



HAL
open science

De la température de l'eau à la géographie des lacs

Laurent Touchart

► **To cite this version:**

Laurent Touchart. De la température de l'eau à la géographie des lacs. Géographie. Université de Limoges, 2001. tel-03249163

HAL Id: tel-03249163

<https://hal.science/tel-03249163v1>

Submitted on 4 Jun 2021

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.

UNIVERSITE DE LIMOGES
EA 1086 TSP
Département de Géographie

UMR 6042 CNRS Clermont-Ferrand
Laboratoire de Géographie Physique

DE LA TEMPERATURE DE L'EAU A LA GEOGRAPHIE DES LACS

Laurent Touchart

Habilitation à diriger des recherches

(Dossier administratif et dossier scientifique)

Préparée sous la direction de Monsieur le Professeur Jean-Paul Bravard

Soutenue publiquement le 28 novembre 2001 devant un jury composé de :

Monsieur le Professeur Jean-Paul Bravard, Université de Lyon II Lumière, IDF, *Rapporteur*
Monsieur Ulrich Lemmin, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, *Examineur*
Monsieur le Professeur René Létolle, Université de Paris VI Pierre et Marie Curie, *Rapporteur*
Monsieur le Professeur Michel Meybeck, Université de Paris VI Pierre et Marie Curie, *Rapporteur*
Monsieur le Professeur Jean-Luc Peiry, Université de Clermont-Ferrand II B. Pascal, *Examineur*
Monsieur le Professeur Bernard Valadas, Université de Limoges, *Examineur*
Monsieur le Professeur Jean-René Vanney, Université de Paris IV Sorbonne, *Président*

REMERCIEMENTS

Quinze ans se sont écoulés depuis mes¹ premiers balbutiements dans la recherche en limnologie, quand le phosphore du Léman retenait mon attention. Grâce à l'accueil des instituts de recherche thononais, ma passion pour les lacs pouvait se transformer en travail scientifique. Elle s'exila ensuite en Sibérie, avant d'être limogée. Or j'ai trouvé dans ces deux lieux, dont l'image a plutôt mauvaise réputation, non seulement des lacs sublimes, mais aussi des conditions de recherche remarquables.

Aujourd'hui, il m'est agréable de remercier Monsieur le Professeur Jean-Paul Bravard (Université de Lyon II Louis Lumière et Institut de France), qui m'a fait l'honneur d'accepter, au lendemain de ma soutenance de thèse de doctorat, la direction de ce mémoire d'HDR. Tout au long de ces sept années, il n'a cessé de m'encourager et de m'inciter à finaliser mes travaux successifs. Au-delà des renseignements scientifiques et des longues relectures dont j'ai eu la chance de bénéficier, je me plais à souligner l'importance des conseils amicaux, qui, par l'expérience et la nuance qu'ils portaient, m'ont permis de négocier au mieux certains aspects relationnels du métier de maître de conférences.

Comment témoigner ma gratitude envers Monsieur le Professeur Jean-René Vanney (Université de Paris IV Sorbonne), à qui je dois tant, depuis la formation océanographique fondamentale à la direction de la thèse de doctorat ? Ne me sentant pas de taille à trouver les mots justes pour exprimer l'immense reconnaissance que j'éprouve envers lui, je préfère narrer une anecdote. Un jour que je faisais relire un passage de l'un de mes ouvrages en préparation par René Létolle, celui-ci s'exclama : « ce paragraphe, c'est vraiment du Vanney ! ». Hors la boutade, je ne pensai ni à une quelconque ironie ni à la flagornerie, mais en éprouvai une grande fierté, comme une sorte de filiation, certes gérée avec plus ou moins de bonheur. Aujourd'hui encore, en y repensant, je place cette idée comme un but à approcher. Ce mémoire d'HDR me donne la chance d'être une nouvelle fois jugé par celui que je considère comme mon mentor et je me réjouis tout particulièrement qu'il ait consenti à présider ce jury.

Professeur au département de géographie de l'Université de Limoges, mon collègue Bernard Valadas a bien voulu accepter la tâche d'assurer la responsabilité administrative de ma soutenance, sous forme d'une co-direction. Depuis cinq ans, j'ai ainsi le privilège de côtoyer la seule personne dont les journées font 48 heures. Que de rencontres et d'échanges d'idées dans les couloirs de l'université au début du mois d'août, quand la foule ne gêne pas les travailleurs, que de participations communes à des jurys de soutenance de mémoire, que d'encouragements à développer la géographie limnologique ! Toujours bienveillant envers mes recherches, visionnaire quant aux futurs axes à développer, je tiens à lui dire combien le travail à ses côtés fut motivant.

C'est un très grand plaisir que de remercier Monsieur le Professeur René Létolle (Université de Paris VI Pierre et Marie Curie) d'avoir consenti à rapporter mon travail. L'écriture commune d'un ouvrage sur les lacs d'Asie nous a rapprochés pendant quatre ans et l'habitude, prise à cette occasion, des échanges épistolaires réguliers ne nous a ensuite pas quittés. J'ai toujours trouvé l'écoute dont

¹ Le « nous » de modestie, derrière lequel je me plais habituellement, à l'écrit, à me cacher pudiquement, tend à prendre aujourd'hui, malheureusement, une connotation d'affectation, voire de prétention. Je le regrette d'autant plus qu'il représente au contraire pour moi tout le respect qu'on doit au lecteur, ainsi que les qualités de réserve et de retenue, qu'il me semble difficile de reprocher au scientifique. Il a réellement fallu que je me fisse violence pour écrire ces remerciements en employant la première personne du singulier, espérant montrer ainsi ma bonne volonté. Il était au-delà de mes forces de poursuivre dans cette voie, sous peine de sauter un palier de décompression lors de la remontée des grands fonds lacustres, si bien que le reste du texte, notamment dans le dossier administratif, reprend le pluriel. Il n'est pas non plus exclu que l'habitude de parler en pensant plus à l'ensemble de l'équipe de recherche qu'à moi-même n'ait renforcé cette propension.

j'avais besoin, pu confier les petites misères quotidiennes de l'université. Le réconfort scientifique fut continuellement au rendez-vous, comme l'aide à la publication, les conseils éclairés, les propositions pertinentes. Professeur de géologie, primé par la Société de Géographie de Paris, René Létolle éprouve pour la géographie limnologique que je tente de construire un intérêt qui me satisfait pleinement.

Monsieur le Professeur Michel Meybeck (Université de Paris VI Pierre et Marie Curie) me fait l'honneur – et je n'ai pas pour habitude de galvauder ce mot – de bien vouloir rapporter mon travail et j'apprécie cette chance à sa juste valeur. Je suis particulièrement flatté que la limnologie se penche sur cette modeste étude de géographie et le seul intérêt porté à mes recherches me comble bien évidemment en soi, mais je tiens aussi à le remercier des conseils et des encouragements qu'il me prodigua en été 2000.

De tous les géographes Professeurs des Universités qui ont bien voulu accepter d'évaluer mon mémoire d'HDR, Jean-Luc Peiry (Université de Clermont-Ferrand II Blaise Pascal) est celui que je connais depuis le moins longtemps. Pourtant, lors de ces deux dernières années, il m'a déjà, spontanément, donné de nombreux conseils et aidé à construire certains dossiers, dont j'eusse cru, seul, la résolution quelque peu épineuse. Qu'il trouve ici l'expression de toute ma reconnaissance et l'assurance de mon dévouement pour la bonne marche de l'équipe « hydrosystèmes » qu'il dirige à l'UMR 6042.

Monsieur Ulrich Lemmin (adjoint scientifique à l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne) m'a accordé la faveur de bien vouloir évaluer, sous un œil de spécialiste de limnologie physique et des températures des eaux lacustres, cette recherche issue d'une faculté des lettres. Je tiens aussi à le remercier vivement d'avoir toujours accepté, depuis plusieurs années que j'ai sollicité son aide, de répondre le plus simplement possible et de la manière la plus mathématiquement dépouillée à mes questions.

D'abord directrice du département de géographie de l'Université de Limoges, puis directrice de l'UMR 6042 du CNRS de Clermont-Ferrand, Madame le Professeur Marie-Françoise André m'a toujours apporté son indéfectible soutien. En permanence disponible et à l'écoute malgré ses importantes fonctions, ses encouragements ne font jamais défaut et savent survenir au moment idoine, avec le mot juste et sûr. Avec Marie-Françoise André, toute question a sa réponse, nette (« il faut appeler un chat un chat »), concrète et immédiatement applicable. Il m'a toujours semblé que nous nous comprenions parfaitement et j'aimerais la remercier très chaleureusement de la confiance qu'elle me témoigne.

Je me réjouis à l'idée de rapporter combien, à l'intérieur du département de géographie de l'Université de Limoges, l'ambiance bon enfant, la connivence entre les collègues, les échanges scientifiques teintés du dur apprentissage des terroirs du cahors ont été un terreau favorable à l'avancée acharnée de ce mémoire d'HDR.

Ce fut Olivier Balabanian, qui, le premier, attira mon attention sur l'importance du problème des températures de l'eau et me permit d'acheter, par le biais de la taxe d'apprentissage, le tout premier thermomètre enregistreur, qui fut choyé comme il le méritait. Sa grande connaissance des étangs et de leurs propriétaires me stimula et m'aida à mettre en route mes recherches. Par la suite, son intérêt pour mon travail et sa valorisation ne faiblit point. Je lui en suis très reconnaissant.

Même après son départ en retraite, Madame le Professeur Annie Reffay a eu l'amabilité de bien vouloir continuer à me donner de judicieux conseils et relire dans sa totalité le manuscrit d'un ouvrage. Tous les autres Limougeauds encore en poste m'ont permis, à divers égards, d'aller de l'avant, et je voudrais leur rendre hommage à tous, en premier lieu Philippe Allée, mais aussi Françoise Ardillier, Nathalie Bernardie, Bernard Conant, Sophie Lestrade, Gilles Pestaña, Eric Rouvellac, ainsi que l'ensemble des chargés de cours. Sur le plan limnologique, le collègue de Limoges avec lequel j'eus le plus d'échange fut Farid Boumédiène, prêt à sacrifier quelque nuit ou congé de fin de semaine que ce fût pour résoudre par l'informatique tout problème de profil thermique

en lac. De caractère passionné, comme moi-même, participant aux sorties de terrain des géographes limnologues, prêtant ses livres de mathématique à celui qui lui poserait la question la plus compliquée, j'ai trouvé en lui un scientifique averti et disponible comme il en est peu.

Hors les géographes de l'Université de Limoges, les historiens, par le lancement du programme « l'Homme et l'étang », ont construit un cadre propice au travail sur les plans d'eau. A la tête de l'équipe d'accueil regroupant géographes et historiens, Madame le Professeur Bernadette Barrière, puis Monsieur le Professeur Michel Cassan ont systématiquement répondu aux appels de la géographie limnologique en termes de budget de recherche ou de proposition de thématique. Je leur suis redevable des remarquables conditions dans lesquelles mes études ont pu se réaliser.

A l'intérieur de l'Université de Limoges, je me plais à souligner l'amabilité, la disponibilité et les compétences du Service de prêt inter-bibliothèque, en particulier Madame Péry. La célérité avec laquelle les articles, fussent-ils polonais, se retrouvent entre mes mains continue de m'impressionner et je me rends bien compte du travail que cela représente.

Les collègues de l'UMR 6042 du CNRS de Clermont-Ferrand, outre ceux déjà cités, m'ont fait partager des sorties de terrain particulièrement enrichissantes et des débats scientifiques de haut niveau. Il m'est agréable de remercier l'ensemble de l'Unité, mais, sauf à participer une nouvelle fois à la constitution d'un dossier de renouvellement quadriennal, il est impossible de citer l'ensemble des membres.

Je voudrais insister sur le rôle, me concernant plus particulièrement, de Monsieur le Professeur Yannick Lageat (Université de Brest), qui m'a aimablement proposé d'entrer dans son équipe, Messieurs les Professeurs Marc Calvet et Bertrand Lemartinel (Université de Perpignan), qui pratiquent la géomorphologie avec une telle ardeur qu'elle est forcément communicative et m'ont (presque) convaincu qu'un lac pouvait, même asséché, garder quelque intérêt, Monsieur le Professeur René Neboît-Guilhot, qui m'a aiguillé sur la voie la plus sage quant à un problème peu sûr à négocier.

Il va sans dire que nous avons apprécié comme il se doit les fructueux échanges avec les limnologues biologistes de l'UMR 6042, Madame le Professeur Nicole Lair, pour qui un oxymètre est un lieu de stimulation et son fonctionnement un réflexe passant par la moelle épinière, et Mesdames Patricia Reyès-Marchant et Virginie Picard, toujours très affables et faisant le lien environnemental entre préoccupations biologiques et géographiques.

Nous avons été très touché des marques d'intérêt de la plupart des géomorphologues de l'UMR, notamment Denis Mercier (maître de conférences à l'Université de Paris IV Sorbonne), qui scrute désormais les lacs autant que les moraines, Hervé Cubizolle (maître de conférences à l'Université de Saint-Etienne), Bruno Commentale (Prag à l'Université de Nantes), Alexis Mercier, passionné par la qualité des eaux.

Mes remerciements s'adressent aussi à Messieurs les Professeurs François Carré (Université de Paris IV) et Jean Nicod (Université d'Aix-Marseille), dont les conseils bibliographiques tombent toujours à point nommé. L'un et l'autre ne manquent jamais de me faire profiter de leurs fonds documentaires, concernant respectivement la limnologie en langue russe et les lacs de karst, dans les deux cas sans équivalent en France. J'ai en outre apprécié à leur juste valeur les multiples encouragements universitaires, qui aident à progresser. De ce point de vue, ceux de Monsieur le Professeur Jacques Béthemont (Université de Saint-Etienne) ne furent pas des moindres.

Je souhaite renouveler tous mes remerciements à Monsieur Bernard Dussart, qui, après mon doctorat, a continué de me prodiguer de sages conseils et me faire profiter de son incomparable expérience en limnologie, ainsi qu'aux nombreux scientifiques contactés lors de ma thèse, en Suisse et en Russie, avec la plupart desquels je suis resté très lié.

Parmi les limnologues nouvellement connus pendant cet inter-mémoire doctorat-HDR, je tiens tout spécialement à remercier Monsieur Guy Pustelnik (Past à la Faculté des Sciences de l'Université de Limoges et directeur de l'Etablissement Public Interdépartemental de la Dordogne), pour le grand intérêt porté aux températures de l'eau, le prêt de plusieurs milliers de données et les offres de stage pour les étudiants. Je souhaite aussi remercier Messieurs Michel Poulain (Ecole des Mines de Fontainebleau), pour ses conseils avisés et ses propositions scientifiques, et V.A. Sav'elev (Institut de l'Energie de l'Académie des Sciences d'Irkoutsk), pour sa grande disponibilité.

