin, Bornträger, 354 p.
- Hamberg A., 1911, « Dichteunterschiede und Temperaturverteilung hauptsächlich der Binnenseen » *Petermann's Geographische Mitteilungen*, II(6) : 306-312.
- Hamelin L.-E., 1999, « Y a-t-il assez de géographie dans la définition du fleuve ? » in *Géographie et liberté, mélanges Paul Claval*. Paris, L'Harmattan : 163-172.
- Harper P.-P., 1995, « Croissance et dynamique des populations d'invertébrés benthiques » in Pourriot R. & Meybeck M., Dir., *Limnologie Générale*. Paris, Masson, 956 p. : 368-388.
- Harris R.A., 1909, « Tides in lakes and wells » in *Manual of tides*. Report Superintendent of the Coast and Geodetic Survey : 483-487, cité par Hutchinson, 1957.
- Hasler A.D., 1947, « Eutrophication of lakes by domestic drainage » *Ecology*, 28 : 383-395.
- Hayford J.F., 1922, *Effects of winds and of barometric pressures on the Great Lakes*. Washington, Carnegie Institute, publ. n° 317, 133 p. Cité par Hutchinson, 1957.
- Hearne V., 1705, « Memorabilia nonnulla lacus Vetteri » *Philosophical Transactions*, 24 : 1938-1946. Cité par Hutchinson, 1957.
- Heggenes J. & Traaen T., 1988, « Downstream migration and critical water velocities in stream channels for fry of four salmonid species » *Journal of Fish Biology*, 32 : 717-727.
- Henderson-Sellers B., 1982, « Reservoir destratification techniques and models » in American Society of Civil Engineers, *Proceedings Applying Research to Hydraulic Practice Conference*. Mississippi : 697-706. Cité par Imberger & Patterson, 1990.
- Henderson-Sellers B., 1984, *Engineering limnology*. Boston, Pitman. 356 p.
- Herdendorf C.E., 1990, « Distribution of the world's large lakes » in Tilzer M.M. & Serruya C., ed., *Large lakes, ecological structure and function*. Berlin, Springer, 691 p. : 3-38.
- Hermann M.-T., 1993, *Le Chablais d'autrefois*. La Fontaine de Siloé, 200 p.
- Herodek S., Laskó L. & Virág A., 1988, *Lake Balaton, research and management*. Budapest, Ilec, 110 p.
- Hitchman M.-L., 1978, *Measurement of dissolved oxygen*. New York, J. Wiley & Sons, "Chemical Analysis", vol. 49, 255 p.
- Hivernaud A., 1976, *Petite histoire de Cieux, Haute-Vienne : de l'Age de Pierre à la fin du XIX^e siècle*. Nice, chez l'auteur, 148 p.
- Hoak D.R., 1961, « The thermal pollution problem » *Journal of Water Pollution Control Federation*, 33 : 1267-1276.
- Hobbie J.E., 1984, « Polar Limnology » in Taub F.B., Ed, *Lakes and Reservoirs*. Amsterdam, Elsevier, Ecosystems of the world n° 23, 643 p. : 63-105.
- Hopkins C.L., 1971, « The annual temperature regime of a small stream in New Zeland » *Hydrobiologia*, 37 : 397-408.
- Horiuchi S., 1982, « Nihon no kosho no tokushitsu to sore wo meguru shomondai » *Chiri, Kokon Shoin*, 27(5) : 1-22.
- Horn W., 1979, « 'Lake of Zuerich 1978' – A physical limnological experiment » in Graf W.H. & Mortimer C.H., Ed, *Hydrodynamics of lakes*. Amsterdam, Elsevier, col. "Developements in Water Science", Proceedings of a symposium 12-13 october 1978, Lausanne, Switzerland, 360 p. : 65-75.
- Horn W., Mortimer C.H. & Schwab D.J., 1986, « Wind-induced internal seiches in Lake Zurich observed and modeled » *Limnology and Oceanography*, 31 : 1232-1254.
- Horne A.J. & Goldman C.R., 1994, *Limnology*. New York, McGraw-Hill, 2nd ed., 576 p.
- Hostetler S.W., 1995, « Hydrological and thermal response of lakes to climate : description and modelling » in Lerman A., Imboden D. & Gat J., Ed., *Physics and Chemistry of Lakes*. Berlin, Springer, 334 p. : 63-82.
- Hubert P., Marin E., Meybeck M., Olive P. & Siwertz E., 1969, « Aspects hydrologique, géochimique et sédimentologique de la crue du 22 septembre 1968 » *Archives des Sciences Physiques et Naturelles de Genève*, 22(3) : 581-604.
- Hudry M., Châtel J., Bérard A. & Favre A., 1989, *Découvrir l'histoire de Savoie*. Albertville, Centre de la Culture Savoyarde, 240 p.
- Huet M., 1952, *Traité de pisciculture*. Bruxelles, éd. La Vie Rustique, 369 p.
- Hussy C., Dir., 1991, *Atlas du bassin genevois et de la région lémanique*. Genève, Association de l'Encyclopédie, 143 p.
- Hutchinson G.E., 1937, « A contribution to the limnology of arid regions primarily founded on observations made in the Lahontan Basin » *Transactions of the Connecticut Academy of Arts and Sciences*, 33 : 47-132.
- Hutchinson G.E., 1957, *A Treatise on Limnology*. New York, John Wiley & Sons, vol. I, « Geography, physics and chemistry », 1015 p.

- Hutchinson G.E., 1967, *A Treatise on Limnology*. New York, John Wiley & Sons, vol. II, « An introduction to lake biology and limnoplankton », 1115 p.
- Hutchinson G.E., 1975, *A Treatise on Limnology*. New York, John Wiley & Sons, vol. III, « Limnological botany », 660 p.
- Hutchinson G.E. & Löffler H., 1956, « The thermal classification of lakes » *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, Washington, 42 : 84-86.
- Hutchinson J.W. & Wu T., 1990, *Advances in applied mechanics*. San Diego, Academic Press, vol. 27, 495 p.
- Hutter K., Ed, 1984, *Hydrodynamics of lakes*. Berlin, Springer, 332 p.
- Hutter K., Bauer G., Wang Y. & Gütting P., 1998, « Forced motion response in enclosed lakes » in Imberger J., Ed, *Physical processes in lakes and oceans*. Washington DC, American Geophysical Union, Coastal and Estuarine Studies n° 54, 668 p. : 137-166.
- Hynes H.B.N., 1970, *The ecology of running waters*. Liverpool, University Press, 555 p.
- Ichikawa M., Horiuchi S., Takayama S. & Kayane I., 1980, « Inland water and water resources in Japan » in Association of Japanese Geographers, Ed, *Geography of Japan*. Tokyo, Teikoku-Shoin, 440 p. : 73-98.
- Illies J., 1955, « Der biologische Aspekt der limnologischen Fließgewässer » *Archiv für Hydrobiologie, Suppl.*, 22 : 337-346.
- Illies J., 1961, « Versuch einer allgemeinen biozönotischen Gliederung der Fließgewässer » *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie*, 46 : 205-213.
- Illies J. & Botosaneanu L., 1963, « Problèmes et méthodes de la classification et de la zonation écologique des eaux courantes considérées surtout du point de vue faunistique » *Mitteilungen der Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 12 : 1-57.
- Imberger J., 1979, « Mixing in reservoirs » in Fischer H.G., List R.C.Y., Koh J., Imberger J. & Brooks N.H., Ed, *Mixing in inland and coastal waters*. New York, Academic Press, 485 p. : 148-228.
- Imberger J., 1985, « The diurnal mixed layer » *Limnology and Oceanography*, 30(4) : 737-770.
- Imberger J., Ed, 1998, *Physical processes in lakes and oceans*. Washington DC, American Geophysical Union, Coastal and Estuarine Studies n° 54, 668 p.
- Imberger J., 1998a, « Preface » in Imberger J., Ed, *Physical processes in lakes and oceans*. Washington DC, American Geophysical Union, Coastal and Estuarine Studies n° 54, 668 p. : IX-X.
- Imberger J., 1998b, « Flux paths in a stratified lake : a review » in Imberger J., Ed, *Physical processes in lakes and oceans*. Washington DC, American Geophysical Union, Coastal and Estuarine Studies n° 54, 668 p. : 1-18.
- Imberger J. & Patterson J.C., 1990, « Physical limnology » in Hutchinson J.W. & Wu T., *Advances in applied mechanics*. San Diego, Academic Press, vol. 27, 495 p. : 303-475.
- Imboden D.M., 1990, « Mixing and transport in lakes : mechanisms and ecological relevance » in Tilzer M.M. & Serruya C., ed., *Large lakes, ecological structure and function*. Berlin, Springer, 691 p. : 47-80.
- Imboden D.M. & Wüest A., 1995, « Mixing mechanisms in lakes » in Lerman A., Imboden D. & Gat J., Ed, *Physics and chemistry of lakes*. Berlin, Springer, 334 p. : 83-138.
- Isely L., 1901, *Histoire des sciences mathématiques dans la Suisse française*. Neuchâtel, Imprimerie Nouvelle, 215 p.
- Ishiguro N., 1998, *Les qualités de l'eau de trois lacs eurasiatiques et leur environnement humain*. Univ. Limoges, mémoire de DEA de géographie, 65 p. + 40 p. d'annexes.
- Ishiguro N. & Touchart L., 2001, « Sur la trace des dieux de la banquise du lac Suwa » *La Géographie, Acta Geographica*, 173(125-1500) : 27-34.
- Ishiguro N., Kajiura M., Fujita T., Akiba Y. & Touchart L., 2001, « Heterogeneity of the Omiwatari records of Lake Suwa as the data-base for winter temperature estimation ». Melbourne, Australia, 28th Congress SIL, 4-10 February 2001, 1 poster.
- Ivanoff A., 1972, *Introduction à l'océanographie, propriétés physiques et chimiques des eaux de mer*. Paris, Vuibert, tome I, 208 p.
- Jallabert J., 1741, « Seiches ou flux et reflux du lac de Genève » *Histoire de l'Académie Royale des Sciences pour l'année 1741* : 26-. Cité par Saussure, 1779.
- James H.R. & Birge E.A., 1938, « A laboratory study of the absorption of light by lake waters » *Transactions of the Wisconsin Academy of sciences, Arts and Letters*, Madison, 31 : 1-154.
- Jaske R.T. & Goebel J.B., 1967, « Effects of dam construction on temperatures of Columbia river » *Journal of American Water Works Association*, 59 : 935-942.
- Jatteau P., 2000, « Maîtrise des rejets » in Petit J., coord., *Environnement et aquaculture*. Tome I « Aspects techniques et économiques ». Paris, INRA éditions, 217 p. : 165-174.
- Jaulin E., 1950, « Le barrage de la Girotte » *La Houille Blanche*, 5 : 555-573.
- Jeffreys H., 1923, « The free oscillations of water in an elliptical lake » *Proceedings of the London mathematical Society*, ser. 2, 23 : 455-476.
- Jeffreys H., 1928, « The more rapid longitudinal seiches of a narrow lake » *Mon. Not. R. astr. Soc. Geophys. Suppl.*, 1, 23 : 495-500. Cité par Hutchinson, 1957.
- Jiao C. & Kumagai M., 1995, « Large amplitude nonlinear internal surge in Lake Biwa » *Japanese Journal of Limnology*, 56(4) : 279-289.
- Jiménez F., 1995, « Les âmes du lac, imaginaire cinématographique et organisation mythique de l'espace lacustre » in Barraqué B., Bley D., Boëtisch G., Masali M. & Rabino Masso E., dir., *L'Homme et le Lac, usages et représentations de l'espace lacustre*. VI^e journées de la Société d'Ecologie Humaine, 13-15 juin 1994, Cadenabbia-Griante (Côme, Italie), 192 p. : 37-51.
- Johnson D.W., 1919, *Shore Processes and Shoreline Development*. New York, J. Wiley & sons, 584 p.
- Jumars P.A., 1990, « W(h)ither limnology ? » *Limnology and Oceanography*, 35(5):1216-1218.
- Kalecsinsky A.V., 1901, « Über die ungarischen Warmen und Heissen Kochsalzseen als natürliche Wärme-accumulatoren sowie über die Herstellung von Warmen Salzseen und Wärme-accumulatoren » *Földt. Közl.*, 31 : 409-431.
- Kamp-Nielsen L., 1975, « Seasonal variation in sediment-water exchange of nutrient ions in Lake Esrom » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 19 : 1057-1065.
- Kanari S., 1984, « The long-period internal waves in Lake Biwa » *Limnology and Oceanography*, 20 : 544-553.
- Kempf M. & Petit J., 2000, « Impact des piscicultures sur l'environnement » in Petit J., Coord., *Environnement et aquaculture*. Tome I : « aspects techniques et économiques ». Paris, INRA, 218 p. : 125-163.
- Kennedy R.H. & Gaugush R.F., 1988, « Assessment of water quality in Corps of Engineers reservoirs » *Lake and Reservoir Management*, 4(2) : 253-260.
- Kishino M. & Hayashi H., 2001, « Optical environment » in Saijo Y. & Hayashi H., Ed, *Lake Kizaki, limnology and ecology of a Japanese lake*. Leiden, Backhuys, 427 p. : 63-69.
- Klaproth H.I., 1825, « Description du lac Baïkal » *Nouvelles Annales des voyages, de la géographie et de l'histoire*, 27 : 289-308.
- Knoppert P.L., Rook J.J., Hofker T. & Oskam G., 1970, « Destratification experiments at Rotterdam » *Journal of American Water Works Association*, 62 : 448-454.
- Kobayashi D., Kodama Y., Ishii Y., Tanaka Y. & Suzuki K., 1995, « Diurnal variations in streamflow and water quality during the summer dry season » *Hydrological Processes*, 9(7) : 833-841.

- Koberg G.E. & Ford M.E., 1965, « Elimination of thermal stratification in reservoirs and the resulting benefits, with special emphasis on study of Lake Wohlford, California » *United States Geological Survey Water Supply Paper*, 1809M : 1-28.
- Kondratyev K.Ya. & Filatov N.N., 1999, *Limnology and remote sensing. A contemporary approach*. Berlin, Springer, & Chichester, Praxis, 406 p.
- Krambeck H.J., Milstein A. & Zoran M., 1994, « Physical limnology of reservoirs in Israel used for crop irrigation and fish farming » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 25 : 1373-1378.
- Krecker F.H., 1931, « Vertical oscillations or seiches in lakes as a factor in the aquatic environment » *Ecology*, 12 : 156-163.
- Kreitmman L., 1931, « Etude des courants du lac Léman » *Les Etudes Rhodaniennes*, 7(2) : 109-130.
- Kreitmman L., 1935, « Contribution à l'étude expérimentale des courants lacustres » *Revue des Eaux et Forêts*, 11 : 704-712.
- Kuusisto E. & Elo A.-R. 2001, « Lake and river ice variables as climate indicators in Northern Europe » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 27(5) : 2761-2764.
- Labroue L., Capblanc J. & Dauta A., 1995, « Cycle des nutriments : l'azote et le phosphore » in Pourriot R. & Meybeck M., Dir., *Limnologie Générale*. Paris, Masson, 956 p. : 727-764.
- Lackey R.T., 1972, « A technique for eliminating thermal stratification in lakes » *Water Resource Bulletin*, 8 : 46-49.
- Lacombe H., 1950, « Les plans de vagues » *Bulletin du Comité Central d'Océanographie et d'Etude des Côtes*, 2 : 180-187.
- Lacombe H., 1953, « Méthode de tracé direct des orthogonales de houle » *Bulletin du Comité Central d'Océanographie et d'Etude des Côtes*, 5 : 80-98.
- Lair N. & Sargos D., 1993, « A 10 years study in the middle course of the River Loire. Patterns of changes in hydrological, physical and chemical variables at the sites of nuclear power plants, in relation to the algal biomass » *Hydroécologie Appliquée*, 5 : 1-27.
- Lam D.C.L. & Durham R.W., 1984, « Finite element analysis of a radioactive tritium patch and a waste heat plume observed near the Pickering Nuclear Power generating Station, Lake Ontario » *Journal of Great Lakes Research* : 635-651.
- Lambert A. & Giovanoli F., 1988, « Records of riverborne turbidity currents and indications of slope failures in the Rhône delta of lake Geneva » *Limnology and Oceanography*, 33(3) : 458-468.
- Lampert W. & Sommer U., 1997, *Limnology : the ecology of lakes and streams*. Oxford University Press, 382 p.
- Langmuir I., 1938, « Surface motion of water induced by wind » *Science*, 187 : 119-123.
- Lan Vu Dinh T., 1985, *Lacs du parc national des Pyrénées, premiers éléments en vue d'une typologie*. Tarbes, Parc National des Pyrénées, 95 p.
- Large A.R.G., Wade P.M., Pautou G. & Amoros, 1993, « Producteurs et productions primaires » in Amoros & Petts, dir., *Hydrosystèmes fluviaux*. Paris, Masson, 300 p. : 107-124.
- Larinier M., 1985, *Performances de nage des poissons et conditions hydrauliques dans les ouvrages permettant le franchissement des obstacles à la migration*. Cemagref, Dqep, octobre, 10 p. Cité par Cohendet F., 1993, *Le saumon de l'Allier, son histoire, sa vie, son devenir*. Paris, Aidsa, 795 p.
- Lavenu A., 1981, « Origine et évolution néotectonique du lac Titicaca » *Revue d'Hydrobiologie tropicale*, 14(4) : 289-297.
- Lavis M.E. & Smith K., 1972, « Reservoir storage and the thermal regime of rivers, with special reference to the River Lune, Yorkshire » *The Science of the Total Environment*, 1 : 81-90.
- Le Breton D., 1995, *La température des eaux courantes, modélisation appliquée à un cours d'eau socialisé du sud-ouest de l'Angleterre*. Univ. Poitiers & Exeter, mémoire de maîtrise de géographie, 166 p.
- Le Conte J., 1884, « Physical studies on lake Tahoe. III. (Concluded) » *Overland Monthly*, 3 : 41-46.
- Lefranc G., 1923, *Les vents du Léman*. Thonon, P. Péliissier, 46 p.
- Léger L., 1936, « La thermique des lacs de haute montagne et les problèmes biologiques et économiques qu'elle soulève » *Procès-verbaux de la Société dauphinoise d'Etudes biologiques*, 15(271) : 83-94.
- Lehmkuhl D.M., 1972, « Changes in thermal regime as a cause of reduction of benthic fauna downstream of a reservoir » *Journal of Fisheries Research Board Canada*, 29 : 1329-1332.
- Leibovich S., 1983, « The form and dynamics of Langmuir circulations » *Annals Revue of Fluid Mechanics*, 115 : 391-427.
- Lemarchand J.-P. & Galliot M., 1992, *Y'a plus d'saisons ! ?, la mémoire du climat limousin*. Guéret, éd. Verso, 32 p.
- Lemmin U., 1987, « The structure and dynamics of internal waves in Baldeggersee » *Limnology and Oceanography*, 32 : 43-61.
- Lemmin U., 1995, « Limnologie physique » in Pourriot R. & Meybeck M., Dir., *Limnologie Générale*. Paris, Masson, 956 p. : 60-114.
- Lemmin U., 1998, « Courantologie lémanique » *Archives des Sciences Physiques et Naturelles de Genève*, 51(1) : 103-120.
- Lemmin U., Fer I. & Perrinjaquet C., 1999, « Courantologie lémanique : le refroidissement hivernal » in Bertola C., Goumand C. & Rubin J.-F., Ed., *Découvrir le Léman 100 ans après François-Alphonse Forel*. Actes du colloque pluridisciplinaire, Nyon, 16-18 septembre 1998, Genève, Slatkine, 922 p. : 53-70.
- Lemmin U., Jiang R. & Thorpe S.A., 1998, « Finescale dynamics of stratified waters near a sloping boundary of a lake » in Imberger J., Ed., *Physical processes in lakes and oceans*. Washington DC, American Geophysical Union, Coastal and Estuarine Studies n° 54, 668 p. : 461-474.
- Lemmin U. & Mortimer C.H., 1986, « Tests of an extension to internal seiches of Defant's procedure for determination of seiche characteristics in real lakes » *Limnology and Oceanography*, 31 : 1207-1231.
- Lenk M. & Saenger N., 2000, « Exchange processes in the river bed and their influence on temperature variations » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 27(1) : 427-430.
- Lerman A., Ed, 1978, *Lakes, chemistry, geology, physics*. Berlin, Springer, 363 p.
- Lerman A., Imboden D. & Gat J., Ed, 1995, *Physics and chemistry of lakes*. Berlin, Springer, 334 p.
- Létolle R., 1998, « Les expéditions de Bekovitch-Tcherkassy en Turkestan (1714-1717) et le début de l'infiltration russe en Asie centrale » *Cahiers d'Asie Centrale*, 5-6 : 259-284.
- Létolle R. & Mainguet M., 1993, *Aral*. Paris, Springer France, 357 p.
- Létolle R. & Touchart L., 1998, *Grands lacs d'Asie*. Paris, L'Harmattan, col. « Ecologie et agronomie appliquées », 232 p.
- Leurechon J., 1624, *Récréation mathématique*. Pont-à-Mousson. Cité par Birembaut, 1992.
- Lévy B., Matos R. & Raffestin S., 1999, « L'image du Léman à travers la paralittérature et la promotion touristique aux XIX^e et XX^e siècles. Le cas genevois » in Bertola C., Goumand C. & Rubin J.-F., Ed., *Découvrir le Léman 100 ans après François-Alphonse Forel*. Actes du colloque pluridisciplinaire, Nyon, Musée du Léman, 16-18 septembre 1998. Genève, Slatkine, 922 p. : 811-827.
- Lewis W.M. Jr, 1973, « The thermal regime of Lake Lanao (Philippines) and its theoretical implications for tropical lakes » *Limnology and Oceanography*, 18 : 200-217.
- Lewis W.M. Jr., 1983, « A revised classification of lakes based on mixing » *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 40 : 1779-1787.
- L'Harpe A. de, 1999, « Lacs, montagnes et représentations. Entre horizontalités et verticalités. Le Léman, lac alpin » in Bertola C., Goumand C. & Rubin J.-F., Ed., *Découvrir le Léman 100 ans après François-Alphonse Forel*. Actes du colloque pluridisciplinaire, Nyon, Musée du Léman, 16-18 septembre 1998. Genève, Slatkine, 922 p. : 799-810.

- Likens G.E., 2001, « A long-term record of ice cover for Mirror Lake, New Hampshire : effects of global warming ? » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 27(5) : 2765-2769.
- Lind O.T., 1985, *Handbook of Common Methods in Limnology*. Dubuque, Iowa, Kendall-Hunt Publishing Company, 2nd ed, 199 p.
- Livingston D.M., 2001, « Large-scale forcing detected in historical observations of lake ice break-up » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 27(5) : 2775-2783.
- Löffler H., 1957, « Die klimatischen Typen des holomiktischen Sees » *Mitteilungen der geographischen Gesellschaft Wien*, 99 : 35-44.
- Lorenzen M.W. & Mitchell R., 1975, « An evaluation of artificial destratification for control of algal bloom » *Journal of American Water Works Association*, 67 : 373-376.
- Loup J., 1950, « La pêche dans le lac du Bourget » *Revue de Géographie Alpine*, 38(1) : 157-175.
- Loup J., 1967, « Les lacs à l'honneur » *Revue de Géographie Alpine*, 55(1) : 215-219.
- Loup J., 1971, « Influence d'un grand lac sur les températures de l'air de ses littoraux : exemple le lac Léman » in Gualtierotti R. & Solimene U., *Lacustrine climatology*. Como, Proceedings of the International Congress, 1019 p. : 270-278.
- Loup J., 1974, *Les eaux terrestres*. Paris, Masson, 174 p.
- Loup J., 1981, « La sauvegarde d'un lac : le lac du Bourget » in *Eau et climats, mélanges géographiques offerts en hommage à Charles-Pierre Péguy*. Grenoble, CNRS, 598 p. : 313-324.
- Loup J., 1986, « Les lacs subalpins de Paladru au Léman » in CNDP, *Les lacs préalpins*. Grenoble, CRDP, 111 p. : 3-15.
- Loup J. & Billet J., 1971, « L'influence d'une nappe d'eau lacustre sur les températures de l'air et ses rivages. Exemple du lac Léman et du lac Majeur » *Revue de Géographie Alpine*, 59(4) : 457-471.
- Luettich, R., Harleman D. & Somlyódy L., 1990, « Dynamic behaviour of suspended sediment concentrations in a shallow lake perturbed by episodic wind events » *Limnology and Oceanography*, 35(5) : 1050-1067.
- MacIntyre S. & Romero J.R., 2000, « Predicting upwelling, boundary mixing, and nutrient fluxes in lakes » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 27(1) : 246-250.
- Mackichan K.A., 1967, « Diurnal Temperature Variations of three Nebraska Streams » *US Geological Survey Professional Paper*, 575-B : 233-234.
- Mackie G.L., Rooke J.B. & Gerrath J.F., 1983, « Effects of changes in discharge level on temperature and oxygen regimes in a new reservoir and downstream » *Hydrobiologia*, 101 : 179-188.
- Makkawew W.M., 1936, « III. Bemerkungen über die Theorie der langen internen Wellen » *V. hydrologische Konferenz der Baltischen Staaten*. Finland, Juni 1936, Bericht 15. Helsinki, Helsingfors, Valtioneuvoston Kirjapaino : 12-19.
- Magnin A., 1893, « Contribution à la limnologie française: les lacs de Jura » *Annales de Géographie*, 2(9) : 20-41.
- Magnin A., 1894, « Contribution à la limnologie française: les lacs de Jura (suite) » *Annales de Géographie*, 3 : 213-226.
- Magnin A., 1895, *Les lacs du Jura*. Lyon, H. Georg, 96 p.
- Magnuson J.J., Wynne R.H., Benson B.J. & Robertson D.M., 2001, « Lake and river ice as a powerful indicator of past and present climates » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 27(5) : 2749-2756.
- Magrini P., 1905, « I recenti studi sulle sesse nei laghi Italiani » *Riv. Geogr. Ital.*, 12. Cité par Halbfass, 1923.
- Malatre K & Gosse Ph., 1995, « Is it possible to influence water temperature and quality in the River Seine upstream of Paris in summer by managing the upstream reservoirs ? » *Water Science and Technology*, 31(8) : 67-77.
- Maleval V., 1998, *Aspects du fonctionnement physique d'un réservoir hydrique : le lac de Saint-Pardoux*. Univ. Limoges, mémoire de DEA en géographie, 64 p. + annexes.
- Maleval V., 1999, « L'évolution des rivages des lacs de barrages artificiels. L'exemple du lac de Saint-Pardoux en Limousin, France » *Noröis*, 46(183) : 453-464.
- Mandych A.F. & Shilkrot G.S., 1995, « Ladoga and Onega Lakes » in Mandych A.F., Ed, *Enclosed Seas and Large Lakes of Eastern Europe and Middle Asia*. Amsterdam, SPB Academic Publishing, 273 p. : 231-273.
- Margalef R., 1975, « Typology of reservoirs » *Verhandlungen internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 19 : 1841-1848.
- Margalef R., 1983, *Limnologia*. Barcelona, Omega, 1 010 p.
- Markofsky M., 1979, « Density induced transport processes in lakes and reservoirs » in Graf W.H. & Mortimer C.H., Ed, *Hydrodynamics of lakes*. Amsterdam, Elsevier, col. "Developements in Water Science", Proceedings of a symposium 12-13 october 1978, Lausanne, Switzerland, 360 p. : 99-109.