Alors que, une fois ma thèse de doctorat terminée et l'HDR commencée, le Léman n'était plus ma priorité en tant qu'objet de recherche, les chercheurs, ingénieurs et techniciens de la Station d'Hydrobiologie Lacustre (INRA) du Centre de Recherches Géodynamiques (Université Paris VI) de Thonon-les-Bains ont eu l'amabilité de poursuivre les échanges initiés il y a de longues années. Ils ont toujours accepté de bonne grâce de recevoir, pour un stage, un conseil, un apprentissage de technique limnologique, un prêt bibliographique rare, les étudiants en géographie limnologique de l'Université de Limoges que je leur recommandais. Que Messieurs Gérard Balvay, Philippe Olive, Guy Barroin, Paul Blanc, Jean-Marcel Dorioz, René Ferhi, Pascal Schifflié, Gilbert Olivier soient chaleureusement remerciés de leur aide, à divers titres sollicitée.

Alors que, une fois ma thèse de doctorat terminée et l'HDR commencée, le Baïkal n'était plus ma priorité en tant qu'objet de recherche, Philippe Guichardaz, président d'honneur et fondateur de l'Association Eurcasia, a eu l'amabilité de toujours répondre présent aux sollicitations touchant les lacs de l'ex-URSS. Quand je lui demandai inopinément, en 1996, des contacts en Kirghizie pour pouvoir étudier l'Issyk-Koul, il me recommanda dans l'instant à un Biélorusse spécialiste de ce terrain. Lors du montage de la chaire de l'eau, sous l'égide de l'Unesco, en 2000-2001, dont le siège est installé à l'Université d'Etat d'Irkoutsk, il ne manqua pas de m'associer à ce projet et je lui en suis reconnaissant. A ce titre, l'intérêt marqué par Monsieur le Professeur J.-N. Salomon (Université de Bordeaux III) pour mes travaux m'a beaucoup touché.

Au fil des années, les étudiants en géographie limnologique les plus persévérants ont participé à la mise en place d'un terrain d'étude assez vaste et de mieux en mieux équipé. La plupart sont devenus des amis, une complicité s'est installée dans les travaux, et certains sont désormais, comme Ater, chargés de cours, ou professeurs des écoles, des collègues. C'est à Véronique Maleval, Naoko Ishiguro, Benoît Savy, Matthieu Graffouillère, Pierre Papon, Peggy Martinez, Sandrine Rebérac, Laurent Thybaud que je dédie les journées passées sous les pluies diluviennes, les chutes de la barque, de préférence en plein hiver, (dans de l'eau à 1,9 °C pour celle qui est devenue notre référence à tous), les astuces inventées par l'un et transmises à tous les autres pour améliorer un système de fixation, une protection ou un câble gradué, les frayeurs partagées quant aux risques de perte ou de détérioration de tel ou tel instrument, les sommes versées de la poche de chacun pour bricoler, sécuriser, cadenasser, imperméabiliser les divers équipements. A Pascal Bartout, professeur agrégé, et Gaëlle Nion, qui viennent de nous rejoindre, nous souhaitons la bienvenue, certains d'une intégration rapide dans ce groupe de travail dont la motivation n'a d'égale que la bonne humeur.

J'ai trouvé, dans plusieurs administrations, des personnes à l'écoute des problèmes scientifiques posés par les lacs et les étangs limousins, qui ont apporté leur concours à ma recherche. Parmi beaucoup d'autres personnes, que j'aimerais aussi remercier à titre collectif, je voudrais plus particulièrement exprimer toute ma reconnaissance à Messieurs Frédéric Gisclard et André Chinn (Diren Limousin) ainsi qu'à Michel Galliot (Météofrance Limoges).

Je tiens à ne pas passer sous silence les propriétaires et gérants d'étangs privés qui m'ont fait confiance, ainsi que les propriétaires de jardins ou de champs jouxtant les cours d'eau affluents et émissaires, qui ont accepté la pose d'instruments de mesure et ont parfois proposé de participer à leur surveillance. Que Madame French, Messieurs Chapelot, Beaufort, Riboulet, Goubault de Brugière, Mazaud et Sorin soient vivement remerciés. Je tiens aussi à exprimer ma reconnaissance envers les gestionnaires des plans d'eau appartenant à des collectivités et certains riverains, qui ont montré tout leur intérêt pour mon étude et m'ont apporté leur concours, notamment Messieurs Normand, Gros,

Boucart, Verbier et Rebeyrat. Que Monsieur Jean-Claude Matthieu, garde-pêche de l'étang de Cieux, trouve ici l'expression de notre gratitude pour son implication dans la défense des travaux universitaires.

Si j'avais, à juste titre, remercié Hélène et Aude de leur patience à l'époque de ma thèse, il me faut désormais parler d'une évolution limnologique. A Hélène, qui fit des économies draconiennes pour m'offrir, à l'improviste, « le Pourriot et Meybeck », à Aude, qui maudit encore le fil barbelé qui se trouvait sur son passage lors du changement du thermomètre code « thega », mais savoure à sa juste valeur la fonction balnéaire des plans d'eau limousins, à Thibault, qui apprit à marcher en se précipitant vers la Glane un jour d'étiage et se refuse toujours à comprendre pourquoi les hérons de l'étang du Theil n'aiment pas le bruit.

J'aimerais enfin remercier mon père, professeur d'histoire, pour la constance avec laquelle il me procure, depuis quinze ans, les documents anciens les plus introuvables. Aucun recoin de bibliothèque ou d'archive lémanique n'ayant échappé à sa sagacité, la retraite a décuplé ses forces quant au soin mis à dénicher les micro-films de l'édition originale d'Horace-Bénédict de Saussure, ainsi que les allusions des auteurs romains concernant divers lacs.

DOSSIER ADMINISTRATIF

DOSSIER ADMINISTRATIF

Mise en perspective de la démarche scientifique

Introduction

Le dossier administratif est l'une des particularités de l'Habilitation à Diriger des Recherches. L'entreprise semble hasardeuse et le scientifique n'y possède pas les mêmes repères que ceux du dossier de recherche.

S'il opte pour quelques fiches très succinctes autour d'un curriculum vitæ, il risque de montrer n'avoir pas compris la spécificité d'une HDR, l'une de ses différences avec la thèse d'Etat, la nécessité de mettre en perspective son cheminement de recherche. Or les instances insistent sur le caractère indispensable pour elles de connaître le parcours, les apports scientifiques et les projets du candidat. Cela fait partie du jugement pour déterminer s'il est apte à diriger des recherches.

S'il opte pour un dossier administratif assez copieux, où la règle est de parler de soi, il court à la suffisance, doublée de l'inintérêt.

Face à cette alternative, quelques résolutions ont pu être prises, dont le but consiste à ne pas sacrifier cette première partie. Il s'agit, sans prétendre à une objectivité vaine dans un exercice subjectif, de se fonder sur une honnêteté scrupuleuse, afin de présenter, de manière concise, la limnologie, la géographie limnologique, la limnographie, et de démêler une certaine évolution scientifique mêlée d'un parcours d'équipe de recherche mêlé d'un cheminement personnel.

I. Curriculum vitæ

1.1. Un cheminement conduisant aux lacs et à la température de l'eau

Malgré une naissance en Bas Poitou à quelques pas du lac de barrage de Mervent, nos premiers souvenirs datent plutôt de notre installation définitive sur les bords du Léman à l'âge de quatre ans. Après le baccalauréat, quittant Thonon-les-Bains pour Annecy afin d'effectuer une hypokhâgne, nous échangeons le quai de Rives et la plage de Corzent contre la promenade des Marquisats, préservant notre équilibre. Le premier véritable choc fut celui du Deug de Géographie à l'Université de Savoie, quand il fallut nous rendre à l'évidence que Chambéry ne se trouvait pas au bord du lac du Bourget. La licence à Paris nous permit de nous réfugier dans les cours d'océanographie, qui, grâce à Monsieur le Professeur Vanney, nous ont marqué à jamais. Cette formation à la géographie de la mer fut poursuivie et transformée en maîtrise sur le Léman dès l'année suivante.

Le Centre de Recherches Géodynamiques et la Station d'Hydrobiologie Lacustre jetaient alors toutes leurs forces dans l'étude de l'eutrophisation. Le bassin expérimental du Redon avait déjà donné lieu à plusieurs thèses et DEA en géochimie et le moment était venu d'étudier la répartition du phosphore adsorbé au sédiment dans le delta de ce ruisseau, ainsi que son éventuelle redistribution par l'hydrodynamique lacustre et les potentialités de relargage par désorption. Ce fut l'objet de notre premier travail limnologique, nécessitant campagne bathymétrique à l'échosondeur, suivi de l'eau du Redon à l'entrée dans le Léman par traçage isotopique à l'oxygène-18, prélèvement et traitement des sédiments (granulométrie, cinétique d'épuisement du phosphore).

Après l'obtention du Capes, puis de l'agrégation, le DEA de l'Université de Paris IV, où nous choisîmes la mention « océanographie », nous permit de renouer avec la limnologie. Eloigné de quelque terrain lacustre que ce fût par un poste de professeur dans l'enseignement secondaire en banlieue parisienne, tout autant que marqué par la formation de l'agrégation faisant la part belle aux discussions de critères de découpage régional conduisant aux typologies, nous nous tournâmes vers un sujet de classification et de définition des lacs, permettant aussi de commencer le dépouillement d'une importante bibliographie. Le caractère très appliqué du travail de maîtrise était désormais doublé d'un intérêt grandissant pour la recherche fondamentale.

L'enseignement à temps complet dans le secondaire réduisit par la suite les séjours sur le terrain aux vacances scolaires, mais nous permit de financer sur nos propres deniers plusieurs missions en Sibérie (et bien évidemment sur le Léman). L'apprentissage de la langue russe occupa la première année de la thèse de doctorat. Ramenant d'Irkoutsk plusieurs centaines d'articles et d'ouvrages russes, leur lecture permit de s'imbiber lentement d'un état d'esprit différent et qui nous était jusqu'alors inconnu. La régionalisation emboîtée et subdivisée à l'extrême (jusqu'à ladite micro-région) fut le premier concept nouveau découvert sur place.

Mais, surtout, les atlas entiers consacrés à tel ou tel lac, les cartes de géomorphologie lacustre et, plus généralement, la cartographie de tous les phénomènes nous influencèrent profondément. Rien que pour le Baïkal et le Koussougol, des cartes d'isochrones de débâcles et d'embâcle lacustres, d'isolignes d'épaisseur de glace de lac, d'isohypses de hauteurs de vagues, d'isolignes de concentration des éléments chimiques, de biomasse totale, de phytoplancton, n'étaient que quelques exemples parmi des centaines d'autres. Beaucoup d'entre elles nécessitaient l'installation de stations de prise de mesures en continu, sur bouée et sur banquise. Ainsi en était-il des cartes d'isohyètes des précipitations tombées directement à la surface du lac, ou encore d'isothermes de température de l'eau. Le couplage des mesures en continu et de leur cartographie nous fit prendre conscience que la spécificité de la géographie dans les travaux de limnologie était sans doute là.

Sur le terrain, en revanche, les difficultés matérielles étaient désormais considérables. Les indispensables pots-de-vin pour participer à une campagne intéressante, les défections au dernier moment parce qu'une opération plus lucrative avait été trouvée entre-temps, mais aussi les conditions naturelles, comme les tempêtes, limitèrent le travail à même le Baïkal. L'essentiel consista en une longue observation et compréhension du modelé littoral et de son évolution actuelle.

Le rassemblement de ces opportunités russes et d'une formation de géographe français nous conduisit à mettre l'accent sur la notion de région lacustre (ou plutôt limnique, cf. *infra*). Curieusement, malgré des recherches très poussées concernant la régionalisation des bassins d'alimentation, les géographes russes cartographiaient les lacs, mais ne les découpaient pas en régions. La recherche de seuils, de gradients, d'oppositions, de dissymétries, la hiérarchisation des critères, la réflexion sur la zonation et l'étagement, la tentative de définition de la personnalité de chaque lac occupèrent l'essentiel de notre travail de thèse.

Notre recrutement à l'Université de Limoges nous plongea au cœur d'une région très riche en étangs, qui ajouta un ordre de grandeur supplémentaire à nos préoccupations concernant les plans d'eau. De l'océan au Baïkal, du Baïkal au Léman, du Léman à l'identité lacustre, de l'identité lacustre à la région limnique, de la région limnique à l'étang, les changements d'échelles tantôt se matérialisaient, tantôt s'abstrayaient, mais se justifiaient de plus en plus. Ils confinaient à la définition du lac. Au départ plutôt intéressé par la différence entre lac et mer, sans doute du fait de notre formation océanographique initiale, nous dérivâmes ensuite vers les seuils de distinction entre lac et étang, vu l'importance des cas intermédiaires se trouvant en Limousin. Ces étangs-lacs, et l'affinement de leur définition, occupent aussi, désormais, certains étudiants travaillant sous notre direction (M. Graffouillère, P. Papon). D'aucuns (P. Bartout) nous ont même récemment proposé de creuser, à l'autre bord, les critères de distinction entre étang et mare.

En outre, ici, l'eutrophisation n'était pas une obsession, comme sur le Léman, ou la pollution par le combinat de cellulose, comme sur le Baïkal. Deux polémiques dominaient toutes les autres, le réchauffement des cours d'eau par les étangs et les dépôts dans ces mêmes ruisseaux après les vidanges des plans d'eau artificiels. Ayant toujours considéré un lac ou un étang avant tout comme une masse d'eau, sachant que le comblement des lacs de barrages, certes à une autre échelle que celle des vieux étangs limousins, avait déjà donné lieu à de nombreux travaux, et préférant de toute façon laisser le problème des vidanges aux géomorphologues, fort nombreux dans la géographie physique française, notre attention fut immédiatement retenue par le problème, totalement neuf sur le plan scientifique, de la température des étangs. Il convenait d'y ajouter le degré de chaleur des lacs, causât-il, dans la région, moins de tracas d'aménagement du territoire. Mais il permettait la comparaison fondamentale avec des travaux existants et l'appui de recherches en hydrodynamique ayant fait leur preuve.

Le statut de maître de conférences autorisa des échanges inter-universitaires plus aisés que celui de professeur en collège, si bien que, outre les partenariats suisses et russes initiés précédemment, il fut possible de développer des relations avec les limnologues japonais et, depuis peu, hongrois. Ces liens avec l'étranger se sont souvent tissés par l'intermédiaire des étudiants dirigés dans leurs recherches. Il s'agit là de la partie visible d'un travail d'équipe qui nous tient particulièrement à cœur.