- Markofsky M. & Harleman D.R.F., 1971, *A predictive model for thermal stratification and water quality reservoirs*. Boston, MIT Hydrodynamics Laboratory, Technical Report n° 134, 283 p.
- Marquette J., 1673, publié 1862, *Découverte de quelques pays et nations de l'Amérique septentrionale*. Non consulté.
- Marquis J., 1998, « Cinq mille trous d'eau minent la Haute-Vienne » *Le Pêcheur de France*, 177 : 90-91.
- Marsh C.W., 1897, « On the limnetic crustacea of Green Lake » *Transactions of the Wisconsin Academy of Sciences, Arts and Letters*, Madison, 11 : 179-224.
- Martignier D. & de Crousaz A., 1867, « Léman » in *Dictionnaire historique, géographique et statistique du Canton de Vaud*. Lausanne, L. Corbaz et Compagnie : 538-544.
- Martinez P., 1998, *Les températures de l'eau de la Dordogne, tronçon entre Argentat et Tuilières, 10 juillet 1996 – 31 juillet 1997*. Univ. Limoges, mémoire de maîtrise de géographie, 201 p. + 51 p. d'annexes.
- Martonne E. de, 1929, *Traité de Géographie Physique*. Paris, A. Colin, tome I, 4^e édition, 496 p.
- Martonne E. de & Aufrère L., 1928, « L'extension des régions privées d'écoulement vers l'océan » *Annales de Géographie*, 37 : 1-24.
- Marzolf G.R., 1984, « Reservoirs in the Great Plains of North America » in Taub F.B., Ed, *Lakes and Reservoirs*. Amsterdam, Elsevier, col. « Ecosystems of the World » n° 23, 643 p. : 291-302.
- Mathavan S., 1990, « Effect of temperature on the bio-energetics of the larvae of *Brachytemis contaminata* (Fabricius) and *Orthetrum sabina* (Drury) (Anisoptera : Libellulidae) » *Odonatologica*, 19 : 153-165.
- Mats V.D., 1993, « The Structure and Development of the Baikal Rift Depression » *Earth-Science Reviews*, 34 : 81-118.
- Mazumder A., Taylor W.D., Mc Queen D.J. & Leans D.R.S., 1990, « Effects of fish and plankton on lake temperature and mixing depth » *Science*, 247 : 312-315.
- McCarron E.F. & Keighton W.B., 1967, « Effects of released reservoir water on the quality of the Lehigh River, Pennsylvania » *United States Geological Survey Water Supply Paper*, 1879H, 48 p.
- McCarron E.F. & Keighton W.B., 1969, « Water quality and discharge of streams in the Lehigh River, Pennsylvania » *United States Geological Survey Water Supply Paper*, 575D : 262-266.
- McCarter J.A., Hayes F.E., Jodney F.E. & Cameron M.L., 1952, « Movement of materials in the hypolimnion of a lake as studied by the addition of radioactive phosphorus » *Canadian Journal of Zoology*, 30 : 128-133.
- McLeish W., 1968, « On the mechanisms of wind-slick generation » *Deep Sea Research*, 15 : 461-469.
- McManus J. & Duck R.W., 1993, Ed, *Geomorphology and sedimentology of lakes and reservoirs*. Chichester, J. Wiley & Sons, 278 p.

- Mercanton P.-L., 1932, « Etude de la circulation des eaux du Léman » *Mémoires de la Société Vaudoise de Sciences Naturelles*, 4(27) : 225-271.
- Mercanton P.-L., 1948, « Marées du lac Léman » *Bulletin de la Société Vaudoise de Sciences Naturelles*, 64(271) : 73-75.
- Mercanton P.-L., 1949, « Encore les marées du Léman » *Bulletin de la Société Vaudoise de Sciences Naturelles*, 64(274) : 295-296.
- Mercanton P.-L., 1955, « Les marées du Léman, nouvelles données » *Bulletin de la Société Vaudoise de Sciences Naturelles*, 66(289) : 161-164.
- Merian J.-R., 1828, « Über die Bewegung tropfbarer Flüssigkeit in Gefässen », in Mühl K. van der, 1885, *Mathematische Annalen*, 27 : 575-600.
- Merzi N., Graf W.M. & Perrinjaquet C., 1985, « Vagues dues au vent de sud-ouest sur le Petit Lac (Léman) » *Bulletin Technique de la Suisse Romande*, 85(26) : 479-482.
- Messerli F.-M., 1956, *Cinq grands savants morgiens : Jean Morax, Victor Morax, Alexandre Yersin, Auguste Forel, François-Alphonse Forel*. Lausanne, Risold, 29 p.
- Météorologie Nationale & Conseil Régional du Limousin, 1989, *Atlas agroclimatique du Limousin*. Ed. Météorologie Nationale, 95 p.
- Meybeck M., 1995a, « Les lacs et leur bassin » in Pourriot R. & Meybeck M., Dir., *Limnologie Générale*. Paris, Masson, 956 p. : 6-59.
- Meybeck M., 1995b, « Global Distribution of Lakes » in Lerman A., Imboden D. & Gat J., Ed., *Physics and Chemistry of Lakes*. Berlin, Springer, 334 p. : 1-35.
- Meybeck M., Blanc P., Moulherac A.E. & Corvi C., 1991, « Chemical evidence of water movements in the deepest part of Lake Lemman » *Aquatic Sciences*, 53/4 : 273-289.
- Meybeck M., Hubert P., Martin J.-M. & Olive P., 1970, « Etude par le tritium du mélange des eaux en milieu lacustre et estuarien, application au lac de Genève et à la Gironde » *Isotopes Hydrology IAEA* : 523-541.
- Meybeck M. & Pourriot R., 1991, « Introduction : les lacs comme modèle d'océan » *Océanis*, 17(5) : 511-515.
- Milstein A., Krambeck H.J. & Zoran M., 1992, « Effects of wind and depth on stratification in reservoirs for fish culture and field irrigation » *Limnologica*, 22(4) : 375-384.
- Milstein A., Krambeck H.J. & Zoran M., 2000, « Stratification interference practice and modelling as a management tool in fish culture reservoirs » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 27(1) : 200-205.
- Miossec A., 1998, « Quelques aspects et conséquences de l'élévation du niveau de la Mer Caspienne » *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 75(1) : 31-37.
- Mischalski J. & Lemmin U., 1995, « Dynamics of vertical mixing in the hypolimnion of a deep lake the Lake of Geneva » *Limnology and Oceanography*, 40 : 809-816.
- Miyaji N., 1931, *Suwashi dai 2 kan kanmatsu furoku*. Suwa, Shinano Kyoiku Kai, 346 p.
- Moatar F., 1997, *Modélisations statistiques et déterministes des paramètres physico-chimiques utilisés en surveillance des eaux de rivières : application à la validation des séries de mesures en continu (cas de la Loire moyenne)*. Grenoble, thèse de doctorat de l'Institut National Polytechnique, 290 p.
- Monod R., 1976, « La vie du lac » in Amberger G. et al., *Le Léman, un lac à découvrir*. Paris, Vilo, 233 p. : 63-86.
- Monod R., Blanc P. & Corvi C., 1984, « Le régime thermique du Léman » in Commission Internationale pour la protection des eaux du Léman contre la pollution, *Le Léman, synthèse 1957-1982*. Lausanne, 650 p. : 75-88.
- Mori S., Saijo Y., Mizuno T., 1984, « Limnology of Japanese lakes and ponds » in Taub F.B., Ed, *Lakes and reservoirs*. Amsterdam, Elsevier, col "Ecosystems of the world" n° 23, 643 p. : 303-329.
- Morlot A., 1854, « Sur les terrasses diluviennes du Lac Léman » *Bulletin de la Société Vaudoise de Sciences Naturelles*, 14(77) : 653-664.
- Mortimer C.H., 1942, « The exchange of dissolved substances between mud and water in lakes » *Journal of Ecology*, 29 : 280-329 & 30 : 147-201.
- Mortimer C.H., 1951, « Discussion » in Berg K., « The content of limnology demonstrated by F.-A. Forel and August Thienemann on the shore of Lake Geneva. Some historical remarks » *Verhandlungen internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 11. Congress in Belgium, Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung : 41-57 : 57.
- Mortimer C.H., 1952, with an appendix by Longuet-Higgins M.S., « Water movements in lakes during summer stratification, evidence from the distribution of temperature in Windermere » *Transactions of the Royal Society of London*, 236B, 355-404.
- Mortimer C.H., 1953a, « The resonant response temperature measurement in limnology » *Mitteilungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 1, 25 p.
- Mortimer C.H., 1953b, « A review of stratified lakes to wind » *Schweizerische Zeitschrift der Hydrologie*, 15 : 94-151.
- Mortimer C.H., 1955, « Some effects of the earth's rotation on water movement in stratified lakes » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 12 : 66-77.
- Mortimer C.H., 1974, « Lake hydrodynamics » *Mitteilungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 20 : 124-197.
- Mortimer C.H., 1975, « Substantive corrections to SIL communications numbers 6 and 20 » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 19 : 60-72.
- Mortimer C.H., 1981, « The Oxygen content of air-saturated freshwaters over ranges of temperature and atmospheric pressure of limnological interest » *Mitteilungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 22 : 23 p.
- Mortimer C.H. & Moore W.H., 1953, « The use of thermistors for the measurement of lake temperatures » *Mitteilungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 2, 42 p.
- Mortom F.I., 1983, « Operational estimates of lakes evaporation » *Journal of Hydrology*, 66 : 77-100.
- Mottaz E., 1914-1921, « Forel » in *Dictionnaire historique, géographique et statistique du canton de Vaud*. Lausanne.
- Müllner J., 1896, « Die Seen des Salzkammergutes und die österreichische Traun » *Geographische Abhandlungen herausgegeben von Prof. Dr. Albrecht Penck in Wien*, 6(1) : 1-115.
- Munk W.H. & Anderson E.R., 1948, « Notes on a theory of the thermocline » *Journal of Marine Research*, 7 : 276-295.
- Münnich M., 1993, On the influence of bottom topography on the vertical structure of internal seiches. Zurich, ETH Dissert. N° 10 434. Cité par Imboden & Wüest, 1995.
- Münnich M., Wüest A. & Imboden D.M., 1992, « Observations of the second vertical mode of the internal seiche in an alpine lake » *Limnology and Oceanography*, 37 : 1705-1719.
- Murray J., 1888, « On the effects of winds on the distribution of temperature in the sea- and freshwater lochs of the west of Scotland » *Scottish Geographical Magazine*, 4 : 345-365.
- Murray J. & Pullar L., 1910 *Bathymetric survey of the Scottish fresh-water lochs*. Edinburgh, Challenger Office, vol. I, 785 p.
- Murthy C.R., 1973, « A comparison of Lagrangian and Eulerian current measurements in coastal waters of Lake Ontario » *Proceedings of the 16th Conference, Great Lakes Research* : 1034-1037.
- Nakamura S. & Honda K., 1911, « Seiches in some lakes of Japan » *J. Coll. Sci. Tokyo*, 28(5) : 1-95. Cité par Hutchinson.
- Nakao K., 1971, « Study on the stability of water levels in lakes and swamps » *Hokkaido daigaku Chibutsu kenkyu Hokoku*, 25 : 25-87.

- Naumenko M. 1994, « Some aspects of the thermal regime of large lakes : Lake Ladoga and Onega » *Water Pollution Research Journal Canada*, 29(2-3) : 423-439.
- Neumann G., 1949, « Die Entstehung der Wasserwellen durch Wind » *Deutsche hydrographische Zeitung*, 2. Cité par Dietrich, 1963.
- Neumann G., 1952, « On the complex nature of ocean waves and the growth of the sea under the action of wind » in *Gravity waves Circ. US Bur. Stand.*, 521 : 61-68. Cité par Hutchinson, 1957.
- Neumann G., 1953, « An ocean wave spectra and a new method of forecasting wind generated sea » *Beach Erosion Board, Technical Memor.*, 43. Cité par Guilcher, 1979.
- Neumann J., 1953, « Energy balance and evaporation from sweet water lakes of the Jordan Rift » *Bull. etin of the Research Council of Israel*, 2 : 337-357.
- Neuwirth F., 1979, « Experiences from the estimation of evaporation from a shallow lake » in Graf W.H. & Mortimer C.H., Ed, *Hydrodynamics of lakes*. Amsterdam, Elsevier, col. "Developements in Water Science", Proceedings of a symposium 12-13 october 1978, Lausanne, Switzerland, 360 p. : 313-323.
- Neveu-Lemaire M., 1906, *Les lacs des Hauts Plateaux de l'Amérique du Sud*. Paris, Imprimerie Nationale, Librairie H. le Soudier, 197 p.
- Nichols W.R., 1880, « On the temperature of fresh-water ponds and lakes » *Proceedings of the Boston Society of Natural History*, 21: 53-82.
- Nicod J., 1978, « Les eaux et l'aménagement des poljés du karst dinarique » *Méditerranée*, 1-2 : 85-103.
- Nicod J., 1989, « Du nouveau sur l'édification des barrages de travertins de Plitvice (Croatie) » *Méditerranée revue géographique des Pays Méditerranéens*, 68(2-3) : 85-86.
- Nicod J., 1997, « Barrages en terrains karstiques, problèmes géomorphologiques et géotechniques dans le domaine méditerranéen » in Tabeau M., Pech P. & Simon L., éd., *Géo-Méditer, Géographie physique et Méditerranée, Hommage à G. Beaudet & E. Moissenet*. Paris, Presses Universitaires de la Sorbonne : 185-200.
- Nicod J., 1999, « Phénomènes karstiques et mouvements de terrain récents dans le département du Var, problèmes d'impact » in *Risques naturels*. Paris, Comité des Travaux Historiques et Scientifiques, 120^e Congrès des Sociétés savantes, Aix-en-Provence, 1995 : 115-130.
- Nicod J. & Rossi G., 1979, « Données nouvelles sur l'hydrologie du lac Victoria » *Annales de Géographie*, 488 : 459-466.
- Nishizama T. & Yamabe K., 1970, « Change in downstream temperature caused by the construction of reservoirs » *Tokyo University Science Reports*, Section C, 10 : 137-148.
- Nümann V., 1938, « Die Verbreitung des Rheinwassers im Bodensee » *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie*, 36 : 501-530.
- Okuda S., Kurata R., Nagaoka M., & Sawamura K., 1991, *Sora kara miru nihon no kosho*. Tokyo, Maruzen, 240 p.
- Okumura Y. & Endoh S., 1997, « Continuous current measurements in Lake Biwa. III. Results of long-term observation over one year » *Japanese Journal of Limnology*, 58(3) : 293-303.
- Oliva-Teles A. & Rodrigues A., 1993, « The effect of high temperatures and dietary protein on metabolic utilization of diets by rainbow trout » in Kaushik S. & Luquet P., *Fish Nutrition in Practice*. Proceedings of the IVth International Symposium on Fish Nutrition and Feeding, Biarritz (France), june 24-27, 1991. Paris, INRA, col. « Les colloques » n° 61, 972 p. : 301-305.
- Olive P., 1971, « F.-A. Forel (1841-1912), promoteur de la limnologie moderne » *Bulletin de l'Association Romande pour la Protection des Eaux*, 46 : 18-24.
- Olszewski P., 1953, « The thermal conditions of mountain lakes » *Bull Acad polon Sci Lett, série A* : 239-290. Cité par Dussart, 1992.
- Oppenheimer C., 1997, « Remote sensing of the colour and temperature of volcanic lakes » *International Journal of remote Sensing*, 18(1) : 5-37.
- Oren A. & Gavrieli I., 2002, « The Dead Sea, recent changes in the limnology of a hypersaline terminal desert lake » *Sil News*, 35(January) : 1-5.
- Osgood R.A. & Stiegler J.E., 1990, « The effects of artificial circulation on a hypereutrophic lake » *Water Resource Bulletin*, 26 : 209-217.
- Paffen K., 1966, « Die täglichen Temperaturschwankungen als geographisches Klimacharakteristikum » *Erdkunde*, 20 : 252-265.
- Paffen K., 1967, « Das Verhältnis der Tages- zur Jahreszeitlichen Temperaturschwankung » *Erdkunde*, 21 : 94-111.
- Pagny P., 1988, *Climats et cours d'eau de France*. Paris, Masson, col. Géographie, 248 p.
- Papon P., 2001, *Sédiments et eutrophisation en plan d'eau peu profond : la baie de Keszthely du Balaton*. Univ. Limoges, mémoire de maîtrise en géographie, 96 p.
- Papon P., 2002, *Le fonctionnement des plans d'eau superficiels : les problèmes de vulnérabilité et de gestion au Balaton et en Limousin*. Univ. Limoges, mémoire de DEA en géographie, 103 p.
- Pardé M., 1925, *Le régime du Rhône, étude hydrologique*. Lyon, Etudes Rhodaniennes, tome I, 887 p., tome II, 440 p.
- Pardé M., 1962, « La crue exceptionnelle d'octobre 1960 dans l'ouest du Massif central » *Annales de Géographie*, 71 : 36-63.
- Pardé M. & Frécaut R., 1967, « Hydrologie fluviale, les glaces fluviales en milieu tempéré océanique et continental » *Revue géographique de l'Est*, 461-476.
- Parker F.L. & Krenkel P.A., 1970, *Physical and engineering aspects of thermal pollution*. London, Butterworths, 100 p.
- Paschalski J., 1964, « Circulation types of lakes » *Polskie Archiwum Hydrobiologii*, Warszawa, 12(3) : 383-408.
- Passowicz K., 1938, « Ein meromiktischer See im Suwałki-Gebiet » *Arch. Hydrob. Ryb.*, 9 : 210-214. cité par Paschalski.
- Patterson J.C. & Imberger J., 1989, « Simulation of bubble plume destratification systems in reservoirs » *Aquatic Sciences*, 51 : 3-18.
- Patterson J.C., Hamblin P.F. & Imberger J., 1984, « Classification and dynamics simulation of the vertical density structure of lakes » *Limnology and Oceanography*, 29(4) : 845-861.
- Payne A.L., 1986, *The Ecology of Tropical Lakes and Rivers*. New York, J. Wiley & sons, 301 p.
- Pech P. & Régnault H., 1992, *Géographie physique*. Paris, PUF, col. 1^{er} cycle, 434 p.
- Pédelaborde P., 1982, *Introduction à l'étude scientifique du climat*. Paris, Sedes, 353 p.
- Péguy Ch. P., 1970, *Précis de climatologie*. Paris, Masson, 2^e éd., 468 p.
- Péguy Ch. P., 1989, *Jeux et enjeux du climat*. Paris, Masson, 256 p.
- Peiry J.-L. & Marnezy A., 2000, « Les barrages et réservoirs hydroélectriques des Alpes françaises et leurs impacts sur les cours d'eau » in Bravard J.-P., Coord., *Les régions françaises face aux extrêmes hydrologiques, gestion des excès et de la pénurie*. Paris, Sedes, 288 p. : 190-209 p.
- Penaz M., Kubicek F., Marvan P. & Zelinka M., 1968, « Influence of the Vir River Valley Reservoir on the hydrobiological and ichthyological conditions in the River Svratka » *Acta Sci. Nat. Brno*, 2 : 1-60. Cité par Roux & Cobb, 1993
- Penck A., 1882, *Die Vergletscherung der deutschen Alpen, ihre Ursachen, periodische Wiederkehr und ihr Einfluss auf die Bodengestaltung*. Leipzig, Johann Ambrosius Barth, 483 p. : 325-432.
- Penck A., 1894, *Morphologie der Erdoberfläche*. Stuttgart, Engelhorn, vol. II, 696 p. : 233-327.
- Penck A., 1898, « Friedrich Simony, Leben und Wirken eines Alpenforschers » *Geographische Abhandlungen herausgegeben von Prof. Dr. Albrecht Penck in Wien*, 6(3) : 1-72.
- Periáñez M., 1995, « Au fond du lac, quoi ? Freud hydrologue, lieux possibles de l'imaginaire lacustre dans une anthropologie psychanalytique » in Barraqué B., Bley D., Boëtsch G., Masali M. & Rabino Masso E., dir., *L'Homme et le Lac, usages et*

- représentations de l'espace lacustre. VI e journées de la Société d'Ecologie Humaine, 13-15 juin 1994, Cadenabbia-Griante (Côme, Italie), 192 p. : 53-58.
- Perpillou A., 1940, *Le Limousin, étude de géographie physique régionale*. Paris, Hachette, thèse d'Etat, 257 p.
- Petr T., 1992, « Lake Balkhash, Kazakhstan » *International Journal of Salt Lakes Research*, 1 : 21-46.
- Phlipponneau M., 1999, *La géographie appliquée*. Paris, A. Colin, 300 p.
- Pichler W., 1939, « Unsere derzeitige Kenntnis von der Thermik kleiner Gewässer. Thermische kleingewässer typen » *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie*, 38 : 231-242.
- Pickard G.L., 1975, *Descriptive physical oceanography*. Oxford, Pergamon, 2nd ed, 214 p.
- Pilet P.-E., 1963, « François-Alphonse Forel 1841-1912 » *Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles*, 310 : 189-193.
- Pinaud J., 1980, *Atlas climatique du Limousin et recueil de données climatologiques 1964-1978*. Limoges, Météofrance, 77 p.
- Plantamour P., 1877, « Notes sur quelques observations limnimétriques faites à Sécheron » *Archives des Sciences Physiques et Naturelles de Genève*, 58 : 302-307.
- Plantamour P., 1878, « Le limnologue de Sécheron, près Genève » *Archives des Sciences Physiques et Naturelles de Genève*, 64 : 318-331.
- Plauchu J., 1971, *Etude des courants du lac Léman du Rhône à la frontière Vaud-Genève, 1969-1970*. Genève, Rapport du Bureau d'études et de travaux hydrologiques et d'océanologie côtière, 98 p.
- Plisnier P.-D., 2001, « Recent climate and limnology changes in Lake Tanganyika » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 27(5) : 2670-2673.
- Pompilio L., Ambrosetti W. & Barbanti L., 1996, « Morphometry and thermal stratification in Italian lakes. 1. Predictive models » *Memorie dell'Istituto Italiano di Idrobiologia*, 54 : 1-29.
- Poole H.H., & Atkins W.R.G., 1929, « Photo-electric measurements of submarine illumination throughout the year » *Journal of Marine Biological Association United Kingdom*, 16 : 297-324. Cité par Lemmin, 1995.
- Pornon H., 1992, *Les SIG, mise en œuvre et applications*. Paris, Hermès, 160 p.
- Pourriot R. & Meybeck M., 1995, « Les milieux lacustres » in Pourriot R. & Meybeck M., Dir., *Limnologie Générale*. Paris, Masson, 956 p. : 1-3.
- Pourriot R. & Meybeck M., 1995, « Zonation physique, chimique et écologique dans les lacs » in Pourriot R. & Meybeck M., Dir., *Limnologie Générale*. Paris, Masson, 956 p. : 404-410.
- Pouyaud B. & Colombani J., 1989, « Les variations extrêmes du lac Tchad : l'assèchement est-il possible ? » *Annales de Géographie*, 98(545) : 1-23.
- Pouyol L., 1999, *La centrale électronucléaire de Civaux, les impacts économiques sur huit communes rurales de la périphérie*. Univ. Limoges, maîtrise de géographie, 119 p.
- Pustelnik G., dir., 1993, *Rivières et vallées de France : la Dordogne*. Toulouse, Privat, 197 p.
- Quintero J.E. & Garton J.E., 1973, « A low energy lake destratification » *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 16 : 973-978.
- Quirke T.T., 1925, « The undertow » *Science*, 61 : 468.
- Rabino Massa E. & Reddavid M., 1995, « L'image du lac à travers la littérature » in Barraqué B., Bley D., Boëtsch G., Masali M. & Rabino Massa E., dir., *L'Homme et le Lac, usages et représentations de l'espace lacustre*. VI e journées de la Société d'Ecologie Humaine, 13-15 juin 1994, Cadenabbia-Griante (Côme, Italie), 192 p. : 29-32.
- Radford D.S. & Hartland-Rowe R., 1971, « A preliminary investigation of bottom fauna and invertebrate drift in an unregulated and a regulated stream in Alberta » *Journal of Applied Ecology*, 8 : 833-903.
- Ragotzkie R.A., 1978, « Heat Budgets of Lakes » in Lerman A. Ed, *Lakes : Chemistry, Geology, Physics*. New York, Springer, 363 p. : 1-19.
- Ramade F., 1991, « Pollution thermique des eaux » in *Eléments d'écologie*. Paris, Mc Graw Hill, 578 p. : 299-316.
- Ramming H.-G., 1979, « The dynamics of shallow lakes subject to wind : an application to Lake Neusiedl, Austria » in Graf W.H. & Mortimer C.H., Ed, *Hydrodynamics of lakes*. Amsterdam, Elsevier, col. "Developements in Water Science", Proceedings of a symposium 12-13 october 1978, Lausanne, Switzerland, 360 p. : 65-75.
- Rebérac S., 1998, *L'Etang de la Pougé : étude géomorphologique et hydrologique*. Univ. Limoges, mémoire de maîtrise de géographie, 111 p. + 23 p. d'annexes.
- Reclus E., 1869, *Histoire d'un ruisseau*. Rééd. 1995, Arles, Actes sud, 219 p.
- Reynolds C.S., 1989, « Physical determinants of phytoplankton succession » in Sommer U., Ed, *Plankton ecology : succession in plankton communities*. Berlin, Springer, 369 p. : 9-56.
- Reynolds C.S., Wiseman S.W. & Clarke M.J.O., 1984, « Growth and loss rate responses of phytoplankton to intermittent artificial mixing and their potential application to the control of planktonic algal biomass » *Journal of Applied Ecology*, 21 : 11-39.
- Rich P.H. & Wetzel R.G., 1969, « A simple, sensitive underwater photometer » *Limnology and Oceanography*, 14 : 611-613.
- Richardot-Coulet M. & Greenwood M.T., 1993, « Invertébrés aquatiques » in Amoros & Petts, dir., *Hydrosystèmes fluviaux*. Paris, Masson, 300 p. : 125-149.
- Richerson P.J., 1992, « The thermal stratification regime in Lake Titicaca » in Dejoux C. & Iltis A., Ed, *Lake Titicaca, a Synthesis of Limnological Knowledge*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers Monographiae Biologicae 68, 573 p. : 120-130.
- Richter E., 1891, « Die Temperaturverhältnisse der Alpenseen » *Verhandlungen der neunten deutschen Geographentages zu Wien am 1., 2. und 3. April 1891*, Berlin, Verlag von Dietrich Reimer, 15 : 189-197.
- Richter E., 1897, « Seenstudien, Erläuterungen zur zweiten Lieferung des Atlas der österreichischen Alpenseen » *Geographische Abhandlungen herausgegeben von Prof. Dr. Albrecht Penck in Wien*, 6(2) : 1-72.
- Richthofen F.F. von, 1886, *Führer für Forschungsreisende, Anleitung zu Beobachtungen über Gegenstände der Physischen Geographie und Geologie*. Berlin, Robert Oppenheim, 745 p. : 261-291.
- Riou C., 1975, *La détermination pratique de l'évaporation, application à l'Afrique centrale*. Paris, Mémoire Orstom n°80, cité par Cosandey et Robinson, 2000.
- Robequain C., 1948, *L'Indochine française*. Paris, A. Colin, 228 p.
- Robertson D.M., Ragotzkie R.A. & Magnuson J.J., 1992, « Lake ice records used to detect historical and future climatic change » *Climatic change*, 21 : 407-427.