De ces quelques années d'expérience, il résulte une quête de l'équilibre entre recherche fondamentale et appliquée, ainsi qu'entre collecte de données inédites et synthèse. Nous tenons à aborder tout autant l'hydrophysique que l'hydrodynamique et la géomorphologie lacustre, dans un souci permanent de construire définitions et typologies, étayées de changements d'échelles. Ce travail scientifique s'appuie, et même, oserons-nous dire, repose sur une véritable recherche d'équipe, dont la construction se trouve être notre activité essentielle.

I.2. Curriculum vitæ analytique

Laurent TOUCHART

Né le 7 juillet 1965 à Fontenay-le-Comte (Vendée)

Maître de conférences en géographie à l'Université de Limoges

Equipe d'Accueil 1086 Territoires, Sociétés, Pouvoirs, Institut Fédératif des Sciences de l'Homme et de la Société, Institut National de Recherche sur l'Espace Rural, Université de Limoges.

Laboratoire de Géographie Physique, Géodynamique des milieux naturels et anthropisés, Unité Mixte de Recherche 6042, CNRS, Clermont-Ferrand.

Concours

1990 : Agrégation de Géographie, rang 7^e.

1989 : CAPES d'Histoire et Géographie, rang 96^e.

Diplômes universitaires

1994 : Thèse de doctorat nouveau régime en géographie. *Le Baïkal et le Léman, géographie et histoire de la géographie de deux lacs*. Direction : Monsieur le Professeur J.-R. Vanney, Université de Paris IV Sorbonne. Mention « très honorable avec les félicitations du jury » à l'unanimité.

1991 : DEA de « Climatologie, cycle de l'eau, mers et océans ». Mémoire principal : *La limnologie en 1991*. Direction : Monsieur le Professeur J.-R. Vanney, Université de Paris IV Sorbonne. Mémoire secondaire : *La nappe alluviale du delta de la Dranse, essai de pompage et piézométrie*. Stage au Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon-les-Bains (Université de Paris VI Pierre et Marie Curie). Rang 1^{er}.

1987 : Maîtrise de géographie. Mémoire : *Transfert de nutriments associés aux sédiments à l'interface bassin-versant-lac en fonction des conditions géomorphologiques et hydrodynamiques*. Direction : Monsieur le Professeur J.-R. Vanney, Université de Paris IV Sorbonne. Suivi sous convention : Monsieur André Ferhi, Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon-les-Bains (Université de Paris VI Pierre et Marie Curie). Mention « très bien ».

1986 : Licence de géographie, Université de Paris IV Sorbonne. Mention « bien ».

1985 : DEUG de géographie, Université de Savoie (Chambéry). Mention « bien ».

Baccalauréat

1983 : Série C, mathématiques et sciences physiques, Académie de Grenoble. Mention « assez bien »

Distinction

1999 : Prix Francis Garnier de la Société de Géographie.

Divers

1988 : Service militaire comme aide-météorologiste à l'aéroport de Lyon-Bron.

II. Activités administratives, responsabilités scientifiques et communication

Jurys nationaux

2000 : Membre du jury du CAPES d'Histoire et Géographie

Conseils scientifiques, comités de revues, participations, représentations

2001- : Membre des Unités Thématiques « Eau et gestion locale de l'eau », « eau et sociologie, socio-économie », « eau et droit de l'eau et institutionnel », responsabilité opérateur 7, Convention Interrégionale de Massif – Massif Central, contributions au réseau Aquadoc-Inter, maître d'ouvrage Office International de l'Eau.

2001- : Membre du Conseil scientifique et Technique du Pôle-relais « zones humides intérieures » ; Parcs Naturels Régionaux de France, Plan National d'Action en faveur des zones humides, Programme National de Recherches sur les Zones Humides (PNRZH), Observatoire National des Zones Humides (ONZH) ; thématique de recherche n°12 : « cartographie, géographie, systèmes d'informations géographiques ».

2000- : Membre du Conseil Scientifique de la revue *Norois*.

1998-2001 : Collaborateur au Bulletin Critique du Livre en Français.

1997- : Correspondant du Bulletin de l'Association de Géographes Français à l'Université de Limoges.

Responsabilités universitaires, régionales ou académiques

2001- : Représentant de l'EA 1086 TSP au programme « qualité et protection des milieux » de l'Institut National de Recherche sur l'Espace Rural.

2000- : Membre de la Commission de la Recherche de la Faculté des Lettres et Sciences Humaines de l'Université de Limoges.

2000 : Rapporteur au jury de thèse de doctorat en géographie de M. G. Vigouroux, Université Lyon III

1999 : Membre expert du concours 108 BAP IX d'accès au corps des techniciens CNRS Délégation Ile-de-France Ouest et Nord.

1997- : Président de jury de DEUG 2 Géographie, Université de Limoges.

1997, 1999, 2000 : Président de jury de baccalauréat, Académie de Limoges.

1997- : Membre (remplaçant) de la Commission de spécialistes de géographie de l'Université de Clermont-Ferrand II

1996- : Membre de la Commission de spécialistes de géographie de l'Université de Perpignan et de la Commission de spécialistes de géographie de l'Université de Limoges

1995- : Président de la Commission de validation des professeurs stagiaires certifiés d'Histoire et Géographie, IUFM de Limoges.

1995, 1996 : Président de la Commission de réflexion et de préparation des sujets de l'épreuve d'Histoire et Géographie du concours de professeur des écoles, Académie de Limoges.

***Actions d'animation et de communication scientifiques,
conférences de vulgarisation, réunions d'information et de sensibilisation***

2001 : co-organisation (Michel Cassan) de la table-ronde « L'Homme et l'étang » (Univ. Limoges, Univ. Paris IV Sorbonne, Dren Limousin), Université de Limoges, 29/11.

2000- : réunions d'information et de sensibilisation à l'Assemblée des Actionnaires de pêche de l'étang de Cieux.

1998- : conférences au Syndicat des Etangs du Limousin.

1995-1997 : conférences à l'Association France Russie, Eurcasia, Thonon-les-Bains.

III. Activités d'enseignement

III.1. Universités

Faculté des Sciences de l'Université de Limoges (Département de Chimie, Filière Eau)

1999- : DESS « Management environnemental et gestion des eaux ».

Faculté des Lettres et Sciences Humaines de l'Université de Limoges (Département de Géographie et Département d'Histoire)

1995- : Deug 1 Géographie, Deug 1 Histoire, Deug 2 Géographie, Deug 2 Histoire, Maîtrise de Géographie, DEA de Géographie « Moyennes montagnes et milieux ruraux sensibles », Agrégation de Géographie.

Université Paris IV Sorbonne

1994 : Licence Géographie

Université Paris I Panthéon-Sorbonne

1995 : agrégation de Géographie (une conférence)

1991-1992 : Deug 2 Histoire

III.2. Intitulés des enseignements universitaires

Géographie physique, milieux naturels, anthropisation des milieux, environnement :

Introduction à la géographie physique

Les forêts

Géomorphologie des littoraux

Introduction à la recherche en hydrologie

Les milieux lacustres

Eutrophisation et physico-chimie des plans d'eau

Géographie humaine, géographie sociale :

Géographie humaine tropicale

Géographie régionale, géographie des territoires :

L'aire culturelle de l'Asie centrale et septentrionale

La Russie

Le Canada

Travaux Dirigés :

Commentaire de cartes

Commentaires de documents

Leçons hors programme

III.3. Enseignement secondaire

1991-1995 : professeur au Collège Léon Blum, Villepreux.

1990-1991 : professeur stagiaire au Collège Romain Rolland, Nanterre.

IV. Activités de recherche

Introduction

Depuis 1995-1996, date de notre intégration à l'Université et au CNRS en tant que maître de conférences, nous animons une recherche en équipe centrée sur la géographie limnologique, à la suite de travaux en ce domaine débutés en 1986.

Thématique novatrice en géographie, la science des lacs est au cœur des enjeux se rapportant à la ressource en eau. Elle concerne tant la connaissance fondamentale (meilleure appréhension de l'écosystème lacustre) qu'appliquée (éléments de réponse aux conflits que suscitent les différents usages de l'eau). A l'intérieur de ce cadre, nous développons depuis plusieurs années nos recherches dans deux directions : la qualité physico-chimique des plans d'eau et la gestion des stocks sédimentaires. C'est par la synthèse de ces deux thèmes que la limnologie fondamentale s'enrichit d'une nouvelle approche d'hydrologie dynamique. Et c'est dans l'approfondissement de ces trois voies et leur insertion dans des outils d'aide à la gestion que les relations entre la recherche et le besoin des collectivités ont le plus à gagner (**fig. 1**).

En outre, le besoin de reconnaissance d'une branche géographique nouvelle implique, d'une part, une réflexion épistémologique destinée à l'intégrer dans sa discipline d'accueil, d'autre part, la création d'un cadre et de structures susceptibles d'accompagner son éclosion et son développement.

Fig. 1

IV.1. Epistémologie de la limnologie et de la géographie des lacs

La limnologie se penche peu sur elle-même et abhorre la critique. Née au XIX^e siècle, elle n'est pourtant si récente qu'elle n'eût eu le loisir de prendre du recul ; et d'autres sciences plus jeunes encore ont déjà pris la mesure de cette réflexion. Mais les grands manuels de limnologie ne présentent en général même pas quelque résumé historique du développement de cette discipline, y compris chez ceux qui regrettent la spécialisation à outrance et qui, pour faire contre-poids, décident de construire un ouvrage que les naturalistes comprennent et apprécient : « ce livre n'est pas écrit pour les limnologues » (Burgis & Morris, 1987, préface, non paginée, en anglais).

Les exceptions salutaires sont celle des Californiens Horne & Goldman (1994), consacrant un chapitre liminaire tout entier à l'épistémologie de la limnologie, sous le titre : « la limnologie : passé, présent et futur » (p. 1-13, en anglais), et celle de l'Allemand Schwoerbel (1987), publiant un chapitre de trois pages traitant du développement historique de la limnologie. Il faut ajouter les plus importantes commémorations de l'Association Internationale de Limnologie (SIL), qui se piquent alors de présenter en session plénière un abrégé flatteur des travaux passés. Leur liste, exclusivement anglo-saxonne, est parée du nom allemand d'August Thienemann, l'orateur rappelant à ce propos avec d'autant plus de solennité qu'il fut le créateur de l'Association (Burns, 2000). Lors du jubilé de la SIL, une histoire de la limnologie fut publiée en une vingtaine de pages (Elster, 1974). Pour ce qui est de la France, certains états des lieux régionaux ont été réalisés (Dussart, 1958, 1960).

Une épistémologie de la limnologie reste donc à faire et nous n'avons en aucun cas la prétention de l'avoir débutée. Depuis quelques années, nous avons seulement cherché à lancer quelques pistes de réflexion concernant l'intégration de la limnologie en géographie.

L'histoire des grands limnologues est la partie la moins négligée de l'épistémologie de la limnologie. L'inventeur de la limnologie, le Suisse François-Alphonse Forel, est sans doute l'un des personnages ayant le plus inspiré les auteurs d'articles monographiques (Blanc, 1912, Dutoit *et al.*, 1913, Mottaz, 1914-1921, Forel, 1941, Berg, 1950, Messerli, 1956, Egerton, 1962, Pilet, 1963, Olive, 1971, Arbouille & Vernet, 1989, Vernet, 1991, Forel, 1991, Bertola, 1999, Acot, 1999). Quant aux Russes, ils sont, à notre connaissance, les seuls à publier des ouvrages entiers traitant de la biographie des grands limnologues (Rossijskaâ Akademiâ Nauk, 1995, Kolotilo, 1997).

Nous avons aussi sacrifié au rite initiatique de l'hommage à F.-A. Forel (Touchart, 1992a), pour pouvoir ensuite nous intéresser à l'histoire de l'ensemble de la limnologie suisse et française ayant trait au Léman, et russe concernant le Baïkal (Touchart, 1994, 1995b, 1998). Notre attention s'est enfin focalisée sur le premier limnologue français, André Delebecque (Dussart & Touchart, 1998).

Dans tous les cas, nous nous sommes appliqué à déceler en quoi certains travaux de ces limnologues non géographes s'apparentaient à la géographie, mais aussi pourquoi ils appelaient de leurs vœux une géographie des lacs. Ils expriment le plus souvent le besoin de cartes précises, de descriptions minutieuses précédant des explications démêlant les interrelations complexes entre les phénomènes, d'études systémiques, de recherches synthétiques restant ancrées dans la réalité de terrain² et de typologies³. Ce sont les principales qualités réclamées à la géographie par les limnologues n'appartenant pas à cette discipline (Touchart, 1999b). Ces attributs, au vu de la manière

² Un exemple parmi tant d'autres peut être choisi chez les biologistes canadiens Bourget & Fortin (1995, p. 1), qui, sur 253 articles limnologiques dépouillés, indiquent que « parmi les 27 % d'articles présentant des modèles, seuls 3 % valident ces modèles en utilisant des données de terrain ».

³ La capacité des géographes à construire des classifications est d'autant plus appréciée qu'elle est mondiale. Louée par le biologiste Vereščagin dès 1925, elle donna naissance à une branche scientifique en URSS, la limnologie comparative, dynamique jusqu'à aujourd'hui en Russie (Rossijskaâ Akademiâ Nauk, 1993).

dont leur besoin est manifesté par les auteurs, concernent la géographie physique, la spatialisation des écosystèmes.

La manière dont les géographes ont répondu à cette demande est différenciée. Le mot-clef de « lac » apparaît le plus souvent dans les index et les banques de données géographiques par l'intermédiaire des études de plans d'eau continentaux aujourd'hui disparus, dont les dépôts stratifiés sont utilisés pour des reconstitutions paléogéographiques. Il s'agit en fait de recherches strictement géomorphologiques, qui ne peuvent être comptées en limnologie, laquelle ne se résout pas à nommer lacs des lieux de carottage où il n'y a plus la moindre masse d'eau depuis des centaines de milliers d'années. Or les autres travaux géographiques concernant les lacs sont beaucoup plus rares.

Historiquement, les premiers géographes limnologues furent germaniques. W. Halfass, professeur à l'Université de Iéna, publia, dès 1923, le plus ancien traité de limnologie écrit par un géographe. Son manuel couronnait une carrière tout entière consacrée à la géographie des lacs. Il avait pu éclore grâce à l'intérêt pour les plans d'eau de nombreux géographes allemands et autrichiens depuis le XIX^e siècle, comme Simony (1850), Richthofen (1886), Penck (1882, 1894, 1898), Richter (1891, 1897). L'école de géographie allemande a ponctuellement gardé ce goût (Wilhelm, 1960).