- Robertson D.M., Wynne R.H. & Chang W.Y.B., 2001, « Influence of El Niño on lake and river ice cover in the Northern Hemisphere from 1900 to 1995 » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 27(5) : 2784-2788.
- Rodgers G.K., 1965, « The thermal bar in the Laurentian Great Lakes » *Proceedings 8th Conference Great Lakes Research*, Ann Arbor, University of Michigan, 13 : 358-363.
- Rodhe W., 1972, « Limnologie – wo und wozu ? » *Archiv für Hydrobiologie*, Suppl. 42, 1 : 7-13.
- Rodionov S.N., 1994, *Global and regional climate interaction: the Caspian Sea experience*. Amsterdam, Kluwer, 241 p.
- Roux A.L. & Copp G.H., 1993, « Peuplements de poissons » in Amoros & Petts, dir., *Hydrosystèmes fluviaux*. Paris, Masson, 300 p. : 151-166.

- Ruiter M.A. de, Fokkink R.J., Hofstra J.J., Los F.J. & Ouboter R.L., 2001, « Recovery of the Loosdrecht lakes by large sediment traps » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 27(5) : 3040-3043.
- Russel H.-C., 1885, « Sur les seiches du lac George, Australie (en anglais) » *Anniversary address of the Royal Society of New South Wales*, 6 May : 13-. Cité par Forel, 1895, p. 64.
- Russel L., 1895, *Lakes of North America, a reading lesson for students of geography and geology*. Boston, London, Ginn, 125 p.
- Ruttner F., 1963, *Fundamentals of Limnology*. Toronto, University Press, 295 p.
- Ryazhin S.V., 1994, « Latitudinal-altitudinal interrelationships for the surface temperatures of the Northern hemisphere freshwater lakes » *Ecological Modelling*, 74(3-4) : 231-253.
- Saijo Y. & Hayashi H., Ed, 2001, *Lake Kizaki, limnology and ecology of a Japanese lake*. Leiden, Backhuys, 427 p.
- Salençon M.-J. & Thébault, 1997, *Modélisation d'écosystème lacustre, application à la retenue de Pareloup (Aveyron)*. Paris, Masson, col. « Recherche en environnement », 183 p.
- Salveit S.J., 1990, « Effects of decreased temperature on growth and smoltification of juvenile Atlantic salmon (*Salmo salar*) and brown trout (*Salmo trutta*) in a Norwegian regulated river » *Regulated Rivers : Research and Management*, 5 : 597-618.
- Salveit S.J., Bremnes T. & Brittain J.E., 1994, « Effects of a changed temperature regime on the benthos of a Norwegian regulated river » *Regulated Rivers : Research and Management*, 9 : 93-102.
- Sandström J.W., 1908, « Dynamische Versuche mit Meerwasser » *Annalen der Hydrographie, Berlin*, 36 : 6-23.
- Sarasin E., 1879, « Limnimètre enregistreur transportable. Observations à la Tour-de-Peilz près Vevey » *Archives des Sciences Physiques et Naturelles de Genève*, 2 : 724-733.
- Saringer, 1901, *Temperaturverhältnisse in Resultate der Wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees*. Wien, I, 5. Non consulté.
- Sato Y., 1986, « A study on thermal regime of Lake Ikeda » *Science reports on Institute of Geoscience, University Tsukuba*, 7 : 55-93.
- Sauberer F., 1962, « Empfehlungen für die Durchführung von Strahlungsmessungen an und in Gewässern » *Mitteilungen internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 11, 77 p.
- Saussure H.-B. de, 1763, *Histoire de l'Académie Royale des Sciences pour l'année 1763* : 18-. Cité par Saussure, 1779, p. 13.
- Saussure H.-B. de, 1779, *Voyages dans les Alpes*. Neuchâtel, Samuel Fauche, Imprimeur et Libraire du Roi, tome premier, 540 p.
- Saussure H.-B. de, 1796, *Second Voyage : de Genève à Gènes par le Mont-Cenis, et retour par la côte de Gènes et par la Provence*. Neuchâtel, Samuel Fauche Imprimeur et Libraire du Roi, Tome III, 532 p.
- Savy B., 1999, *La température de l'eau du fleuve Charente, tronçon entre la retenue de Lavaud et Alloue, du 16/11/98 au 30/06/99*. Univ. Limoges, mémoire de maîtrise de géographie, 168 p.
- Savy B., 2000, *Les lacs de Mas Chaban et de Lavaud, et la température des eaux du fleuve Charente durant le soutien d'étiage 2000*. Univ. Limoges, mémoire de DEA de géographie, 119 p.
- Savy B., 2001, *Manuel d'utilisation de l'Oxy 197*. Univ. Limoges, Département de Géographie, document interne, 6 p.
- Schmidt W., 1928, « Über die Temperatur- und Stabilitätsverhältnisse von Seen » *Geografiska Annaler*, 10(1/2) : 145-177.
- Schoeneich P., 1999, « Les terrasses quaternaires du Léman » in Bertola C., Goumand C. & Rubin J.-F., Ed., *Découvrir le Léman 100 ans après François-Alphonse Forel*. Actes du colloque pluridisciplinaire, Nyon, Musée du Léman, 16-18 septembre 1998. Genève, Slatkine, 922 p.: 415-429.
- Schwoerbel J., 1987, *Handbook of Limnology*. Chichester, Ellis Horwood, 228 p.
- Scott J.T., Myer G.E., Stewart R.W. & Walther E.G., 1969, « On the mechanisms of Langmuir circulations and their role in epilimnion mixing » *Limnology and Oceanography*, 14 : 493-503.
- Scullard H.H., 1970, *Scipio Africanus : soldier and politician*. Thames & Hudson, 299 p.
- Serruya C. & Pollinger U., 1983, *Lakes on the Warm Belt*. Cambridge University Press, 570 p.
- Servant M. & Servant S., 1983, « Paleolimnology of an Upper Quaternary Endorheic Lake in Chad Basin » in Carmouze J.-P., Durand J.-R. & Lévêque C., Ed, 1983, *Lake Chad, Ecology and Productivity of a Shallow Tropical Ecosystem*. The Hague, Dr W. Junk, Monographiae Biologicae vol. 53, 575 p.: 11-26.
- Sesiano J., 1993, *Monographie physique des plans d'eau naturels du département de la Haute-Savoie, France*. Annecy, Conseil Général de Haute-Savoie, 125 p. + 15 p. annexes.
- Shanley J.B. & Peters N.E., 1988, « Preliminary observations of streamflow generation during storms in a forested piedmont watershed using temperature as a tracer » *Journal of contaminant Hydrology*, 27 : 71-85.
- Shapiro J., 1973, « Blue-green algae : why they become abundant » *Science*, 197 : 382-384.
- Shapiro J., 1984, « Blue-green dominance in lakes : the role and mangment significance of pH and CO₂ » *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie*, 69 : 765-780.
- Shapiro J., 1990, « Current beliefs regarding dominance by blue-greens : the cases for the importance of CO₂ and pH » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 24 : 38-54.
- Shepard F.P., 1936, « Undertow, rip tide or 'rip current' » *Science*, 84 : 181-182.
- Shepard F.P., Emery K.O. & Lafond E.C., 1941, « Rip currents : a process of geological importance » *Journal of Geology*, 49 : 337-369.
- Shepard F.P. & Inman D.L., 1950, « Near shore water circulation related to bottom topography and wave refraction » *Transactions of the American Geophysical Union*, 31 : 196-212.
- Simony F., 1850, « Die Seen des Salzkammergutes » *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftliche Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften*, Wien, 4(1-5) : 542-566.
- Smith H., 1884, « Temperature of water at various depths in lakes and oceans » *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 13 (278) : 73-84.
- Smith K., 1972, « River water temperature – an environment review » *Scottish Geographical Magazine*, 88 : 211-220.
- Smith K. & Lavis M.E., 1975, « Environmental influences on the temperature of a small upland stream » *Oikos*, 26(2) : 228-236.
- Smith R.C., Tyler J.E. & Goldman C.R., 1973, « Optical properties and color of Lake Tahoe and Crater Lake » *Limnology and Oceanography*, 18 : 189-199.
- Smol J., 2000, *Pollution of lakes and rivers*. London, Arnold, 224 p.
- Soret J.-L., 1884, « Sur la couleur de l'eau » *Archives des Sciences physiques et naturelles de Genève*, 11 : 276-296.
- Sovetov S., 1917, *Onegskoe ozero*. Petrograd, 164 p. Compte-rendu dans les *Annales de géographie* de 1919 : 70-74.
- Spilhaus A.-F., 1937, « A bathythermograph » *Journal of Marine Research*, 1 : 95-100.
- SRAE (Service Régional de l'Aménagement des Eaux) Limousin, 1984, *Atlas hydrologique du Limousin*.
- SRAE Limousin, 1986, *Schéma d'Aménagement des Eaux de la Gorre : étude hydrologique de la Gorre et du Gorret*. Ministère de l'Environnement, Agence de Bassin Loire-Bretagne, 9 janvier 1986, non publié, 13 p. + 25 p. annexes.
- Stangenberg M., 1936, « Szkic limnologiczny na tle stosunków hydrochemicznych jeziora Suwalskiego » *Rozp. Spr. Inst. Bad. Las. Państw. W W-wie*, Ser. A, 16: 73-87. Cité par Dussart, 1966.
- Stearns F.P., 1895, « Discussion » in Fitzgerald D., 1895, « The temperatures of lakes » *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 34 : 67-114 : 112-114.

- Steedman R.J., France R.L., Kushneriuk R.L. & Peters R.H., 1998, « Effects of riparian deforestation on littoral water temperatures in small boreal forest lakes » *Boreal Environmental Research*, 3 : 161-169.
- Steedman R.J., Kushneriuk R.L. & France R.L., 2001, « Initial effects of catchment deforestation around small boreal forest lakes in northwestern Ontario, Canada » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 27(2) : 1101-1107.
- Steele T.D., 1982, « A characterization of stream temperatures in Pakistan using harmonic analysis » *Hydrological Sciences Journal des Sciences Hydrologiques*, 27(4) : 451-467.
- Steinberg J., 2000, *Cartographie, télédétection, systèmes d'information géographique*. Paris, Sedes, col. Campus, 160 p.
- Steinböck O., 1934, « Zur Frage der Sprungschicht in Hochgebirgseen » *Archiv für Hydrobiologie*, 27 : 397-415.
- Stella E., 1984, *Fondamenti di Limnologia*. Roma, Edizioni dell'Ateneo, 300 p.
- Stepanov V.N. & Gritsenko A.M., 1980, « Heat budget in the world ocean » *Oceanology*, 20(4) : 403-406.
- Sterneck R., 1928, « Die Gezeiten der Baikalsees » *Annalen der Hydrographie Berlin*, 56 : 221-225.
- Stevenson T., 1852, « Observations on the relation between the height of waves and their distance from the windward shore » *Edinburgh New (Jameson's) Philosophical Journal*, 53 : 358-359.
- Stewart A.J. & Wetzel R.G., 1986, « Cryptophytes and others microflagellates as couplers in planktonic community dynamics » *Archiv für Hydrobiologie*, 106 : 1-19.
- Strahler A.N., 1957, « Quantitative analysis of watershed geomorphology » *Transactions American Geophysical Union*, 38(6) : 913-920.
- Straškraba M., 1980, « The effects of physical variables on freshwater production : analyses based on models » in Le Gren E.D. & McConnell R.H., *Proceedings International Conference on Limnology*. La Plata, Instituto de Limnología Dr R.A. Ringuelet : 19-39.
- Straškraba M., 1993, « Some new data on latitudinal differences in the physical limnology of lakes and reservoirs » in Boltovskoy A. & Lopez H.L., Ed, *Physical processes in lakes and oceans*. Washington DC, American Geophysical Union, Coastal and Estuarine Studies n° 54, 668 p. : 623-644.
- Straškraba M., 1998, « Coupling of hydrobiology and hydrodynamics : lakes and reservoirs » in Imberger J., Ed, *Physical processes in lakes and oceans*. Washington DC, American Geophysical Union, Coastal and Estuarine Studies n° 54, 668 p. : 623-644.
- Straub G., 1954, *Terminal report on transportation characteristics Missouri River*. The Missouri River Division Corps of Engineers, US Army, Sediment Series 4, 21 p.
- Strickland J.D.H., 1958, « Solar radiation penetrating the ocean ; a review of requirements, data and methods of measurement, with particular reference to photosynthetic productivity » *Journal of Fishery Research Board Canada*, 15(3) : 453-493.
- Supan A., 1896, « Die Schwankungen und die mittlere Veränderlichkeit und Abweichung der Temperatur » in *Grundzüge der physischen Erdkunde*. Leipzig, Veit, 2^{te} Auflage, 706 p. : 78-88.
- Sverdrup H.U. & Munk W.H., 1947, *Wind, sea and swell. Theory of relations for forecasting*. US Navy Department Hydrographic Office, Publication n° 601, 44 p.
- Symons J.M., Carswell J.K. & Robeck G.G., 1970, « Mixing of water supply reservoirs for quality control » *Journal of the American Waterworks Association*, 62 : 322-334.
- Tabeaud M., 1998, *La climatologie générale*. Paris, A. Colin, col. « Synthèse », 96 p.
- Tanaka A., 1916, *Koshou gakujiou yori mitaru Suwa-ko no kenkyu*. Tokyo, Iwanami-shoten, 1682 p.
- Tanaka M. & Yoshino M., 1982, « Re-examination of the climatic change in Central Japan based on freezing dates of Lake Suwa » *Weather*, 37 : 252-259.
- Taub F.B., 1984, « Ecosystem processes » in Taub F.B., Ed, *Lakes and Reservoirs*. Amsterdam, Elsevier, Ecosystems of the world n° 23, 643 p. : 9-42.