La plus grande école actuelle de géographie des lacs est celle héritée de l'Union Soviétique. Aujourd'hui surtout présente en Russie, en premier lieu dans les sections péterbourgeoise et irkoutienne de l'Académie des Sciences, ainsi qu'à Moscou, Tchita et Vladivostok (Touchart, 1994b), elle concerne aussi le Laboratoire de Science des lacs de l'Université d'Etat de Biélorussie et certains instituts de géographie d'Asie Centrale. Le poids des géographes à l'intérieur de la limnologie a provoqué le développement d'un certain nombre de particularités, qui n'existent pas en Occident. Parmi elles, il convient de souligner l'importance de la géomorphologie lacustre (Lut, 1964, 1978), qui y a d'ailleurs été créée, en 1959, à la conférence de Pétrozavodsk (Litinskij, 1962), ainsi que celle des typologies. Les classifications limnologiques générales à critères hiérarchiques ont, de fait, été inventées par le géographe Forš (1968, 1969, 1974).

Dans le monde anglo-saxon, le cadre américain d'une géographie du XIX^e siècle appréciée par les limnologues pour ses études géomorphologiques (Davis, 1882, 1887, 1920, 1933) a permis jusqu'à aujourd'hui la survivance, notamment au Canada (anglophone et francophone) et en Grande-Bretagne, de travaux géographiques concernant les sédiments (McManus & Duck, 1993). Une approche, certes très fluviale, a, néanmoins, autorisé de nombreuses études sur les lacs de barrage, y compris en limnologie physique (Webb & Walling, 1996, 1997).

Ailleurs dans le monde, les opportunités furent plutôt le fait de personnalités isolées. Ainsi, la limnologie japonaise fut fondée, pendant l'entre-deux-guerres, par un géographe, S. Yoshimura (Touchart & Ishiguro, 1999), qui publia le plus ancien traité de limnologie d'Extrême-Orient (Yoshimura, 1937b). Puis, après la brutale disparition du spécialiste du lac Suwa, englouti par la rupture d'une banquise lacustre trop fragile, peu à peu, la géographie tendit à disparaître de la limnologie japonaise.

En France, pour ne prendre que quelques exemples, certains chercheurs (Loup, 1950, 1967, 1971, 1981, 1986, Loup & Billet, 1971, Nicod, 1978, 1989, 1998, 1999) ont porté haut le flambeau de la géographie dans l'étude de certaines particularités lacustres, selon l'angle de vue, ici climatique ou karstologique, de leur démarche. Géographes océanographes (Vanney, 1978, Guilcher, 1979) et potamologues (par exemple Frécaut, 1979, Bravard & Petts, 1993, Béthemont, 1999, Peiry & Marnezy, 2000) ont aussi su témoigner de l'importance de travailler sur les lacs ou les prendre en compte.

Cependant, en France, tous les géographes précédemment cités consacraient des études aux lacs parmi beaucoup d'autres riches recherches touchant à des domaines variés et de prédilection hors lac.

Mais, au-delà de ces spécialités, malgré l'énorme intérêt pour le problème de l'eutrophisation, qui, à partir des années 1970, a éclipsé en Occident tous les autres domaines de la limnologie (Touchart, 1992b), les limnologues n'ont pas éprouvé le besoin de faire appel aux géographes dans la totalité de leurs prérogatives et ces derniers n'ont pas cherché à percer l'entrée. La pollution et l'eutrophisation sont pourtant précisément à l'interface entre nature et société, articulation dont les géographes se vantent d'être les détenteurs.

Mais la géographie humaine traditionnelle a étudié les lacs dans le sens productiviste et économique, comme à propos des Grands Lacs Américains, de leur sidérurgie sur l'eau, de leurs tonnages portuaires. Les causes anthropiques de détérioration du milieu lacustre ont donné lieu à des études géographiques, émanant de physiciens, lors des problèmes d'assèchement de lacs endoréiques étrangers, comme le Tchad (Pouyaud & Colombani, 1989) et l'Aral (Letolle & Mainguet, 1993), beaucoup moins concernant la pollution de nos propres lacs et étangs. Dans la collection « Géographie physique et environnementale » de l'éditeur anglais Arnold, le titre concernant *la pollution des lacs et des cours d'eau* a pour auteur ... un biologiste (Smol, 2000). En dehors de la géographie physique, les plans d'eau sont abordés de façon marginale et détournée et il est exceptionnel de trouver un lac au centre d'une étude de géographie sociale, qu'elle soit destinée au grand public (Guichonnet, 1988) ou aux scientifiques et aménageurs (Hussy, Dir., 1991). A l'Est, la géographie humaine appliquée à la gestion et à l'aménagement des lacs est plus répandue (Vorob'ev, 1986, 1988, Vorob'ev & Martinov, 1988, Miheev, 1993, Čerkašin, 1993, Kudelin *et al.*, 1996).

Notre formation ne nous autorise pas à profiter de toute la richesse de la géographie sociale, mais nous avons cherché, sans doute maladroitement, à l'aborder sous quelques vues liées à la limnologie. Nous avons voulu replacer la géographie des lacs dans son cadre social et économique, en tentant de comprendre l'évolution de celui-ci dans le cas de la Russie. Les nouvelles conditions de fonctionnement de la science russe, le bouleversement de la répartition spatiale et thématique des crédits ont des incidences limnologiques (Touchart, 1994b). La mise en sommeil du front pionnier sibérien, la nouvelle donne énergétique concernant l'hydroélectricité, les directives récentes d'aménagement du territoire et le caractère différé, ou en attente, de certaines politiques géographiques ont été étudiés *in situ* le long des lacs de barrage angariens (Touchart, 1999c).

Nous avons souhaité ne pas éluder le rôle du contexte urbain. La ville russe, en tant que laboratoire de la transition post-collectiviste et des transformations des instituts de recherche de l'Académie des Sciences, est le moteur de l'évolution des nouvelles préoccupations de la science russe en général et de la limnologie en particulier. Irkoutsk, qui possède dans son *Akademgorodok* le plus gros institut mondial de limnologie, a fait l'objet d'une première recherche (Touchart, 1995b). Puis l'étude urbaine de Khabarovsk a permis de développer les points particuliers à l'Extrême-Orient (Touchart & Torgachova, 1998).

La limnologie culturelle n'a pas d'existence reconnue, cependant qu'un colloque, organisé au bord du lac de Côme en 1995, réunit pour la première fois des chercheurs de différents horizons ayant travaillé à un moment ou à un autre sur les usages et les représentations des lacs (Barraqué *et al.*, Dir., 1995). L'anthropologie des lacs (Ranino-Massa & Reddavid, 1995), la psychanalyse freudienne expliquant la fantasmagorie lacustre (Periáñez, 1995) ou encore la vision du lac au cinéma (Jimenez, 1995) purent alors s'enrichir d'échanges fructueux.

A la limnologie culturelle, la géographie culturelle des plans d'eau doit pouvoir apporter sa spécificité territoriale. La géographie culturelle, qui « est une science du regard que les hommes portent sur les lieux » (Claval, 1998, p. 421), a vu naître très récemment quelques travaux concernant les lacs. L'étude de la manière dont furent construites l'image et l'identité de la Riviera lémanique autour de Montreux a été l'un des travaux pionniers en la matière (Gaudin, 1993, 1995). Aujourd'hui, l'école genevoise de géographie, qui n'a d'ailleurs pas manqué de critiquer les études montpelliéraines précédentes (Bailly, 1995), est sans doute l'une des seules, dans le monde francophone, à défricher le sujet (Vernex, 1999, L'Harpe, 1999, Lévy *et al.*, 1999).

Bien que nous ne dominions pas les concepts de la géographie culturelle, nous nous y intéressons et nous croyons qu'elle ne s'oppose pas à la limnologie, y compris sous la facette de science dure de cette dernière. Nous avons voulu en rendre compte à propos de la géographie religieuse du lac Suwa, où la représentation shintoïste de la localisation des temples et le tracé spatial des rides de pression de la banquise sont liés (Ishiguro & Touchart, 2001). Or ce sont les différentes conceptions successives qui rendent les archives historiques difficilement interprétables par les limnologues de faculté des sciences. La géographie culturelle peut ainsi éclairer la limnologie.

Finalement, par l'ensemble de ses branches, éprouvées ou en construction, le géographe peut participer à l'étude critique, au sens positif et constructif du terme, de la limnologie. Notre cheminement nous a conduit à réfléchir au contenu du concept de lac et à proposer une définition de ce terme (Touchart, 2000b). Il s'agit d'un état des lieux de l'avancée de notre réflexion après une quinzaine d'années de recherches en géographie des lacs, où nous avons privilégié et approfondi certaines approches, en premier lieu les changements d'échelles spatio-temporelles en limnologie physique (Touchart, 1994, 1998, 2000a), sachant que nous avons à peine effleuré d'autres démarches. Nous nous réjouissons de n'avoir eu encore le temps de nous pencher sur des champs entiers, comme la géographie linguistique et l'hydrographie (Hamelin, 1999), qui feront évoluer les notions lexicales et rendront sans doute caduque, à nos propres yeux, la définition du lac soumise aujourd'hui. « Un lac est un plan d'eau continental (séparé de la mer, dominé par son bassin d'alimentation et développant une personnalité propre), dont la profondeur, la superficie ou le volume sont suffisants pour provoquer un étagement, une zonation ou une régionalisation des processus limniques » (Touchart, 2000b, p. 320).

Le dénouement pourrait-il être la renaissance d'une limnographie ?

Depuis sa création en 1892, l'évolution de la limnologie a été celle de la spécialisation (Dussart, 1953, p. 6) et de l'éloignement de la recherche fondamentale (Jumars, 1990). Elle s'est accompagnée de la prépondérance toujours accrue de la biologie, la chimie préservant néanmoins, secondairement, son influence (Bourget & Fortin, 1995), parfois la géologie. L'omnipotence biologique, toujours renforcée, a conduit à un glissement sémantique de la limnologie. A l'origine, Forel (1892, p. VI), tout en forgeant le mot, l'avait définie comme « l'océanographie des lacs », explicitée en « géographie des eaux [...] des lacs » (ibid.). Mais, lors de la création de l'Association Internationale de Limnologie, August Thienemann transforma le terme en une biologie des eaux continentales⁴, parachevant cette nouvelle définition par la publication de son manuel de 1925⁵. La thématique était ainsi réduite, tandis que le caractère spatial était élargi⁶.

A la seule lecture des grands manuels de limnologie édités depuis les années 1930, ce changement de sens pose manifestement problème, car il a la plupart du temps été suivi ... sans l'être jusqu'au bout. Le glissement thématique a été souvent adopté, puisque les auteurs concernés sont

⁴ Avec, d'ailleurs, une propension certaine à les confondre avec les seules eaux douces.

⁵ « Quand, en 1922, nous avons été amené à fonder l'Association Internationale de Limnologie Théorique et Appliquée, nous entendions par limnologie, en conformité avec ce que pensaient de nombreux auteurs, la science des eaux continentales. Il s'agissait d'un élargissement de la définition d'origine, qui se réduisait à la seule science des lacs. La limnologie embrasse tout ce qui concerne les eaux continentales. En ce sens, la limnologie est une partie de l'hydrologie, c'est-à-dire de la science de l'eau et des eaux » (Thienemann, 1925, p. 13, en allemand). Et le Professeur de Biologie d'énumérer les sept disciplines composant la limnologie : hydrochimie, hydrophysique, hydraulique et hydromécanique, météorologie, topographie, géologie et hydrobiologie. Pour ce qui est des six premières, il écrit qu'il « s'agit de sciences connues et aux champs disciplinaires reconnus, si bien qu'une discussion plus approfondie les concernant n'est pas nécessaire ici » (Thienemann, 1925, p. 14, en allemand). Ce fut cette phrase qui justifia dans les années 1920 la transformation d'un manuel de limnologie en un traité de biologie des eaux continentales. Si l'on suivait le raisonnement de Thienemann à la lecture de la place actuelle de l'hydrobiologie dans les ouvrages de limnologie, force serait de conclure qu'elle n'est, quatre-vingts ans après, toujours ni reconnue ni définie.

⁶ Devenu secondaire, le critère spatial n'avait plus la même acuité. Il pouvait donc être élargi, moins strictement défini.

biologistes, et, très fréquemment, quelques chapitres liminaires traitent rapidement de toutes les autres questions limnologiques, en quelque sorte pour introduire le sujet biologique, cœur de l'ouvrage. L'une des définitions les plus subtiles autorisant l'élimination des disciplines abiotiques tout en leur conservant un rôle de faire-valoir fut à mettre au crédit du grand Professeur de Zoologie de l'Université du Michigan pendant l'entre-deux-guerres. « Désormais, la limnologie est communément définie comme la branche de la science qui traite de la productivité biologique des eaux continentales et de toutes les influences causales qui la déterminent » (Welch, 1952, p. 10, en anglais).

En revanche, le glissement spatial a habituellement conduit à l'entrée d'un seul chapitre consacré à la biologie des eaux courantes, à l'intérieur de centaines de pages lacustres. Le changement de sens a été superficiellement suivi, puisque quelques paragraphes sont fluviaux, mais il ne l'a pas été fondamentalement, puisque les eaux courantes ne sont en aucun cas traitées à égal avec les eaux stagnantes. Les prétextes varient, mais le résultat est généralement assez proche. « Nous avons donné plus de place aux eaux stagnantes, mais seulement parce que les lacs ont reçu beaucoup plus d'attention que les eaux courantes, si bien qu'une information plus mure les concernant est disponible » (Welch, 1952, p. VII, en anglais) ; « la limnologie des eaux courantes a été traitée de manière magistrale, éloquente et concise par Hynes (1970). Aussi n'essaierons-nous pas de reprendre cet examen » (Wetzel, 1983, p. 5) ; « La genèse des cours d'eau n'est pas un facteur aussi significatif que celui des lacs » (Schwoerbel, 1987, p. 19).

A l'intérieur de cette évolution dominante, chaque auteur s'est en fait accommodé différemment de ces dérivations de la définition initiale. Certains biologistes regrettent eux-mêmes le repli de la limnologie sur la seule biologie. « Des circonstances fortuites ont voulu que ce soit les biologistes et pour une bonne part les zoologistes qui se soient plus particulièrement intéressés à ce milieu, si bien que peu à peu [la limnologie] était devenue l'étude du rôle biologique des organismes dans les eaux continentales » (Dussart, 1966, 1992, p. 3). Et l'auteur de poursuivre en expliquant tout l'intérêt des facteurs abiotiques dans l'étude des lacs.

Au total, il a fini par se développer cinq sens du mot limnologie :

- la science des lacs (sens initial)
- la science des eaux continentales (hydrologie continentale)
- la biologie des lacs (limnobiologie)
- la biologie des eaux douces (biologie dulçaquicole)
- la biologie des eaux continentales (hydrobiologie)

A l'intérieur des tenants de la science des eaux continentales, la plupart des scientifiques considèrent que la limnologie n'a à traiter que des eaux de surface, stagnantes et courantes, mais quelques-uns y ajoutent les eaux souterraines (assurément Schwoerbel, 1987, et, de manière plus timide, Horne & Goldman, 1994)⁷. A l'intérieur des partisans de la biologie, l'étude des seules eaux douces apparaît en général de fait, mais n'est pas revendiquée de droit, sauf exception : « la limnologie se définit comme la discipline écologique qui étudie les eaux douces » (Stella, 1984, p. 3, en italien) ; « la limnologie est l'étude des relations fonctionnelles et de la productivité des communautés d'eau douce » (Wetzel, 1983, p. 5).

Finalement, des périphrases doivent être utilisées, ou bien des qualificatifs précisant de quelle limnologie l'auteur se réclame. Par exemple, « dans cet ouvrage, le terme de limnologie a été utilisé dans son sens large » (Welch, 1952, p. VI, en anglais), « large » devant être compris dans le sens spatial des eaux stagnantes et courantes, l'amaigrissement thématique étant au contraire très prononcé chez cet auteur. Dans d'autres cas, toute la foi du lecteur doit être mise à contribution, pour admettre le fait que la limnologie est constituée de la totalité des disciplines lacustres auxquelles il faut ajouter la seule biologie fluviale (Dussart, 1966, 1992). Il faut alors accepter le fait que la réduction de la science

⁷ « Les objets des études limnologiques, à savoir les masses d'eau stagnantes, les eaux courantes et les eaux souterraines » (Schwoerbel, 1987, p. 5, en anglais). « L'eau souterraine [...] est le domaine des hydrologues, mais les limnologues y jouent aussi un rôle » (Horne & Goldman, 1994, p. 1, en anglais).

des eaux stagnantes à la seule biologie est une absurdité, tandis que la réduction de la science des eaux courantes à la seule biologie est une bienfaisante obligation !⁸ Il est également possible de donner une définition sans la suivre, mais ce contournement traduit l'embarras provoqué par la multiplicité des délimitations, même lorsque des motifs pédagogiques sont mis en avant (Wetzel, 1983)⁹. « Mieux vaut donc définir la limnologie comme la science des eaux superficielles continentales ou intérieures. A ce titre, elle englobe non seulement les lacs, eaux stagnantes (ou milieux lentiques), mais aussi les eaux courantes [...] ; toutefois, pour des raisons didactiques, il est habituel de traiter ces deux milieux séparément. C'est le parti que nous avons également adopté » (Pourriot & Meybeck, 1995, p. 1).

Finalement, un certain malaise est sous-jacent et révèle que le glissement sémantique n'était pas facile à faire vivre. Le fait est que la tentative d'abandon de la conception forelienne, sans pour autant pleinement adopter la conception thienemannienne, pose en fait deux questions : était-ce justifié et indiscutable ? En quoi la géographie a-t-elle été la grande perdante de cette évolution ?

Sur le plan étymologique, il est clair que le changement de sens n'était en aucun cas justifié¹⁰, puisque *limnê* signifiait lac en grec et c'était la raison même de la création du mot par Forel. L'hydrologie, ou, plus précisément, l'hydrologie continentale, existait déjà dans toutes les langues, et l'invention de la limnologie aurait alors été pléonasmique. Le fond de l'acceptation réside sans doute dans le fait que le mot d'hydrologie laisse tellement apparaître sa racine d'eau qu'il n'était pas possible d'en éliminer toutes les composantes abiotiques, tandis que la limnologie, qui fait appel à une étymologie moins parlante au premier abord, pouvait subrepticement glisser vers la seule biologie.

Mais le critère scientifique est plus important encore. Au-delà de la zone de combat des affluents à leur entrée en lac, de la dégradation du caractère lacustre de l'émissaire d'amont en aval, de l'intégration du lac dans le système bassin – plan d'eau – effluent, qui seraient des thèmes étroitement liés à la limnologie forelienne, les eaux courantes et stagnantes sont très différentes. Ces divergences ont été largement développées (Wilhelm, 1960, Touchart 2000b). Elles ne masquent en aucun cas les liens, ni les ressemblances, ni l'appartenance commune aux eaux continentales (Testard, 1995), mais elles soulignent l'intérêt scientifique majeur de développer des hypothèses de travail, des techniques, des outils, des traitements, des notions théoriques, des modèles qui diffèrent entre fleuves et lacs. Dans la pratique, cela est bien entendu effectif depuis longtemps, sans que le caractère étymologique ait été repris pour autant. C'est pourquoi, devant la réalité des oppositions considérables entre eaux courantes et stagnantes, Angelier (2000) propose de revenir au sens initial de la limnologie¹¹.

Cependant, la double évolution insufflée par August Thienemann avait fait disparaître le lien entre limnologie et géographie des lacs. En effet, le Professeur de l'Université de Kiel avait d'abord

⁸ L'exercice de style est impressionnant : « on ne peut que très imparfaitement séparer le monde physique et le monde vivant, [...] c'est pourquoi [...] nous garderons à la limnologie son rôle de science [...] s'intéressant à tous les facteurs. [...] Par extension, et bien que l'étude physique et géographique de ces milieux relève d'une discipline particulière (la potamologie), elle se penchera sur les phénomènes biologiques dans les eaux courantes » (Dussart, 1966, 1992, p. 3).

⁹ Les liens entre les eaux courantes et stagnantes sont une réalité donnée, que l'Homme cherche à appréhender. En revanche, le mot de limnologie est une création humaine et c'est justement dans la formation du nom qu'interviennent les considérations pédagogiques. Il est curieux de considérer le terme de limnologie comme un organisme imposé (la limnologie n'est pas un lac !) dont l'utilisation serait gênante, alors qu'il suffit à l'Homme de construire et d'employer la limnologie comme il lui convient. Les limnologues font en général de la limnologie forelienne en clamant qu'ils font de la limnologie thienemannienne. Cela montre surtout la puissance de l'Association Internationale de Limnologie (SIL), qui tient à conserver le statut de sa fondation.

¹⁰ Burgis & Morris (1987, préface non paginée, en anglais) parlent même « d'étymologie impeccable » pour une limnologie en tant que science des lacs.

¹¹ « C'est A. Thienemann, en 1925, qui a étendu le domaine de la limnologie à l'ensemble des eaux continentales, s'intéressant aux facteurs qui influencent la vie dans les eaux douces. Le fonctionnement très particulier des écosystèmes d'eaux courantes nous incite à revenir à la définition originelle de la limnologie. L'étude des eaux courantes est fondée sur d'autres concepts que ceux des eaux lacustres – et notamment le rôle fondamental de l'hydraulique, premier facteur limitant » (Angelier, 2000, p. 25).

mis en place la suprématie de la thématique sur l'étude spatiale. De ce renversement la géographie sortait inévitablement très affaiblie. Elle fut achevée par la portée aux nues de la spécialisation thématique, qui prenait le contre-pied de la conception de l'inventeur de la limnologie, quand ce dernier expliquait que « la géographie ne repousse rien ; elle admet tout, elle comprend tout. [...] Nous entrons en géographie. Ici il nous est permis de généraliser, d'abandonner la spécialisation » (Forel, 1904, p. 669).

Bien entendu, comme la création du mot en 1892 s'était accompagnée d'une définition dans laquelle la géographie apparaissait, son évanouissement ne fut pas immédiat et Thienemann (1925, p. 13, en allemand) dut concéder formellement que « la limnologie [...] est aussi une partie de la géographie, ou science de la Terre, qui est une science encore plus globale ». Ce fut, à notre connaissance, la dernière fois que le terme de géographie apparut, au niveau de la définition emboîtée, dans un manuel de limnologie¹². L'emploi du mot dans le sous-titre du premier volume du traité de Hutchinson (1957) inversait la situation : la géographie des lacs était désormais une partie de la limnologie, et non plus la limnologie une portion de la géographie. Puis on passa à l'existence de deux disciplines se côtoyant courtoisement dans les introductions des manuels, mais s'ignorant dans la suite du propos et la pratique. Ainsi, la limnologie, en tant qu'hydrobiologie, « est concernée par les champs de la science autres que la biologie, comme [...] la géographie » (Ruttner, 1963, p. 4, en anglais). La dernière étape fut l'oubli réciproque de l'une par l'autre.

A notre connaissance, le biologiste américain Gerald Cole est le seul à avoir récemment laissé entendre que la limnologie, par ses méthodes, était analogue à la géographie, sans aller cependant jusqu'à réemboîter celle-là dans celle-ci. « Dans la limnologie moderne, le sujet ne concerne pas une seule discipline. C'est une synthèse de nombreuses disciplines qui tire sa substance des contributions de chercheurs émanant de divers champs scientifiques. A cet égard, la limnologie ressemble à la géographie » (Cole, 1983, p. 1, en anglais).

Du fait de ces multiples changements, le terme de limnologie n'a plus la clarté que sa définition initiale lui avait conférée. En langue allemande, bien que Forel (1901a, p. 2) eût annoncé que *Limnologie* et *Seenkunde* (science des lacs) étaient synonymes, les deux termes évoluèrent ensuite en divergeant quelque peu. Aujourd'hui, la limnologie se rapproche de la biologie des eaux douces, tandis que la science des lacs regroupe plutôt les recherches lacustres à tendance géologique, ou, depuis Halfass (1923) géographique. En langue russe, лимнология (*limnologiâ*) s'attache avant tout à l'étude biologique des plans d'eau, tandis que озероведение (*ozerovedenie*, science des lacs) s'appuie sur des travaux lacustres à connotation géographique¹³. Aux Etats-Unis, *limnology* a des sens très variables, parfois proches de la conception forelienne, comme dans le traité en trois volumes de G.E. Hutchinson (1957, 1967, 1975) parfois au contraire fort éloignés, comme chez Welch (1952).

Pour autant, il n'est pas anodin que les seuls manuels limnologiques qui ne possèdent pas le mot de limnologie dans leur titre soient ceux qui ne traitent pas de biologie. Certains d'entre eux abordent l'ensemble des phénomènes abiotiques (Halfass, 1923, Collet, 1925, Lerman, Ed, 1978), d'autres la plupart de ceux-ci (Lerman *et al.*, Ed, 1995), d'autres encore seulement l'étude de la cuvette lacustre (Håkanson, 1981, Håkanson & Jansson, 1983, Timms, 1992, McManus & Duck, 1993), mais aucun ne s'arroge le droit d'intituler son travail en limnologie, bien que le terme arrive parfois dès la préface (Halfass, 1923, Lerman, Ed, 1978, Lerman *et al.*, Ed, 1995). Halfass (1923) se

¹² Il est intéressant de noter que cette date correspond aussi aux derniers moments d'existence d'un chapitre étoffé traitant de la limnologie dans les grands manuels de géographie. Garant de la puissance de la géographie, Martonne (1929, p. 421) écrivait à propos de la limnologie que « dans presque tous les pays civilisés, les géographes s'y sont adonnés avec ardeur » (Martonne, 1929, p. 421). Et le Professeur de la Sorbonne de citer Forel et Delebecque, qui n'étaient pas géographes, mais aussi Richter et Penck, qui l'étaient heureusement. Birot (1968), ou encore Pech et Régnauld (1992), ont renoué avec l'écriture d'un chapitre de limnologie, mais de manière beaucoup plus concise.

¹³ Il n'est que de voir la puissance des géographes à l'Institut de la Science des lacs (институт озероведения) de Saint-Petersbourg et celle des biologistes à l'Institut de Limnologie (лимнологический институт) d'Irkoutsk.

confond en excuses de ne consacrer qu'un petit chapitre de trois pages à la biologie¹⁴. Håkanson & Jansson (1983, p. 1) vont jusqu'à proposer un organigramme introductif destiné à montrer que la sédimentologie lacustre (*lake sedimentology*) a des liens avec ... la limnologie (*limnology*), qui est ainsi confortée dans son rôle uniquement biologique. Mais, à l'inverse, l'inexistence de développement abiotique n'empêche pas le mot de limnologie de trôner dans la désignation du sujet (Golterman, 1975).

L'étude d'ensemble des lacs, qui, au XIX^e siècle, devait d'abord décrire et cartographier ces lieux méconnus, insondés, la géographie des lacs, aurait dû s'appeler la limnographie. Mais François-Alphonse Forel trouvait que le mot ressemblait trop aux limnigraphes, ces appareils qui enregistrent les variations de niveau des eaux. Et, à contrecœur, « ne pouvant appeler mon étude la limnographie » (Forel, 1892, p. VI), il créa le terme de limnologie. Pourtant, d'autres savants, contemporains du Professeur vaudois, n'hésitèrent pas à ranger leurs travaux sous le vocable de « la limnographie » (Magnin, 1895, p. 5). Le Professeur à la Faculté des Sciences de Besançon avait manifestement eu cette idée lors d'une publication dans les *Annales de Géographie*, où il avait parlé d' « étude limnographique complète » (Magnin, 1893, p. 22). Mais, d'une part, la renommée de Forel ne pouvait souffrir aucune discussion à cette époque, d'autre part les propositions limnographiques émanaient de non géographes. Or les géographes ne les reprirent pas¹⁵.

Puis, pendant que le nom de limnographie tombait dans l'oubli, la limnologie évolua dans un sens de spécialisation thématique confinant à la biologie, surtout dans son caractère appliqué. « Jadis, le terme de limnographie eut un emploi limité, parfois manifestement équivalent à celui de limnologie. Il s'est pratiquement évanoui de la littérature limnologique » (Welch, 1952, p. 11). C'est donc presque une chance que le terme de limnographie n'ait pratiquement pas été utilisé. Il reste vierge pour désigner la géographie des plans d'eau, lacs et étangs (Touchart, 1992b). *Primo*, cela permettrait au français de posséder deux mots, comme les langues germaniques et slaves. *Secundo*, le vocabulaire scientifique des eaux continentales rapprocherait ainsi sa logique de celle des eaux océaniques, où l'océanologie correspond plutôt à l'étude en vue de l'exploitation, notamment la biologie appliquée à la pêche et à l'aquaculture (Vanne, 1991, p. 11), l'océanographie à l'ensemble des recherches.

La limnographie, science d'un ensemble de lieux, les lacs et autres plans d'eau, et du regard que les hommes portent sur ces lieux lacustres, ne permettrait-elle pas de fédérer, à plusieurs échelles, de multiples recherches pluridisciplinaires ? Ne serait-ce pas « la limnologie moderne » que Cole (1979, p. 1, en anglais) appelle de ses vœux ?

Considérant cette proposition comme une intention, il ne semble cependant pas raisonnable d'appliquer dès aujourd'hui, systématiquement, ce terme dans la suite du propos, sans avoir recueilli l'assentiment d'un aréopage de géographes. Afin de tenter de convaincre l'assemblée compétente, il est nécessaire d'approfondir l'exposé des liens entre la limnologie et la géographie.

¹⁴ « Vis à vis de l'une des branches de cette science, en l'occurrence la biologie lacustre, je me perçois moi-même comme un tel profane que je ne pouvais faire autrement que de seulement l'effleurer tout à fait fugitivement dans cet aperçu » (Halbfass, 1923, p. III, en allemand).