- Taylor E.B., 1988, « Water temperature and velocity as determinants of microhabitats of juvenile Chinook salmon and Coho salmon in a laboratory stream channel » *Transactions of the American Fisheries Society*, 117 : 22-28.
- Teglio E., 1905, « Le sasse del lago de Garda » *R. Acc. Dei Lincei*, 14(2). Cité par Halbfass, 1923.
- Terada T., 1906, « Notes on seiches » *Proceedings of the Tokyo mathematical-physical Society*, 3 : 174-181. Cité par Hutchinson, 1957.
- Testard P., 1995, « Eléments de convergence entre systèmes stagnants et courants » in Pourriot M. & Meybeck M., *Limnologie Générale*. Paris, Masson, 956 p. : 841-848.
- Tetzlaff G., 1979, « The daily cycle of the water temperature of a shallow lake » in Graf W.H. & Mortimer C.H., Ed, *Hydrodynamics of lakes*. Amsterdam, Elsevier, col. "Developements in Water Science", Proceedings of a symposium 12-13 october 1978, Lausanne, Switzerland, 360 p. : 325-330.
- Theurer F.D., Voos K.A. & Prewitt C.G., 1982, « Application if IFG's instream water temperature model in the Upper Colorado River » American Water Resources Association, *International Symposium on Hydrometeorology* : 287-299. Cité par Lebreton, 1995.
- Thienemann A., 1925, « Der See » in *Die Binnengewässer Mitteleuropas*. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 255 p. : 84-211.
- Thijssse J.T., 1952, « Growth of wind-generated waves and energy transfer » *Circ. US Bur. Stand.* 521 : 281-287. Cité par Hutchinson, 1957.
- Thomas E.A., 1950, « Auffällige biologische Folgen von Sprungschichtneigungen im Zürichsee durch Sturm » *Schweizerische Zeitschrift der Hydrologie*, Basel, 12 : 1-24.
- Thompson R.O. & Imberger J., 1980, « Response of a numerical model of a stratified lake to wind stress » in *Stratified flows*. Proceedings of the second International Symposium of Trondheim, vol. 1 : 562-570, cité par Imberger, 1985.
- Thorpe S.A., 1969, « Experiments on the stability of stratified shear flows » *Radio Science, American Geophysical Union*, 4 : 1327-1332.
- Thorpe S.A., 1971, « Asymetry of the internal seiche in Loch Ness » *Nature*, 231 : 306-308.
- Thorpe S.A., 1972, « Internal seiche in Loch Ness » *Nature*, 237 : 96-98.
- Thorpe S.A., 1974, « Near-resonant forcing in a shallow two-layer fluid : a model for the internal surge in Loch Ness » *Journal of Fluid Mechanics*, 142 : 151-170.
- Thorpe S.A., 1984, « The effect of Langmuir circulation on the distribution of submerged bubbles caused by breaking waves » *Journal of Fluid Mechanics*, 63 : 509-527.
- Thorpe S.A., 1998, « Some dynamical effects of internal waves and the sloping sides of lakes » in Imberger J., Ed, *Physical processes in lakes and oceans*. Washington DC, American Geophysical Union, Coastal and Estuarine Studies n° 54, 668 p. : 441-460.
- Thorpe S.A. & Hall A.J., 1982, « Observations of the thermal structure of Langmuir circulations » *Journal of Fluid Mechanics*, 114 : 237-250.
- Thoulet J., 1894, « Contribution à l'étude des lacs des Vosges » *La Géographie, Bulletin de la Société de Géographie de Paris*, 15 : 557-604.
- Thybaud L., 1997, *Le barrage de Lavaud, étude géomorphologique et hydrologique*. Univ. Limoges, mémoire de maîtrise de géographie, 85 p.
- Thybaud L., 1998, *Le barrage de Lavaud, étude de la stratification thermique et de l'influence de la retenue sur les eaux du fleuve Charente*. Univ. Limoges, mémoire de DEA de géographie, 73 p.

- Tiercelin J.-J. & Mondegue A., 1991, « The Geology of the Tanganyika Trough » in Coulter G.W., Ed, *Lake Tanganyika and its Life*. London, Natural History Museum Publications, Oxford, Oxford University Press, 354 p. : 7-48.
- Tilzer M.M. & Serruya C., Ed, 1990, *Large lakes: ecological structure and function*. Berlin, Springer, 691 p.
- Timms B.V., 1992, *Lake Geomorphology*. Adelaide, Gleneagles, 180 p.
- Tiselius D., 1722, *Utförlig Beskrifning ofver Den store Swea och Giotha Sjön Wättern*. Cité par Hutchinson, 1957.
- Tolland H.G., 1977, *Destratification / aeration in reservoirs*. Medmenham, Water Research Centre, England, Technical Report 50, 37 p.
- Tolmazin D., 1985, 1992, *Elements of dynamic oceanography*. London, Chapman & Hall, 181 p.
- Tonolli V., 1960, « Disuniformità spaziale delle vicende termiche nel Lago Maggiore » *Memorie dell'Istituto Italiano di Idrobiologia*, 12 : 81-120.
- Tonolli V., 1961, « The distribution of temperature and plankton along the axis of a large lake (Lago Maggiore) » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 14 : 920-926.
- Touchart L., 1987, *Transferts de nutriments associés aux sédiments à l'interface bassin-versant – lac en fonction des conditions géomorphologiques et hydrodynamiques*. Univ. Paris IV Sorbonne, maîtrise de géographie, 138 p.
- Touchart L., 1992a, « 1992, l'année François-Alphonse Forel » *Annales de Géographie*, 101(565) : 319-321.
- Touchart L., 1992b, « Limnologie et géographie des lacs en 1992 » *Annales de Géographie*, 101(565) : 331-335.
- Touchart L., 1993, « La machine lacustre : l'exemple du Léman » *Annales de Géographie*, 102(573) : 449-471.
- Touchart L., 1994a, *Le Baïkal et le Léman, géographie et histoire de la géographie de deux lacs*. Univ. Paris IV Sorbonne, thèse de doctorat en géographie, 337 p.
- Touchart L., 1994b, « La limnologie russe » *Annales de Géographie*, 103(580) : 651-654.
- Touchart L., 1995, « La pollution du Baïkal » *Norois*, 42(167) : 465-478.
- Touchart L., 1995b « L'histoire de la limnologie, l'exemple de deux lacs, le Baïkal et le Léman » in Barraqué B., Bley D., Boëtsch G., Masali M. & Rabino Masso E., dir., *L'Homme et le Lac, usages et représentations de l'espace lacustre*. VI e journées de la Société d'Ecologie Humaine, 13-15 juin 1994, Cadenabbia-Griante (Côme, Italie), 192 p. : 23-28.
- Touchart L., 1995c, « Irkoutsk » *L'Information Géographique*, 59(4) : 133-142.
- Touchart L., 1996a, « Les lacs dans le cycle anthropique de l'eau : essai de typologie » *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 73(2) : 108-118.
- Touchart L., 1996b, « Le Koussougol, un 'Atlantique' lacustre » *Norois*, 43(170) : 323-337.
- Touchart L., 1996c, « Le Baïkal » *Annales de Géographie*, 105(589) : 235-256.
- Touchart L., 1998, *Le Lac Baïkal*. Paris, L'Harmattan, 240 p.
- Touchart L., 1999a, « Qu'est-ce qu'un lac ? », « Les lacs et leurs bassins : des relations inégales », « La cuvette lacustre », « L'eau des lacs » & « La vie des lacs » in Gautier E. & Touchart L. *Fleuves et lacs*. Paris, A. Colin, col. « Synthèse », 96 p. : 8-10, 13-15, 16-29, 30-41 & 42-53.
- Touchart L., 1999b, « Le Léman et la géographie physique, de la carte manuelle au traitement informatique » in Bertola C., Goumand C. & Rubin J.-F., Ed., *Découvrir le Léman 100 ans après François-Alphonse Forel*. Actes du colloque pluridisciplinaire, Nyon, Musée du Léman, 16-18 septembre 1998. Genève, Slatkine, 922 p. : 27-40.
- Touchart L., 1999c, « L'Angara » *Acta Geographica*, 171(119-1494) : 5-20.
- Touchart L., 1999d, « La variabilité temporelle des températures de l'eau : l'exemple d'un étang limousin » *Bulletin de la Société linnéenne de Bordeaux*, 27, fascicule spécial « Variabilités temporelles au sein des hydrosystèmes », 4^e Congrès International Limnologie-Océanographie, Université de Bordeaux 1, 7-10 septembre 1999, 211 p. : 188.
- Touchart L., 1999e, « La température de l'eau en Limousin » *Norois*, 46(183) : 441-451.
- Touchart L., 2000a, *Les lacs, origine et morphologie*. Limoges, L'Harmattan, 210 p.
- Touchart L., 2000b, « Qu'est-ce qu'un lac ? » *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 77(4) : 313-322.
- Touchart L., 2000c, « Le processus de stratification / déstratification en étang par des mesures thermiques en continu » *Annales scientifiques de l'Université Blaise Pascal Clermont-Ferrand* 2, 108(40), « 6^e Conférence Internationale des Limnologues d'expression française », Cilef 2000, Clermont-Ferrand, 17-21 juillet 2000, 184 p. : 65.
- Touchart L., 2001a, « Der tägliche und jahreszeitliche Einfluss kleiner Wasserflächen auf die Temperatur von Wasserläufen am Beispiel des Sees Theil im Limousin » *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 45(5) : 201-207.
- Touchart L., 2001b, *De la température de l'eau à la géographie des lacs*. Univ. Limoges, Thèse d'HDR en géographie, 480 p.
- Touchart L., 2002, « La température de l'eau en Limousin : études d'effet et aménagement du territoire » *Actes du colloque Hydrosystèmes, paysages, territoires*. Lille, 6-8 septembre 2001, Université des Sciences et Technologies de Lille, 68 p. + 1 CD : 33-34 + CD.
- Touchart L. & Ishiguro N., 1999, « Les lacs japonais » *Annales de Géographie*, 108(606) : 115-133.
- Touchart L., Maleval V., Savy B., Ishiguro N., Graffouillère M., Papon P., Bartout P., Nion G. & Bouny J., 2002, « Le PERE (Plan d'Eau de Recherche Expérimental) en géographie limnologique : une approche novatrice appliquée à l'étude des réseaux trophiques aquatiques » Paris, Institut Océanographique, 5^e Congrès International de Limnologie-Océanographie, 9-12 septembre 2002, 1 poster.
- Touchart L. & Torgachova E., 1998, « Khabarovsk » *L'Information Géographique*, 62(2) : 75-84.
- Trewartha G.T., 1968, *An Introduction to Climate*. New York, McGraw Hill, 5^e ed., 408 p.
- Troll C., 1943, « Thermische Klimattypen der Erde » *Petermann's Geographische Mitteilungen*, 3-4 : 81-89.
- Trotignon J., 2000, *Des étangs pour la vie, améliorer la gestion des étangs*. Montpellier, L'Atelier Technique des Espaces Naturels, Cahiers techniques n° 61, 70 p.
- Truesdale G.A., Downing A.L. & Lowden G.F., 1955, « The solubility of oxygen in pure water and sea-water » *Journal of Applied Chemistry*, 5 : 53-62.
- Ule W., 1892, « Die Bestimmung der Wasserfarbe in den Seen » *Dr A. Petermanns Mitteilungen aus Justus Perthes' Geographischer Anstalt herausgegeben von Prof. Dr. A. Supan*, 38 : 70-71.
- Valentin S., 1997, *Effets écologiques des éclusées en rivière*. Antony, Cemagref, collection « Etudes », série « Gestion des milieux aquatiques », n° 13, 79 p.
- Vallée L.-L., 1843, *Du Rhône et du lac de Genève ou des grands travaux à exécuter pour la navigation du Léman à la mer*. Paris, L. Mathias, 305 p.
- Vanney J.-R., 1978, « Lac et limnologie » *Encyclopédie Larousse*. Paris, vol. 11 : 6893-6897.
- Vanney J.-R., 1991, « Introduction à la géographie de l'océan » *Oceanis*, 17(1-2) : 1-214.
- Vanney J.-R., 1993, *Le mystère des abysses*. Paris, Fayard, col. « Le temps des sciences », 522 p.
- Vannote R.L., 1980, « Thermal heterogeneity of river systems » *The American Naturalist*, 115 : 667-695.
- Vannote R.L., Minshall G.W., Cummins K.W., Sedell J.R. & Cushing C.E., 1980, « The river continuum concept » *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science*, 37 : 130-137.
- Vaucher J.-P.-E., 1833, « Mémoires sur les seiches du lac de Genève, composé de 1803 à 1804 » *Mémoires de la Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève*, 6 : 35-95.

- Vercelli F., 1915, « Le sesse nel Verbano » *R. Ist. Lombardo sc. Litt.*, Milano, 18. Cité par Halbfass, 1923.
- Vereščagin G.Ü., 1937, « Etudes du lac Baïkal, quelques problèmes limnologiques » *Verhandlungen internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 8 : 189-207.
- Vernet J.-P., 1991, « Editorial » in Vernet J.-P., Ed, *Hommage à F.-A. Forel*. Morges, 3^e Conférence Internationale des Limnologues d'Expression Française, 303 p. : 1-3.
- Vernex J.-C., 1999, « L'imaginaire lacustre : la spécificité lémanique dans le cadre des lacs alpins » in Bertola C., Goumand C. & Rubin J.-F., Ed., *Découvrir le Léman 100 ans après François-Alphonse Forel*. Actes du colloque pluridisciplinaire, Nyon, Musée du Léman, 16-18 septembre 1998. Genève, Slatkine, 922 p. : 789-797.
- Vérynaud G., 1981, *Le Limousin : la nature et les hommes*. Limoges, CRDP, Cahiers Documentaires n° 12-13, 207 p.
- Veyret Y. & Pech P., 1997, *L'homme et l'environnement*. Paris, PUF, col. « Premier Cycle », 2^e éd., 424 p.