¹⁵ « On a voulu faire une science de toutes [les études] touchant les lacs : c'est la *limnologie*, qui s'occupe à la fois des particularités physiques et biologiques » (Martonne, 1929, p. 421).

IV.2. Les chemins d'accès à la recherche en géographie limnologique

Persuadé que la limnologie est une partie de la géographie, et non l'inverse, nous plaidons pour une géographie limnologique plus que pour une limnologie géographique. L'originalité de la démarche mérite une justification.

IV.2.1. Limnologie en géographie

La limnologie, science des lacs créée par le Suisse François-Alphonse Forel, a été définie par son inventeur comme étant « la géographie des eaux [...] des lacs » (Forel, 1892, p. VI). Pourtant, le chercheur vaudois était lui-même professeur d'anatomie ; et l'histoire de la limnologie mondiale, depuis un siècle, a été, selon certains (Mortimer, 1951, Margalef, 1983), celle de l'absence des géographes. Cela est sans doute quelque peu excessif, ou positivement destiné à faire réagir. En Russie, ou encore en Suède, il est des géographes qui ont pris une place en limnologie. Mais il est vrai que cette reconnaissance apparaît surtout quand ils ont adoptés pleinement les méthodes des biologistes, des mathématiciens hydrodynamiciens ou des géologues, quand la géographie a été aspirée par la limnologie. En outre, la géographie française a ses particularités.

De fait, il convenait de réfléchir au contraire à une intégration de la limnologie à la géographie (**fig. 2**). Les changements d'échelles doivent ainsi être au cœur de la réflexion. Nous avons montré (Touchart, 1993, 1994, 1995, 1996b, 1996c, 1998) qu'il convenait d'étudier un lac :

- à l'échelle mondiale : influence de la zone climatique, de la latitude sur son bilan radiatif, influence du cadre géomorphologique structural sur sa cuvette, même si celle-ci est une forme de modelé, etc.
- à l'échelle de son bassin : soumission à son bassin d'alimentation hydrographique, prise en compte de son bassin d'alimentation atmosphérique, par exemple pour les apports de polluants aériens, rétroactions dans un bassin de réception des influences lacustres, microclimatiques, géomorphologiques, biogéographiques tout autour du lac, y compris vers l'amont, détermination du rôle hydrologique du lac sur l'émissaire et des modalités de la décroissance de l'influence lacustre vers l'aval.
- à l'échelle de sa personnalité géographique : l'individualité du lac, son fragile équilibre entre sa soumission au bassin d'alimentation et sa tendance à l'indépendance, le degré de son inertie, son fonctionnement en système, l'écheveau des liens de ce système, la définition de son originalité.
- à l'échelle de la région limnique¹⁶ : création de la notion de région limnique comme étant un volume d'eau possédant une certaine unité et se distinguant des autres volumes du même lac, discussion concernant ses dimensions, relations entre la personnalité du lac dans son ensemble et les critères de découpage régional, entre le fonctionnement de la machine lacustre et celui de ses parties, discussion des différences entre les littoraux et le plein lac, entre les façades, gradient latitudinal dans les grands lacs, rôle des différentes cuvettes, du caractère alvéolaire ou digité de certains plans d'eau, emboîtement de l'individualité de chaque région lacustre dans celle, supérieure, du lac tout entier.

¹⁶ Le terme est sans doute plus clair que celui de région lacustre que nous avons employé dans les travaux précédents, afin de ne pas confondre une portion de lac (région limnique) avec un espace continental constellé de multiples lacs (*lake district* de Hutchinson, 1957, *Seenland* de Penck, 1894, région lacustre), bref de distinguer clairement une région de lac d'une région de lacs, lesquelles ne sont pas du tout à la même échelle.

Fig. 2

L'étude des deux dernières échelles nous a conduit à choisir le volume d'eau comme étant la dimension intégrant toutes les autres. Nous avons détaillé les raisons pour lesquelles nous pensons que l'échelle spatiale d'un lac peut, si besoin est, se résumer à son volume (Touchart, 1999, 2000a et b). L'étagement des processus limniques dans la dimension verticale (gradients biochimiques, seuils verticaux, étagement géomorphologique de la berge, du talus et du plafond, étagement hydrodynamique entre la couche d'Ekman et les masses inertes, étagement hydrophysique entre l'épi- et l'hypolimnion, étagement biogéographique entre la couche euphotique, celle de production, et aphotique, celle de consommation, étagement biophysique entre la couche trophogène et tropholytique, etc.) et la zonation des phénomènes limniques dans un plan horizontal (course du vent, hauteur maximale des vagues, trajet des courants, des gradients thermiques horizontaux, surface d'échange entre l'eau et l'atmosphère, évaporation, condensation, etc.) se fondent dans la notion de volume lacustre, qui exprime l'inertie du lac face aux apports de son bassin (délais de remplacement des eaux, caractères des cycles biogéochimiques, rapport du volume lacustre par les sédiments fournis chaque année, etc.).

Or la notion d'échelle spatiale représentée par le volume lacustre, puisqu'elle implique celle d'inertie, porte en soi le germe d'échelle de temps. Les réflexions sur les échelles de temps nous ont conduit à proposer un rapport entre la formation et la perte de volume pour certains lacs (Touchart, 1994) et à choisir la durée de vie comme étant la dimension temporelle la plus intégrée à la dimension spatiale du volume (Touchart, 1999, 2000a). La durée de vie est liée aux modalités et aux rythmes du comblement sédimentaire, au développement des formes de modelé littoral et à sa plus ou moins grande régularisation. Elle conditionne la progression de l'eutrophisation naturelle, les successions des grandes variations de niveau et de volume dues aux longues fluctuations climatiques traversées. Par le temps de l'isolement à l'intérieur de l'organisme lacustre, elle détermine enfin les possibilités d'endémisme biologique.

De la même manière que des volumes d'eau plus petits, qui forment des régions limniques, composent le lac tout entier en gardant le lien avec la personnalité géographique de l'ensemble, des temps plus courts s'emboîtent dans la durée de vie, notamment sous forme de cycles. Nous avons voulu marquer le croisement des dimensions spatiales et temporelles d'un lac (**fig. 3**) par la création d'un coefficient exprimant le niveau d'importance, l'ordre d'un lac, bref son échelle globale (Touchart, 1999, 2000a).

Le travail sur les échelles, éminemment géographique en soi, contient en outre, dans le cas des lacs, plusieurs caractères spécifiquement géographiques, notamment le fonctionnement du lac en système, qui étudie plus les interrelations entre les phénomènes que les phénomènes eux-mêmes, et la régionalisation. Il conduit aussi à la construction de typologies pour classer les différents lacs de la planète (Touchart, 1996a, 2000a) et à une réflexion sur la définition des divers plans d'eau (Touchart, 1999a, 2000b).

Fig. 3

IV.2.2. Limnologie en hydrologie

Tandis qu'en hydrobiologie, les recherches en lac dominent celles en cours d'eau, cela a toujours été l'inverse en géographie. Or, la prise en compte des rapports de force spatiaux ne devrait pas conduire à la subordination du lac au fleuve.

Le lac est un maillon de la chaîne hydrographique, dominé par ses affluents et dominant lui-même son émissaire, bien qu'il y ait dans les deux cas des rétroactions, en général beaucoup plus faibles (Touchart, 1993), exceptionnellement majeures (Touchart, 1996b). Tant qu'il n'y avait, pour ainsi dire, que des lacs naturels, l'étude des effluents, sauf en certaines régions anciennement englacées, ne s'imposait pas outre mesure. Mais la construction des barrages a été telle au XX^e siècle que les cours d'eau ont été pour beaucoup transformés en une cascade de lacs.

Au moins dans les pays industriels, les cours d'eau sont désormais socialisés et le bouleversement le plus fréquent est bien celui des chaînes de lacs artificiels. En Belgique, en Angleterre, au Pays de Galles ou encore au Danemark, les segments fluviaux régularisés par des barrages représentent plus de 80 % de la longueur totale des cours d'eau (European Environment Agency, 1994, p. 39). La création d'une revue comme *Regulated Rivers* marque en quelque sorte cette prise de conscience.

Bien entendu, les limnologues se plaisent à étudier les cours d'eau affluents, puisque ce sont eux qui déterminent les apports au lac et nombre de ces caractéristiques. Bien évidemment, les potamologues s'intéressent au lac de l'amont, qui constitue le point de départ du nouveau cours d'eau et lui confère ses principaux traits, qui s'amenuiseront vers l'aval. Ils prennent aussi en compte les lacs, comme autant de ruptures dans le profil en long du cours d'eau, ou comme autant de barrières au libre cours du continuum fluvial (Testard, 1995, p. 842). Bref, l'étude couplée des lacs et des cours d'eau existe depuis un certain temps.

Dans la géographie française, les liens sont importants. Mais l'initiative n'est toujours venue que d'un seul sens. Ce sont les potamologues qui ont étudié les lacs, dès l'époque de Pardé (1925). Le fait est que le lac est un écrêteur de crue, comme le Léman pour le Rhône (Bravard, 1987). Le lac peut également être considéré, quand il est artificiel, comme perturbateur du régime hydrologique (Béthemont, 1999), légèrement (débits influencés de Vivian, 1994) ou fortement (débits résiduels de Vivian, 1994). C'est aussi un piège à sédiment. Le lac de barrage bouleverse à la fois l'hydrologie et la géomorphologie du cours d'eau et certaines synthèses géographiques étudient le problème dans sa globalité (Peiry & Marnezy, 2000). Quant à nous, en tant que géographe limnologue, il nous intéressait d'étudier aussi l'émissaire sortant des plans d'eau, afin de réfléchir aux modalités de dégradation des caractères lacustres. Mais, finalement, potamologue faisant de la limnologie ou limnologue faisant de la potamologie, quelle est la différence ?

C'est que nous mettons le lac au centre de notre réflexion, comme moteur et non comme perturbateur. Il semble ancré, en géographie, que le lac est un accident dans le profil en long des cours d'eau, peut-être du fait de l'importance épistémologique de la géomorphologie fluviale. Sans vouloir faire de la provocation, pourquoi ne poserions-nous pas la question de savoir si ce n'est pas le cours d'eau qui est un événement subalterne dans les chaînes lacustres (**fig. 4**) ?

Fig. 4

Déjà à l'état naturel, le volume d'eau instantané contenu dans les lacs, qui est d'environ 230 000 km³, est près de 200 fois plus important que celui de tous les cours d'eau de la planète (1 200 km³, Wetzel, 1983). Avec l'érection de milliers de barrages, l'existence nouvelle de maints lacs artificiels, l'écart s'est encore accentué. A la fin des années 1970, les lacs de barrage de plus de cent hectomètres cubes renfermaient 5 134 km³, soit plus de quatre fois plus que le volume fluvial mondial (Avakân *et al.*, 1980). A cette même date, il y avait déjà plus de 13 000 lacs de barrage de plus d'un hectomètre cube (*id.*) et, à la fin des années 1980, on trouvait dans le monde 40 000 barrages de plus de 15 m de hauteur (Bessière & Londe, 1992). L'armée des Etats-Unis d'Amérique possède à elle seule 783 lacs de barrage, d'une surface cumulée de 27 000 km² (Kennedy & Gaugush, 1988), soit près de 50 fois la superficie du Léman.

Dans de nombreux cours d'eau des pays industriels, les segments fluviaux ont-ils le temps de se remettre de l'influence du lac précédent avant qu'ils n'entrent déjà dans le lac suivant ? Et quels sont les critères les plus reconnaissables de cette domination toujours renouvelée ? Les voies d'accès de la qualité des eaux et de l'évolution des stocks sédimentaires ont justement été choisies pour tenter de répondre à ces questions.

IV.2.3. Synthèse et spécialisation, recherche fondamentale et appliquée

Comme toute science de synthèse, la géographie limnologique doit toujours veiller à prendre du recul et chercher à assimiler les résultats de nombreuses disciplines. Privilégiant les changements d'échelles et l'étude des systèmes, elle nécessite aussi le choix d'une ou deux entrées thématiques, pour lesquelles des mesures sont effectuées et des traitements inédits réalisés. Nous avons pris le parti d'engager notre recherche sous deux angles, la qualité des eaux et la gestion des stocks sédimentaires, menant à un troisième, l'hydrodynamique (**fig. 1**).

La qualité des eaux est abordée par la codirection de deux thèses de doctorat concernant l'eutrophisation (Naoko Ishiguro) et l'oxymétrie thermique (Benoît Savy), ainsi que par des recherches personnelles inédites. Ces dernières font l'objet du dossier scientifique d'HDR.

La gestion des stocks sédimentaires, ainsi que, plus généralement, la géomorphologie lacustre, sont abordées par la codirection de deux thèses de doctorat concernant la sédimentation en lac (Véronique Maleval) et en étang (Matthieu Graffouillère), et par une synthèse personnelle finalisée et publiée sous la forme d'un ouvrage (Touchart, 2000a). Dans celui-ci, notre l'objectif était d'intégrer l'étude de la cuvette à tous les autres éléments constituant l'écosystème lacustre. La constitution de la classification hiérarchisée de l'origine des lacs, proposée à cette occasion, était destinée à montrer l'emboîtement de toutes les échelles lacustres, y compris hydrologiques et biologiques, à partir de la porte d'entrée géomorphologique. Cela a par exemple conduit à privilégier l'existence de la dernière masse d'eau, dans les lacs ayant connu une évolution géologique complexe.

L'hydrodynamique est le point de convergence des deux approches précédentes, par l'intermédiaire des brassages, des courants, des vagues et autres ondes, y compris les seiches internes, des instabilités, des prises en charge, des transports et des dépôts, ainsi que des relations qualitatives entre l'eau et le sédiment. Elle a commencée d'être étudiée à travers les deux angles d'approche choisis, mais doit être considérée, en tant que telle, comme une piste de recherche à développer.

Les aspects tant fondamentaux qu'appliqués sont pris en compte avec un soin égal et il n'a pas été recherché de privilégier l'une plus que l'autre. L'étude fondamentale des lacs et des étangs, la recherche des indicateurs de fonctionnement de l'écosystème lacustre sont développées *infra* dans le dossier scientifique pour la qualité des eaux et dans l'ouvrage de synthèse pour la géomorphologie des plans d'eau (Touchart, 2000a).

L'étude appliquée des lacs et des étangs, la recherche-conseil, les enjeux écologiques et sociaux de la gestion environnementale sont évoquées *infra* dans le dossier scientifique pour ce qui est

de la qualité des eaux. Ils forment aussi l'une des préoccupations majeures de deux thèses, l'une liée au déstratificateur thermique par aération des lacs de la haute Charente (Benoît Savy), l'autre en relation avec les différentes politiques de lutte contre l'eutrophisation (Naoko Ishiguro).

En ce qui concerne la gestion des stocks sédimentaires, les principales préoccupations sont celles des impacts de la vidange des étangs (thèse de Matthieu Graffouillère) et des risques dus à la qualité des sédiments lacustres (thèse de Véronique Maleval). Notre objectif est de déterminer l'emboîtement des mécanismes de sédimentation, pour contribuer à minimiser l'influence des vidanges. Les plans d'eau artificiels sont en effet accusés à ces occasions de détruire les frayères en aval et, plus généralement, de colmater les cours d'eau par leurs dépôts. Le problème est crucial en Limousin, où les lâchers des lacs de barrage sont doublés de ceux des étangs.

Le lac est trop souvent réduit au seul niveau de base local et piège à sédiments provenant du bassin-versant. La prise en compte de l'évolution littorale devrait permettre d'aboutir à une quantification complète des transferts et des dépôts. Le comblement d'origine allochtone a donné lieu, en France, à des estimations réalisées par EDF. Il convient désormais de mesurer l'érosion littorale, le recul effectif des berges, la redistribution, profonde et intercotière, pour déterminer la part autochtone du remplissage sédimentaire et affiner ainsi le bilan général. Les lacs de barrage sont des aménagements humains, à courte durée de vie, dont les gestionnaires veulent connaître l'évolution, qu'ils bouleversent eux-mêmes, notamment par le réengraissement annuel des plages.

Au-delà de la composante physique des recherches, de l'estimation des nuisances réelles, cette étude réclame aussi de déterminer la part du poids culturel en comparaison des siècles passés. L'image parfois négative portée aujourd'hui sur les étangs, par exemple, ne provient-elle pas plus d'un héritage de lutte du XIX^e siècle, tandis que leurs qualités étaient très fortement appréciées auparavant ? Ce genre de questions motive un travail transdisciplinaire, comme celui de l'Equipe d'Accueil « Territoires, Pouvoirs, Sociétés » (direction : Michel Cassan), qui regroupe historiens et géographes de l'Université de Limoges. Initié en juillet 2000 le nouveau programme de recherche « L'Homme et l'étang », offre un cadre dans lequel médiévistes, modernistes, ruralistes, géomorphologues et géographes limnologues mettent en commun leurs expériences et compétences. D'autres collaborations permettent peu à peu de construire et d'enrichir un axe de recherche en limnographie.

IV.3. Le développement d'un axe de recherche en limnographie

Face à l'absence de structure existante en géographie des lacs, tout reste à faire pour faire connaître l'intérêt de la limnographie. Quelques pistes ont été lancées, qu'il est possible de résumer sous forme de tableaux et de figures. Un effort particulier a été mené concernant la formation, la direction et la recherche de stages pour les étudiants ayant choisi de travailler en limnographie. Il a été encouragé tout développement d'initiatives des membres de cet axe d'étude. Notre plus grand plaisir est celui de l'émancipation et de l'acquisition d'un statut permettant de faire évoluer celui d'étudiant.

IV.3.1. Partenariats scientifiques et transferts technologiques

Partenariats internationaux

2000- : Institut Géologique de Hongrie (Magyar Állami Földtani Intezet).

Correspondants : T. Cserny, P. Papp, K. Brezsnýánsky.

Chercheurs de l'axe limnographique : P. Papon.

Eutrophisation par source interne, relations eau-sédiment.

2000- : Université d'Ochanomizu, Japon.

Correspondants : H. Tamiya

Chercheurs de l'axe limnographique : N. Ishiguro.

Hydroclimatologie des lacs.

2000- : Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Suisse.

Correspondants : U. Lemmin (Laboratoire d'Hydraulique).

Chercheurs de l'axe limnographique : L. Touchart.

Courants, seiches internes, température de l'eau.

1999- : Institut de Géographie de Moscou, Académie des Sciences Russe.

Correspondants : B.I. Kočurov.

Chercheurs de l'axe limnographique : L. Touchart.

Modèle périglaciaire et origine des lacs.

1997- : Université de l'Education de Hokkaido (Kusshiro)

Correspondants : A. Toukairin.

Chercheurs de l'axe limnographique : N. Ishiguro.

Banquise lacustre.

1997- : Université Métropolitaine de Tokyo et Université de Nihon, Japon.

Correspondants : S. Horiuchi, Y. Akiba, T. Fujita.

Chercheurs de l'axe limnographique : N. Ishiguro.

Eutrophisation, physico-chimie de l'eau, limnologie générale.

1996- : Institut de la Croûte Terrestre d'Irkoutsk, Section de Sibérie Orientale de l'Académie des Sciences Russe.

Correspondants : G.I. Ovčinnikov, Tržcinskij.

Chercheurs de l'axe limnographique : L. Touchart.

Réactivation du karst par mise en eau des lacs de barrage.

1996- : Institut de l'Energie d'Irkoutsk, Section de Sibérie Orientale de l'Académie des Sciences Russe.

Correspondants : V.A. Savel'ev, L.S. Belâev (Laboratoire des Perspectives en source et en systèmes d'énergie), A.A. Košelev (Laboratoire de la Production énergétique compatible avec l'environnement dans la région baïkalienne).

Programme INCO / Copernicus 1996 Cooperation in Science and Technology with CCE / NIS, 4.2.5
« Small hydro power : low cost and efficient small hydroplants », en collaboration avec les Universités de Lisbonne et Varsovie et l'Institut de l'Architecture de Erevan. Classement « bien », 3^e groupe sur 5.
Chercheurs de l'axe limnographique : L. Touchart.

Impacts des lacs de barrage.

1993- : Institut de Géographie d'Irkoutsk, Section de Sibérie Orientale de l'Académie des Sciences Russe.

Correspondants : L.L. Kalep, L.A. Bezrukov, A.N. Antipov.

Chercheurs de l'axe limnographique : L. Touchart.

Pédologie, protection de l'environnement des bassins-versants lacustres.

1993- : Institut de Limnologie d'Irkoutsk, Section de Sibérie Orientale de l'Académie des Sciences Russe.

Correspondants : V.D. Mac, M.N. Šimaraev, A.G. Gorškov, L.M. Sorokovikova.

Chercheurs de l'axe limnographique : L. Touchart.

Histoire de la limnologie, biogéographie, courants, pollution.

1992- : Institut Forel de Versoix, Suisse

Correspondants : J.-P. Vernet (E.R.), J. Dominik.

Chercheurs de l'axe limnographique : L. Touchart.

Histoire de la limnologie, sédiments.

Stages à l'étranger (L. Touchart):

1996 : à l'invitation de l'Institut de l'Energie d'Irkoutsk

1993 : à l'invitation de l'Institut des Langues Etrangères d'Irkoutsk

Accueil de visiteurs étrangers en France :

1998-1999 : Nadia Blinnikova, maître assistante à l'Institut des Langues Etrangères d'Irkoutsk

Partenariats nationaux

2000- : Ecole des Mines de Fontainebleau

Correspondants : M. Poulain

Chercheurs de l'axe limnographique : L. Touchart.

Température de l'eau, modélisation.

1999- : INSA de Rennes

Correspondants : A. Jigorel

Chercheurs de l'axe limnographique : V. Maleval.

Sédiments.

1987- : Centre de Recherches Géodynamiques de l'Université de Paris VI, Thonon-les-Bains

Correspondants : P. Olive (E.R.), A. Fehri, M. Dray, A. Noir (E.R.).

Chercheurs de l'axe limnographique : L. Touchart.

Isotopes (oxygène-18), phosphore.

1987- : Station d'Hydrobiologie Lacustre de l'INRA, Thonon-les-Bains

Correspondants : G. Balvay, G. Barroin, J.-M. Dorioz, P. Blanc (E.R.), P. Schifflé, R. Gagnaire

Chercheurs de l'axe limnographique : L. Touchart, N. Ishiguro, M. Graffouillère.

Eutrophisation, limnologie générale.

IV.3.2. Partenariats administratifs ou développement d'applications

Partenaires publics :

Conseil Général de la Charente, Mission eau.

Françoise Nicol (Jean-Pierre Arrondeau, 1997, Bruno de Grissac, 1998-1999).

Institution Interdépartementale pour l'Aménagement du Fleuve Charente et ses Affluents.

Rémi Filali.

Chercheurs de l'axe limnographique : B. Savy, L. Touchart, (L. Thibaud, 1996-1998).

Température de l'eau, impact du déstratificateur thermique, modélisation.

Etablissement Public Interdépartemental de la Dordogne.

Guy Pustelnik.

Chercheurs de l'axe limnographique : L. Touchart, (P. Martinez, 1997-1998, C. Roubinet, 1997-1998).

Température de l'eau, simulation, gestion.

Préfecture de la Région Limousin, Direction Régionale de l'Environnement, Service de l'Eau et des Milieux Aquatiques.

Frédéric Gisclard, André Chinn (E.R.), Olivier de Galbert, Patrick Bouillon, M. Moine.

Chercheurs de l'axe limnographique : L. Touchart, V. Maleval.

Impacts des étangs, inventaire des étangs, débits, MES, hydrobiologie.

Conseil Général de la Haute-Vienne et Chéops.

Didier Ladrat, M. Moreau.

Chercheurs de l'axe limnographique : V. Maleval, N. Ishiguro.

Lac de Saint-Pardoux, sédiments, température de l'eau.

Conseil Général de la Haute-Vienne, Direction Développement.

Jean-Marc Legay.

Chercheurs de l'axe limnographique : M. Graffouillère, V. Maleval, L. Touchart, B. Savy.

Vidange de l'étang de la Pouge et incidence sur la réfection du système moine.

Conseil Général de la Haute-Vienne, Direction Développement.

Thierry Gentes

Chercheurs de l'axe limnographique : L. Touchart.

Convention n° 99-39. Suivi thermique en continu de l'étang de la Pouge.

Partenaires privés :

Syndicat des Etangs du Limousin

P. Delalande.

Chercheurs de l'axe limnographique : L. Touchart.

Pêcheurs Actionnaires de l'étang de Cieux

Christian Riboulet, Jean-Claude Matthieu.

Chercheurs de l'axe limnographique : M. Graffouillère, L. Touchart.

Plage de l'étang de Cieux

Christian Riboulet, Bénédicte Bain.

Chercheurs de l'axe limnographique : L. Touchart.

SOCAE, Limoges

Mme Pelletier, M. Gaulard

Chercheurs de l'axe limnographique : L. Touchart, M. Graffouillère.

IV.3.3. Une recherche en équipe

IV.3.3.1. UMR 6042 CNRS

Unité Mixte de recherche 6042, CNRS, Maison de la Recherche, Clermont-Ferrand.
« Géodynamique des milieux naturels et anthropisés », Laboratoire de Géographie Physique.
Direction : Marie-Françoise André¹⁷.

Equipe « Hydrosystèmes et bassins-versants », direction : Jean-Luc Peiry¹⁸.

Groupe de travail « fragilité des milieux fluviaux et lacustres », Nicole Lair :

Synergie entre géographes et hydrobiologistes.

Hydrobiologistes :

Nicole Lair, membre du Comité National de l'Eau, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand
Patricia Reyes-Marchant, Etudes Milieux Aquatiques, Jozerand
Virginie Picard, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand

Géographes :

Laurent Touchart, Université de Limoges
Véronique Maleval, Université de Limoges
Naoko Ishiguro, Université de Limoges
Benoît Savy, Université de Limoges

IV.3.3.2. EA 1086, TSP

Institut National de Recherche sur l'Espace Rural. Direction : Michel Prieur.
Programme INRER « Qualité et protection des milieux ». Responsable : Jean-Claude Bollinger.
Institut Fédératif des Sciences de l'Homme et de la Société. Direction : Jacques Fontanille.
Ecole Doctorale 375 des Sciences de l'Homme et de la Société. Direction : Hélène Pauliat.

Equipe d'Accueil 1086, « Territoires, Sociétés, Pouvoirs », Université de Limoges.

Direction : Michel Cassan.

Programme « L'Homme et l'étang ». Responsables : Michel Cassan et Laurent Touchart.

Axe de recherche en limnographie :

Laurent Touchart, maître de conférences à l'Université de Limoges
Véronique Maleval, doctorante, ATER à l'Université de Limoges
Naoko Ishiguro, doctorante, chargée de cours à l'Université de Limoges
Benoît Savy, doctorant
Matthieu Graffouillère, doctorant, chargé de cours à l'Université de Limoges
Pierre Papon, étudiant, chargé de cours à l'Université de Limoges
Pascal Bartout, professeur agrégé, chargé de cours à l'Université de Limoges
Gaëlle Nion, étudiante.

¹⁷ En 1996, à la date de notre intégration : URA 1542 CNRS, Direction : Yannick Lageat.

¹⁸ En 1996, à la date de notre intégration : Direction : René Neboit-Guilhot.

Laboratoire de cartographie :

Directeur : Philippe Allée, maître de conférences.

Responsable : Farid Boumédiène , ingénieur d'étude.

Synergie avec les limnographes.

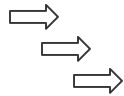
Les relations entre le laboratoire de cartographie de l'EA 1086 et les chercheurs de l'axe de limnographie sont étroites et imbriquées. Après y avoir été formés, plusieurs étudiants limnographes sont, en retour, aujourd'hui chargés de cours en géomatique. Les recherches communes ont conduit à la mise au point de nouvelles techniques (automatisation du calcul automatique de la position de la thermocline) et à d'importantes manifestations scientifiques (Salon *Géoévénement*, Paris, avril 2001). La dynamique insufflée par Farid Boumédiène a été déterminante dans la réussite de ces liens.

IV.3.3.2.1. Matériel, équipement, techniques

Axe de recherche en limnographie

(EA 1086 TSP, Université de Limoges)

Laurent Touchart, Véronique Maleval, Naoko Ishiguro, Benoît Savy,
Matthieu Graffouillère, Pierre Papon, Pascal Bartout, Gaëlle Nion



Barque : équipement de l'EA 1086

Courantomètre : équipement mis à disposition (organisme)

Téledétection : technique

Limnologie générale :

Barque, bouées de balisage, bouées de mouillage, chaînes galvanisées, flotteurs, cordes en polypropylène tressé, matériel de fixation, perche graduée, théodolite, GPS.

Téledétection.

Gestion des stocks sédimentaires :

Sédimentomètres sous-lacustres, pièges à sédiment d'étang, benne de Lenz, tarière, tamis, unité de filtration, pompe à membrane, fiole de Woulff, tube Novosil.

Benne d'Ekman (Umr 6042 Cnrs Clermont-Ferrand), microgranulomètre laser (Insa Rennes), microscope électronique à balayage (Ccmeb Université Rennes), microscope optique polarisant (Diren Limoges).

Dendrochronologie (Lrge Université Lyon II).

Qualité des eaux :

Thermomètres subaquatiques électroniques à sonde externe, thermomètres subaquatiques électroniques à sonde interne, oxymètre à sonde grande profondeur, pHmètre, conductivimètre, disque de Secchi.