- Vial R., 1976, *Etude géologique et hydrogéologique de la région de Thonon-Douvaine (Hte-Savoie)*. Univ. Grenoble, thèse de doctorat, 169 p.
- Viard R., 1984, *La maîtrise de l'eau dans les monts de Blond*. Université de Limoges, mémoire de maîtrise en géographie, 65 p.
- Viers G. & Vigneau J.-P., 1990, *Eléments de climatologie*. Paris, Nathan, col. « Fac., géographie », 224 p.
- Vivian H., 1994, « L'hydrologie artificialisée de l'Isère en amont de Grenoble, essai de quantification des impacts des aménagements » *Revue de Géographie Alpine*, 82(2) : 97-112.
- Vivier P., 1945, « Louis Kreitmann (1884-1939) » *Annales de la Station Centrale d'Hydrobiologie Appliquée*, 1 : 7-21.
- Vivier P., 1961, « Les lacs de barrage artificiels du Massif Central français » *Verhandlungen internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 14 : 625-632.
- Vivier P., 1965, « L'autoépuration dans les réservoirs (Massif Central français) » *Bulletin français de Pisciculture*, 217 : 117-130.
- Vladić T., 2001, « The effect of water temperature on sperm motility of adult male and precocious male parr of Atlantic salmon and brown trout » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 27(2) : 1070-1074.
- Vojeikov A.I., 1903, « Les lacs de type polaire et les conditions de leur existence » *Archives des Sciences physiques et naturelles de Genève*, 16 : 300-309.
- Volker A., 1949, « Bilan d'eau du lac IJssel » *Association Int. Hydrol. Sci., I, Travaux de la Commission de Potamologie et de Limnologie* : 320-326. Cité par Hutchinson, 1957.
- Vollenweider R.A., 1956, « L'influenza della torbidità provocata dalle acque di piena nel bacino di Pallanza (Lago Maggiore) » *Memorie dell'Istituto Italiano di Idrobiologia*, 9 : 85-111.
- Vollenweider R.A., 1964, « Über oligomiktische Verhältnisse des Lago Maggiore und einiger anderer insubrischer Seen » *Memorie dell'Istituto Italiano di Idrobiologia*, 17 : 191-206.
- Walker J.H. & Lawson J.D., 1977, « Natural stream temperature variations in a catchment » *Water Research*, 11 : 373-377.
- Walker K.F. & Likens G.E., 1975, « Meromixis and a reconsidered typology of lake circulation patterns » *Verhandlungen internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 19 : 442-458.
- Walser E., Pedrolì R. & Mercanton P.-L., 1954, *Les dénivellations du lac Léman, recherches exécutés de 1949 à 1951*. Berne, Département Fédéral des Postes et des Chemins de Fer, Communications du Service Fédéral des Eaux n° 40, 103 p.
- Ward J.C., 1963, « Annual variation of stream water temperature » *Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Journal of the Sanitary Engineering Division*, 89(SA6) : 3710-3732.
- Ward J.V., 1974, « A temperature-stressed stream ecosystem below a hypolimnial release mountain reservoir » *Archiv für Hydrobiologie*, 74(2), 247-275.
- Ward J.V., 1985, « Thermal characteristics of running waters » *Hydrobiologia*, 125 : 31-46.
- Ward J.V. & Stanford J.A., 1979, « Ecological factors controlling stream zoobenthos with emphasis on thermal modification of regulated streams » in Ward J.V. & Stanford J.A., Ed, *The ecology of regulated streams*. New York, Plenum Press, 357 p. : 35-55.
- Warren H.E. & Whipple G.C., 1895, « The thermophone, a new instrument for determining temperature » *Technology Quarterly*, 8(2) : 125-152.
- Wasmund E., 1927, « Die Strömungen in Bodensee, verglichen mit bisher in Binnenseen bekannten Strömungen » *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie*, 18 : 84-114 & 231-260.
- Wasmund E., 1928, « Die Strömungen in Bodensee, verglichen mit bisher in Binnenseen bekannten Strömungen » *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie*, 19 : 21-155.
- Watanabe M., Horiuchi S. & Ambe Y., 2000, « Sudden changes of thermal stratification in a meromictic lake, Lake Kaiike, Japan » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 27(1) : 261-264.
- Watson E.R., 1904, « Movements of the waters of Loch Ness as indicated by temperature observations » *The Geographical Journal*, 24 : 430-437.
- Webb B.W. & Walling D.E., 1985, « Temporal variation of river water temperatures in a Devon river system » *Hydrological Sciences Journal*, 30 : 449-464.
- Webb B.W. & Walling D.E., 1988, « Modification of temperature behaviour through regulation of a british river system » *Regulated Rivers : Research and Management*, 2 : 103-116.
- Webb B.W., Walling D.E., Zhang Y., Clark E., 1996, « Water temperature behaviour in South-West England » in Mérot P. & Jigorel A., Ed, *Hydrologie dans les pays celtiques*. Actes du 1^{er} colloque interceltique d'Hydrologie et de gestion des eaux, Rennes, 8-11 juillet 1996, Paris, INRA, col. « Les colloques » n°79, 470 p. : 53-64.
- Webb B.W. & Walling D.E., 1996, « Long-term variability in the thermal impact of river impoundment and regulation » *Applied Geography*, 16(3) : 211-223.
- Webb B.W. & Walling D.E., 1997, « Complex summer water temperature behavior below a UK regulating reservoir » *Regulated Rivers : Research and Management*, 13(5) : 463-477.
- Wedderburn E.M., 1907a, « The temperature of fresh-water lochs of Scotland, with special reference to Loch Ness » *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 45 : 407-489.
- Wedderburn E.M., 1907b, « An experimental investigation for the temperature changes occurring in fresh-water lochs » *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, 28 : 2-20.
- Wedderburn E.M., 1909, « Temperature observations in Loch Garry (Invernessshire) with notes on currents and seiches » *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, 29 : 98-135.
- Wedderburn E.M., 1910, « Current observations in Loch Garry » *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, 30 : 312-323.
- Wedderburn E.M., 1911, « The temperature seiche. I. II. III. » *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 47 : 619-636.
- Wedderburn E.M., 1912, « Temperature observations in Loch earn, with a further contribution to the hydrodynamical theory of the temperature seiche » *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 48 : 629-695.
- Wedderburn E.M. & Williams A.M., 1911, « The temperature seiche. IV. » *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 47 : 636-642.
- Weisberg S.B., Janicki A.J., Gerritsen J. & Wilson H.T., 1990, « Enhancement of benthic macroinvertebrates by minimum flow from a hydroelectric dam » *Regulated Rivers : Research and Management*, 5 : 265-277.

- Weiss R.F., Carmack E.C. & Koropalov V.M., 1991, « Deep-water renewal and biological production in Lake Baikal » *Nature*, 349(21 february): 665-669.
- Welander P., 1963, « On the generation of wind streaks on the sea surface by action of a surface film » *Tellus*, 15 : 67-71.
- Welch P.S., 1948, *Limnological Methods*. Philadelphia, The Blakiston Company, 381 p.
- Welch P.S., 1952, *Limnology*. New York, McGraw-Hill Book Company, 2nd ed., 538 p.
- Weller R.A. & Price J.F., 1988, « Langmuir circulation within the oceanic mixed layer » *Deep Sea Research*, 35 : 711-747.
- Wetzel R.G., 1983, *Limnology*. Fort Worth, Saunders College Publishing, 2nd ed., 767 p. + R.
- Wetzel R.G. & Likens G.E., 1979, *Limnological analyses*. Philadelphia, W.B. Saunders Company, 357 p.
- Whipple G.C., 1898, « Classifications of lakes according to temperature » *The American Naturalist*, 32 : 25-33.
- Whittlesey G.-H., 1874, « Sudden fluctuations of level in quiet waters » *Proceedings of the Hartford meeting's*, August : 139-. Cité par Forel, 1895, p. 52.
- Wiegand R.C. & Chamberlain V., 1987, « Internal waves of the second vertical mode in a stratified lake » *Limnology and Oceanography*, 32 : 29-42.
- Wilhelm F., 1960, « Seen als geographisches Forschungsobjekt » *Berichte zur deutschen Landeskunde*, 25(2) : 305-321.
- Wilkinson D.L., 1979, « Two-dimensional bubble plumes » *Journal of Hydraulic Division of the American Society of Civil Engineers*, 105 : 305-321.
- Williams O.O., 1968, « Reservoir effect on downstream water temperatures in the upper Delaware river basin » *United States Geological Survey professional Paper*, 600B : 195-199.
- Winter T.C., 1995, « Hydrological processes and the water budget of lakes » in Lerman A., Imboden D. & Gat J., Ed., *Physics and Chemistry of Lakes*. Berlin, Springer, 334 p. : 37-62.
- Wisniewski J., 1953, « Uwagi w sprawie typologii jezior Polskich » *Polskie Archiwum Hydrobiologii*, 1(14) : 11-23.
- Woeikof A., 1906, « Questions de limnologie physique » *Archives des Sciences physiques et naturelles de Genève*, 21 : 392.
- Woeikov A., 1906, « Les accumulations positives et négatives d'eau par les sources, les lacs, les neiges et les glaces » *Archives des Sciences physiques et naturelles de Genève*, 21 : 495.
- Wright J.-C., 1967, « Effect of impoundments on productivity, water chemistry and heat budgets of rivers » in Lanes C.E., Ed, *Reservoir fishery Research Symposium*, Washington, American Fishery Society : 188-199.
- Wunderlich W.O., 1971, « The dynamics of density-stratified reservoirs » in Hall G.E., Ed, *Reservoirs fisheries and Limnology*. Washington D.C, American Fishery Society, Special Publication n° 8 : 219-231.
- Wundt W., 1967, « Der Temperaturgang an mitteleuropäischen Flüssen » *Petermanns Geographischen Mitteilungen*, 111: 81-88.
- Wurtz A., 1958, « Peut-on concevoir la typification des étangs sur les mêmes bases que celle des lacs ? » *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 13 : 381-393.
- Yoshida S., Ohtani M., Nishida S. & Linden P.F., 1998, « Mixing processes in a highly stratified river » in Imberger J., Ed, *Physical processes in lakes and oceans*. Washington DC, American Geophysical Union, Coastal and Estuarine Studies n° 54, 668 p. : 389-400.
- Yoshimura S., 1936a, « A contribution to the knowledge of deep water temperatures of Japanese lakes. Part I. Summer temperatures » *Japanese Journal of Astronomy and Geophysics*, 13 : 61-120.
- Yoshimura S., 1936b, « A contribution to the knowledge of deep water temperatures of Japanese lakes. Part II. Winter temperatures » *Japanese Journal of Astronomy and Geophysics*, 14 : 57-83.
- Yoshimura S., 1937a, « Abnormal thermal stratifications in inland lakes » *Proceedings of the Imperial Academy of Japan*, 13 : 316-319.
- Yoshimura S., 1937b, 2^e ed. 1976, *Koshogaku*. Sanseido Co, 426 p.
- Yoshimura S. & Miyadi D., 1936, « Limnological observations of two crater lakes of Miyake Island, Western North Pacific » *Japanese Journal of Geology and Geography*, 13 : 339-352.
- Yoshimura S., Negoro K. & Yamamoto S., 1936, « Bandai-goshikinuma no koshogaku-teki yosatsu kenkyu » *Chirigaku Hyoron*, 12 : 1-17 & 126-153.
- Young R.K., 1929, « Tides and seiches on Lake Huron » *Journal of the Royal Astronomical Society of Canada*, 23 : 445-455.
- Yuretic R.F., 1969, « Modern sediments in Lake Rudolph, Kenya » *Sedimentology*, 26 : 313-331.
- Zhitenjowa T.S. & Nikanorow J.I., 1972, « Der Einfluss des vom Konakowschen Wärmekraftwerk abfließenden Warmwassers auf die biologischen Prozesse im Iwanjkowo Stausee » *Verhandlungen internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, 18 : 833-836.
- Zilinkevich S.S. & Malm J.G.B., 1993, « A theoretical model of thermal bar movement in a circular lake » *Nordic Hydrology*, 24 : 13-30.
- Zinn D.J. & Ifft D., 1941, « A new limnophotometer with a special adaptation for the measurement of the penetration of light through ice under natural conditions » *Ecology*, 22 : 209-211.
- Zryd A., 2001, *Les glaciers*. Saint-Maurice, Pillet, 325 p.
- Авакян А.Б., Салтанкин В.П., Фортунатов М.А., Шарапов В.А., 1980, « Водохранилища мира и их типизация » *Известия всесоюзного Географического Общества*, 112(4) : 301-307.
- Академия Наук Киргизской ССР, Тянь-Шанская физико-географическая станция, Отв. Ред. Королев В.Г., 1978, *Озеро Иссык-Куль (очерки по физической географии)*. Фрунзе, Илим, 211 с.
- Академия наук СССР, Сибирское Отделение, Институт Географии Сибири и Дальнего Востока, 1967, *Атлас Забайкалья*. Москва, Иркутск, Главное Управление геодезии и картографии при совете министров СССР, 176 с.
- Академия наук СССР, Институт Водны Проблем, Отв. Ред. Воропаев Г.В. и Вендров С.Л., 1979, *Водохранилища мира*. Москва, Наука, 288 с.
- Афаиасьев А.Н., 1960, « Водный баланс оз. Байкал » *Труды Лимнологического Института*, 18 : 155-241.
- Афаиасьев А.Н., 1967, *Колебания гидрометеорологического режима на территории СССР*. Москва, Наука, 231 с.
- Афаиасьев А.Н., 1976, *Водные ресурсы и водный баланс бассейна озера Байкал*. Новосибирск, Наука, Труды Лимнологического Института, 25(45), 240 с.
- Базикалова А.Я., 1945, « Амфиподы озера Байкал » *Труды Байкальской лимнологической Станции*, 11.
- Берг Л.С., 1908, « Аральское Море » *Записки Туркестанского отдела Русского Географического Общества*. 5 т., 580 с.
- Боткин А.С., 1900, *Материалы для изучения озера Байкал. Очерк работ по исследованиям физических свойств Байкала зимой 1898-1899 гг. и естественно-исторические изыскания за 1897, 1898 и 1899 гг.* Петербург, 27 с.
- Бовыкин И.В., Румянцев В.А., 1993, « Основные теоретические проблемы классификации в лимнологии » *Российская Академия Наук, Отв. Ред. Смирнова Н.П., 1993, Теоретические вопросы классификации озёр*. Санкт-Петербург, Наука, 186 с. : 15-23.
- Верещагин Г.Ю., 1925, « Сравнительно-лимнологическое изучение озёр как очередная задача русской лимнологии » *Труды Первого Всероссийского гидрологического съезда*. Ленинград : 171-173.

- Верещагин Г.Ю., 1927, «Некоторые данные о режиме глубинных вод Байкала в районе Маритуга» *Труды комиссии по изучению озера Байкал*, 2 : 77-138.
- Верещагин Г.Ю., 1949, *Байкал*. Москва, Географиз, 278 с.
- Воейков А.И., 1899, «Температура и облачность на берегу Байкала и сосенных высотах» *Метеорологический Вестник*, 11 : 363-364.
- Воробьев В.В., 1986, «Национальный парк на Байкале» *География и природные ресурсы*, 4 : 31-34.
- Воробьев В.В., 1988, «Проблема Байкала на современном этапе» *География и природные ресурсы*, 3 : 3-14.
- Воробьев В.В., Мартинов А.В., 1988, «Охраняемые территории бассейна озера Байкал» *География и природные ресурсы*, 2 : 31-39.
- Воронин Ю.А., 1985, *Теория классифицирования и её приложение*. Новосибирск, Наука, 232 с.
- Вотинцев К.К., 1961, *Гидрохимия оз. Байкал*. Москва, Академия наук СССР, Сибирское Отделение, Восточно-сибирский Филиал, Труды Байкальской Лимнологической Станции Н20, 312 с.
- Галазий Г.И., 1988, *Байкал в вопросах и ответах*. Москва, Мысль, 288 с.
- Географический Факультет Московского Государственного Университета имени М.В. Ломоносов и Восточно-сибирский Филиал сибирского Отделения Академии наук СССР, 1962, *Атлас Иркутской Области*. Москва, Иркутск, Главное Управление геодезии и картографии при совете министров СССР, 182 с.
- Герцекович Д.А., Ситникова Г.Б. 1985, «Математические модели расчета темпа становления ледяного покрова озера Байкал» *Третья конференция молодых ученых Иркутского Университета : тезисы докладов*. Иркутск, 47.
- Горкин А.П., Ред., 1998, «Саяно-шуйшенское водохранилище» // *География России*. Москва, Научное Издательство, 800 с. : 519.
- Государственный комитет СССР по народному образованию, 1989, *Атлас озера Хубсугул*. Москва, Главное Управление Геодезии и Картографии при совете министров СССР, 120 с.
- Грезе В.Н., 1947, «Таймырское озеро» *Известия Всесоюзного Географического Общества*, 79(3) 289-302.
- Доронина Н.А., Сиско Р.К., 1970, «Реки, озёра, болота» // Сиско Р.К., Ред., *Таймыро-североземельская область (физико-географическая характеристика)*. Ленинград, Гидрометеорологическое Изд., 374 с. : 238-264.
- Дриженко Ф.К., 1908, *Ложия и физико-географический очерк озера Байкал*. Санкт-Петербург, Главное Гидрографическое Управление, 443 с.
- Дыбовский Б.И., Годлевский В., 1897, «Физико-географические исследования на Байкале в 1869-1876 гг.» *Труды Восточно-сибирского Отдела Русского Географического Общества*, 1(1) : 1-62.
- Егоров А.Н., Науменко М.А., 1985, «Термический и гидрологический режим оз. Таймыр» // Адаменко В.Н., Егоров А.Н., Отв. Ред., *География озёр Таймыра*. Ленинград, Наука, 221 с. : 32-49.
- Золотарев А.Г., Мангазеев В.Я., Демин А.А., 1989, «Геоморфологическое строение дна озера» // Государственный комитет СССР по народному образованию, 1989, *Атлас озера Хубсугул*. Москва, Главное Управление Геодезии и Картографии при совете министров СССР, 120 с. Иметхенов А.Б., 1991, *Памятники природы Байкала*. Новосибирск, Наука, 158 с. : 65, 112.
- Карабанов Е.Б., Фиалков В.А., 1987, Подводные каньоны Байкала. *Podvodnye kan'ony Bajkala*. Новосибирск, Наука, 104 с.
- Кириллова Т.В., 1970, *Радиационный баланс озёр и водохранилищ*. Ленинград, Гидрометеороиздат, 254 с.
- Китаев С.П., 1978, «Термические классификации озёр мира» *Водные Ресурсы*, 1 : 97-103.
- Китаев С.П., 1984, *Экологические основы биопродуктивности озёр разных природных зон*. Москва, Наука, 207 с.
- Колотило Ф.К., 1997, *Фёдор Кириллович Дриженко*. Санкт-Петербург, Наука, 128 с.
- Куделин В.М., Гречищев Е.К., Зубаренкова Г.Г., Рыбак О.Л., Васянович В.И., 1996, «Создание искусственных прибрежных территорий на озере Байкал» *География и природные ресурсы*, 2 : 70-74.
- Куимова Л.Н., 1980, «Долгосрочный прогноз вскрытия ледового покрова оз. Байкал на основе метода разложения на естественные составляющие» // *Информационная основа прогнозов природных процессов*. Новосибирск : 80-92.
- Куимова Л.Н., 1985, «Прогнозирование замерзания ледового покрова на Байкале» // *Круговорот вещества и энергии в водоёмах : материалы к шестому Всесоюзному лимнологическому совещанию*. Иркутск, 4-6 сент. 1985 : 34-35.
- Ладохин Н.П., 1959, «Новые данные повторной нивелировки засечек Черского на берегах Байкала (к изучению явлений современной тектонической активности берегов озера)» *Труды Института Восточной Сибири Геологии*, Иркутск, 2 : 119-128.
- Ламакин В.В., 1952, *Ущелья острова и проблема происхождения Байкала*. Москва, Географиз, 198 с.
- Ламакин В.В., 1953, «Засечки Черского на берегах Байкала» *Известия всесоюзного Географического Общества*, 85(5) : 507-532.
- Ламакин В.В., 1959, «О сохранности и геологическом значении Байкальских засечек Черского» *Труды Института истории, естествознания и техники* : 178-190.
- Лесненко В.К., 1989, *Мир озёр*. Москва, Провещение, 158 с.
- Литинский Ю.Б., 1962, «Генетические типы озёрных котловин Карельского региона» // *Труды 7-ой научной конференции по изучению внутренних водоёмов Прибалтики*, Петрозаводск, 1959 г. Москва, Изд. АН СССР.
- Лут Б.Ф., 1964, «Геоморфология дна Байкала» // *Геоморфология дна Байкала и его берегов*. Москва, Наука : 5-123.
- Лут Б.Ф., 1978, *Геоморфология Прибайкалья и впадины озера Байкал*. Новосибирск, Наука, 218 с.
- Мац В.Д., Леви К.Г., 1991, *Кайнозой Байкальской впадины (обзор изученности)*. Иркутск, Государственный комитет РСФСР по делам науки и высшей школы, Иркутский политехнический Институт, 156 с.
- Михеев В.С., 1993, «Ландшафтно-структурный анализ» // Российская Академия Наук, Сибирское Отделение, Институт Географии, *Человек у Байкала : экологический анализ среды обитания*. Новосибирск, Наука, 141 с. : 8-39.
- Орлова Т.Б., 1978, «Термический режим», Академия Наук Киргизской ССР, Тянь-Шаньская физико-географическая станция, Отв. Ред. Королев В.Г., 1978, *Озеро Иссык-Куль (очерки по физической географии)*. Фрунзе, Илим, 211 с.
- Осадчий С.С., 1995, «Следы максимальной трансгрессии Байкала» *География и Природные Ресурсы*, 1 : 179-189.
- Осипенко В.В., 1980, «Прогнозирование даты замерзания озера Байкал по гармоническому алгоритму МГУА» // *Самоорганизация кибернетических систем*. Киев : 34-39.
- Осмоловская Е.В., 1964, «Оценка теплого притока и стока из Байкала» // Галазий Г.И., Ред., *Элементы гидрометеорологического режима озера Байкал*. Москва, Наука, 193 с. : 139-161.
- Раткович Д.Я., Кукса Д.И., Иванова Л.В., 1987, «Проблемы крупных внутренних водоёмов зоны недостаточного увлажнения» *Водные Ресурсы*, 6 : 38-53.
- Рогозин А.А., 1971, «Применение стереофотограмметрии для изучения береговых процессов и ветрового волнения на водоёмах» Академия Наук СССР, Сибирское Отделение, Институт Земной Коры, *Гидрогеодинамические процессы в бассейне Байкала и Ангары и методы их исследования*. Москва, Наука, 104 с. : 27-85.
- Рогозин А.А., 1993, *Береговая зона Байкала и Хубсугула*. Новосибирск, Наука, 168 с.
- Российская Академия Наук, Отв. Ред. Хаин В.Е., Моссаковский А.А., 1995, *Лев Павлович Зоненшайн*. Москва, Наука, 332 с.
- Российская Академия Наук, Отв. Ред. Смирнова Н.П., 1993, *Теоретические вопросы классификации озёр*. Санкт-Петербург, Наука, 186 с.
- Россолимо Л.Л., 1957, *Температурный режим озера Байкал*. Москва, Академия наук СССР, Труды Байкальской лимнологической Станции, 16, 551 с.

- Россолимо Л.Л., 1964, « Основы типизации озёр и лимнологического районирования » // Академия наук СССР, Институт Географии, *Накопление вещества в озёрах*. Москва, Наука, 195 с. : 5-46.
- Рябухин Г.Е., 1934, *Поиски нефти в Сибири*. Иркутск.
- Рязанов, В.Д., 1928, « Месторождение озокерита и нефти в Прибайкалье » *Материалы по геологии и полезных ископаемых Дальнего Востока*, 19 : 1-57.
- Смирнова Н.П., 1993, « Классификация озёр по температуре воды и элементам теплового баланса » // Российская Академия Наук, Отв. Ред. Смирнова Н.П., *Теоретические вопросы классификации озёр*. Санкт-Петербург, Наука, 186 с. : 35-51.
- Смирнова Н.П., Бовыкин И.В., Андроникова И.Н., 1990, « Основные типы задач Классификации в лимнологии » *География и Природные Ресурсы*, 4 : 156-160.
- Сокольников В.М., 1964, « Течения и водообмен в Байкале » // Галазий Г.И., Ред., *Элементы гидрометеорологического режима озера Байкал*. Москва, Наука, 193 с. : 5-21.
- Сокольников В.М., Шимараев М.Н., Куимова Л.Н., 1973, « К вопросу о долгосрочном прогнозе элементом ледового режима озера Байкал » // *Теория и методы прогноза изменений географической среды : тезисы совещания географов Сибири и дальнего*. Иркутск : 158-159.
- Тихомиров А.И., 1961, « Термобар Ладожского озера » *Известия всесоюзного Географического Общества*, 95 : 134-142.
- Тихомиров А.И., 1968, « Классификация пресноводных озёр умеренной зоны по термическому режиму » // *VII сессия Ученого Совета по проблеме « Биологические ресурсы Белого Морья и внутренних водоёмов Карелии »*. Петрозаводск : 8.
- Тихомиров А.И., 1982, *Термика крупных озёр*. Ленинград, Наука, 232 с.
- Форш Л.Ф., рук., 1968, *Озёра различных ландшафтов Северо-Запада РСФСР*. Ленинград, Наука, I, 212 с.
- Форш Л.Ф., рук., 1969, *Озёра различных ландшафтов Северо-Запада РСФСР*. Ленинград, Наука, II, 302 с.
- Форш Л.Ф., рук., 1974, *Озёра различных ландшафтов Кольского полуострова*. Ленинград, Наука, I, 276 с., II, 236 с.
- Фролова Н., Широкова В., 2002, *Реки и озёра*. Москва, Слово, 48 с.
- Хейфец М.Н., 1978, « Волнения и сейши » // Академия Наук Киргизской ССР, Тянь-Шаньская физико-географическая станция, Отв. Ред. Королев В.Г., *Озеро Иссык-Куль (очерки по физической географии)*. Фрунзе, Илим, 211 с. : 138-144.
- Черкасов А.Е., Шумеев В.П., Батсук Н., 1972, « Гидрологический режим рек бассейна Хубсугула » // *Природные условия и ресурсы бассейна Прихубсугулья*. Иркутск : 74-86.
- Черкашин А.К., 1993, « Информационная среда и организация управления в Байкальском регионе » // Российская Академия Наук, Сибирское отделение, Институт географии, *Человек у Байкала : экологический анализ среды обитания*. Новосибирск, Наука, 141 с. : 8-39.
- Черский И.Д., 1886а, « Отчёт о геологическом исследовании береговой полосы озера Байкала, произведенном по поручению Восточно-Сибирского Отдела Имперского Русского Географического Общества » *Записки Восточно-Сибирского Отдела Русского Географического Общества*, 12 : 405-428.
- Черский И.Д., 1886b, « О результатах исследования озера Байкала » *Записки Русского Географического Общества*, 15(3) : 1-48.
- Черский И.Д., 1889, « О результатах исследования озера Байкала » *Материалы для геологии России*, 13 : 1-48.
- Шерстянкин П.П., 1964, « Динамика вод Селенгинского мелководья в начале лета по данным распределения оптических характеристик и температуры воды » // *Элементы гидрометеорологического режима озера Байкал*. Москва, Наука, 193 с. : 29-37.