Spectrophotomètre de masse (Shl Inra Thonon).

Traçage isotopique à l'oxygène-18 (Crg Thonon).

Hydrodynamique :

Moulinet à hélice, flotteurs pondérés, échelles limnimétriques, anémomètre.

Courantomètre à champ magnétique (Diren Limousin).

IV.3.3.2.2. Directions de recherches en limnographie¹⁹

Co-directions de thèse (dir. B. Valadas)

Ishiguro N., inscription 2000, *La qualité de l'eau des lacs japonais et français : l'exemple du Biwa, du Léman et de lacs de barrage des régions de Tokyo et Limoges*. Univ. Limoges.

Graffouillère M., inscription 2001, *Le fonctionnement des plans d'eau : le cas des étangs-lacs*. Univ. Limoges.

Maleval V., inscription 1998, *Le fonctionnement lacustre d'un réservoir hydrique : le lac de Saint-Pardoux (Limousin)*. Univ. Limoges.

Savy B., inscription 2000, *Les lacs de la haute Charente : étude hydrophysique*. Univ. Limoges.

Directions de DEA

Bartout P., inscription 2001, *Les étangs limousins : inventaire et typologie*. Univ. Limoges, mémoire de DEA en géographie.

Graffouillère M., 2001, *Les deltas d'étang, une étude limnologique à différentes échelles*. Univ. Limoges, mémoire de DEA en géographie, 96 p.

Guérin C., 2000, *Les logiques d'aménagement en Brenne : rôle des pratiques et des aménagements hydrauliques dans la modification de l'écoulement des eaux de la chaîne du Gabriau*. Univ. Limoges, mémoire de DEA en géographie, 117 p. Co-dir. B. Valadas.

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.

Papon P., inscription 2001, *Les grands plans d'eau peu profonds, étude comparée de lacs-étangs et d'étangs-lacs en Hongrie et Limousin*. Univ. Limoges, mémoire de DEA en géographie.

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.

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.

¹⁹ Seules les directions concernant la géographie des lacs et des étangs ont été inscrites dans le corps du texte. Nous avons cependant toujours tenu à guider des travaux très variés et incité les étudiants à effectuer des recherches enrichissantes à l'étranger, notamment dans les matières dont nous assurions les enseignements en Deug (géographie humaine tropicale et géographie régionale de la Russie et de l'Asie). Il nous a semblé que cette ouverture était utile aux étudiants et indispensable au parcours d'un maître de conférences. Parmi les directions non limnographiques, il est possible de citer :

Blinnikova N., 1999, *Etude comparative du chômage en Limousin (France) et dans l'oblast d'Irkoutsk (Russie)*. Univ. Limoges, mémoire de DEA en géographie, 95 p.

Brunot B., 2000, *L'effet polarisant de la Vienne sur l'agglomération de Limoges*. Univ. Limoges, mémoire de maîtrise en géographie, 168 p. Co-dir. N. Bernardie.

Doudet F., 1999, *Un village dans la ville : exemple de ban Mixay à Vientiane (Laos)*. Univ. Limoges, mémoire de maîtrise en géographie, 156 p. Co-dir. G. Pestana.

Duban S., 1998, *Une approche des impacts de la transition post-communiste sur la problématique environnementale dans la région transfrontalière de la Bohême du nord-ouest (République Tchèque)*. Univ. Limoges, mémoire de maîtrise en géographie, 253 p.

Marthon C., 1998, *L'industrialisation ou histoire et géographie industrielle du bassin de Tulle XIXe – XXe siècles*. Univ. Limoges, mémoire de maîtrise en géographie, 64 p. Co-dir. F. Ogé.

Directions de maîtrise

- Alapetite F., 1997, *Le Pays des Trois Lacs : étude des facteurs géographiques favorables à l'implantation des trois barrages et les répercussions de ces ouvrages sur le milieu naturel*. Univ. Limoges, mémoire de maîtrise en géographie, 161 p.
- Graffouillère M., 2000, *Etude limnologique et hydrologique de trois étangs de la région de Cieux*. Univ. Limoges, mémoire de maîtrise en géographie, 91 p.
- 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.
- Nion G., inscription 2001, *Evaporation et transparence dans les étangs limousins*. Univ. Limoges, mémoire de maîtrise en géographie.
- Papon P., 2001, *Sédiments et eutrophisation en plan d'eau peu profond : la baie de Keszthely du Balaton*. Univ. Limoges, mémoire de maîtrise de géographie, 95 p.
- Rebérac S., 1998, *L'Etang de la Pouge : étude géomorphologique et hydrologique*. Univ. Limoges, mémoire de maîtrise de géographie, 111 p. + 23 p. d'annexes.
- Roubinet C., 1998, *Etude préalable à la mise en place d'un programme d'action et de gestion intégrée sur le bassin versant de la Vézère*. Univ. Limoges, mémoire de maîtrise en géographie, 188 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.
- Thybaud L., 1997, *Le barrage de Lavaud, étude géomorphologique et hydrologique*. Univ. Limoges, mémoire de maîtrise de géographie, 85 p.
- Vigier-Lafosse N., 1999, *Le problème de l'eau au Proche-Orient : la maîtrise de l'eau dans une région syrienne, le Qalamoun*. Univ. Limoges, mémoire de maîtrise en géographie, 83 p.

IV.3.3.2.3. Liste des publications

Ouvrages scientifiques :

- Touchart L. (2000) *Les lacs, origine et morphologie*. Paris, L'Harmattan, 210 p.
- Gautier E. & Touchart L. (1999) *Fleuves et lacs*. Paris, Armand Colin, collection « Synthèse », 96 p.
- Létolle R. & Touchart L. (1998) *Grands lacs d'Asie*. Paris, L'Harmattan, 232 p., ouvrage récompensé par le prix Francis Garnier de la Société de Géographie.
- Touchart L. (1998) *Le lac Baïkal*. Paris, L'Harmattan, 240 p.

Articles et notes scientifiques dans des revues à comité de lecture :

- Touchart L. (2001) « Der tägliche und jahreszeitliche Einfluss kleiner Wasserflächen auf die Temperatur von Wasserläufen am Beispiel des Sees Theil im Limousin » *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 45(5) : 194-200.
- 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.
- Touchart L. (2000) « Qu'est-ce qu'un lac ? » *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 77(4) : 313-322.
- Touchart L. (1999) « La température de l'eau en Limousin » *Norois*, 46(183) : 441-451.
- Touchart L. (1999) « L'Angara » *Acta Geographica*, 171(119-1494) : 5-20.
- Touchart L. & Ishiguro N. (1999) « Les lacs japonais » *Annales de Géographie*, 108(606) : 115-133.
- Dussart B. & Touchart L. (1998) « André Delebecque et le centenaire de la limnologie française » *Annales de Géographie*, 107(602) : 446-453.
- Touchart L. & Torgachova E. (1998) « Khabarovsk » *L'Information Géographique*, 62(2) : 75-84.
- Touchart L. (1996) « Le Baïkal » *Annales de Géographie*, 105(589) : 235-256.
- Touchart L. (1996) « Le Koussougol, un Atlantique lacustre » *Norois*, 43(170) : 323-337.
- Touchart L. (1996) « Les lacs dans le cycle physique et anthropique de l'eau : essai de typologie » *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 73(2) : 108-118.
- Touchart L. (1995) « Irkoutsk » *L'Information Géographique*, 59(4) : 133-142.
- Touchart L. (1995) « La pollution du Baïkal » *Norois*, 42(167) : 465-478.
- Touchart L. (1994) « La limnologie russe » *Annales de Géographie*, 103(580) : 651-654.
- Touchart L. (1993) « La machine lacustre : l'exemple du Léman » *Annales de Géographie*, 102(573) : 449-471.
- Touchart L. (1992) « Limnologie et géographie des lacs en 1992 » *Annales de Géographie*, 101(565) : 331-335.
- Touchart L. (1992) « 1992, l'année François-Alphonse Forel » *Annales de Géographie*, 101(565) : 319-321.

Publications ou résumés de communications à des colloques internationaux :

- Touchart L. (2001) « La température de l'eau en Limousin et Angoumois : études d'effet et aménagement du territoire », CD-Rom des Actes du Colloque International « Hydrosystèmes, paysages, territoires », Lille, 6-8 septembre 2001, accepté.
- Ishiguro N., Kajiwara 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. Publication acceptée in *Verhandlungen internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*.
- Touchart L. (2000) « 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. (1999) « 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. (1999) « 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. (1995) « 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.

Participations à des manuels d'enseignement du secondaire :

- Touchart L. (1998) « La Russie : atouts et contraintes d'un Etat-continent » et « La Russie : un territoire à recomposer » in Ciattoni A., dir., *Géographie terminale*. Paris, Hatier, 350 p., chapitres 20 & 21 : 280-293 & 294-305 + chapitres 20 & 21 in *Guide pédagogique*, 46 p. : 37-40 + transparents 15 & 16 pour rétroprojecteur + « Les transports et les tensions liées aux transports en Russie » et « La ville de Nijnévartovsk au cœur du Troisième Bakou » in *Livret d'exploitation, transparents documents*, 32 p. : 26 & 27.
- Touchart L. (1997) « Le lac Baïkal » in Jouant-Lafont V. & Kovalenko F., *Reportage 2*. Paris, éd. Librairie du Globe, manuel de russe 2^e-3^e année, 160 p. : 117.

Articles de vulgarisation grand public :

- Touchart L. (1997) « La vérité sur la pollution du Baïkal » *Bulletin Eurcasia*, 23 : 5-6.
- Touchart L. (1997) « L'énigme de la vie dans le Baïkal » *Bulletin Eurcasia*, 21 : 2-3.
- Touchart L. (1997) « Le Baïkal, le maître des lacs » *Bulletin Eurcasia*, 20 : 1-2.

Internet :

- Touchart L. & Maleval V. (2000) « Lacs et étangs » in site de l'Association des Professeurs d'Histoire et Géographie, www.inext.fr/abonnes/aphglim/Cyberguide

Liste des publications et communications à des colloques des doctorants
Axe de recherche en limnographie
EA 1086 TSP, Université de Limoges

- Maleval V. (soumis) « La sédimentation dans le lac artificiel de Saint-Pardoux (Massif d'Ambazac, Limousin) » *Géomorphologie*.
- Ishiguro N. (2001) « Suwa ko no Omiwatari i kiroku no kikou fukugen shiryō toshiteno kinshitsusei » *Chirigaku hyoron*, ser. A, 74(7) : 415-423.
- Ishiguro N., Kajiwara 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. Publication acceptée in *Verhandlungen internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*.
- 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.
- Touchart L. & Maleval V. (2000) « Lacs et étangs » in site de l'Association des Professeurs d'Histoire et Géographie, www.inext.fr/abonnes/aphglim/Cyberguide
- Maleval V. (2000) « L'évolution des rivages des lacs de barrages artificiels. L'exemple du lac de Saint-Pardoux en Limousin, France » *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. : 70.
- Maleval V. (1999) « L'évolution des rivages des lacs de barrages artificiels. L'exemple du lac de Saint-Pardoux en Limousin, France » *Norôis*, 46(183) : 453-464.
- Touchart L. & Ishiguro N. (1999) « Les lacs japonais » *Annales de Géographie*, 108(606) : 115-133.
- Mikami T. & Ishiguro N. (1998) « Suwa ko keppyo kiroku kara mita kako 550 nen-kan no kikou hendo » *Kisho kenkyu note*, 191 : 73-83.

DOSSIER SCIENTIFIQUE

INTRODUCTION

La température de l'eau, voie d'accès privilégiée à une géographie des lacs et une limnologie des eaux continentales

« On se jette avec volupté dans l'eau glacée. [...] Puis le froid vous saisit, vous étreint de plus en plus et, d'un élan, vous allez rejoindre la rive pour rappeler en vous la chaleur de la vie et jouir de votre vigueur accrue.
O lacs aimés des Pyrénées »

(Elisée Reclus, 1869, *Histoire d'un ruisseau*. Rééd. 1995, p. 134)

« La stratification thermique, qui résulte du réchauffement solaire, est l'événement physique le plus important du cycle annuel d'un lac et domine la plupart des aspects de la structure lacustre »

(A.J. Horne & C.R. Goldman, 1994, *Limnology*. p. 47, en anglais).

« L'intérêt considérable des limnologues pour le régime thermique des plans d'eau et la classification thermique des lacs est non seulement due au fait que tous les processus se produisant dans les lacs sont directement ou indirectement liés à la température de l'eau, mais aussi à l'avis unanime selon lequel la température de l'eau se trouve être le paramètre critique de toute l'écologie »

(N.P. Smirnova, 1993, *Teoretičeskie voprosy klassifikaciâ ozer*. p. 35, en russe)

- Le souffle inspiratoire du chantre de la géographie ? L'égérie du poète de la terre et des eaux ? – Le froid glacial d'un miroir d'eau de haute montagne. – La recherche indispensable au rigoureux biologiste ? L'étude utile entre toutes au sévère limnologue ? – Encore une fois le degré de chaleur du lac.

La température est le caractère le plus géographique du plan d'eau, car il n'est pour ainsi dire aucun trait qui ne lui soit associé. Pour le géographe, qui privilégie les changements d'échelles et l'étude des systèmes, il est le facteur d'entrée idoine dans l'écheveau des interrelations. C'est aussi la température de l'eau qui conditionne la différenciation spatiale de tout lac, détermine la répartition géographique des éléments minéraux et des organismes vivants, ainsi que son évolution dans le temps.

La température est le caractère le plus limnologique du réseau hydrographique, car il n'est pour ainsi dire aucun trait qui ne montre autant l'opposition entre les eaux stagnantes et courantes. Hiérarchisé, le degré de chaleur conforte la domination des plans d'eau sur les cours d'eau.

La température est, au moins en Limousin, le foyer concentrant les plus vives polémiques quant à l'effet des étangs et des lacs sur les cours d'eau. Seuls les lâchers sédimentaires, lors des vidanges, peuvent momentanément lui ravir la place dans le débat, mais ils sont ponctuels, abandonnant de nouveau à la chaleur de l'eau le premier rang de la controverse. Hors l'ouest de la France, la température lacustre reste l'une des préoccupations mêlant le plus recherche fondamentale et appliquée, proposition scientifique et demande sociale.

Fig. 5

I. La température de l'eau, voie d'accès privilégiée à une limnologie géographique

Représentant pratiquement à elle seule la limnologie physique²⁰, la température de l'eau est liée à tous les autres traits de fonctionnement de la machine lacustre et elle en conditionne une bonne part. Sa connaissance permet donc une étude géographique complète (**fig. 5**).

La température de l'eau est liée à la géomorphologie.

Les incidences de la température de l'eau sur les formes de relief ont une certaine importance.

Primo, la viscosité de l'eau est d'autant plus élevée que la température est froide. Le « coefficient de Poiseuille » (Dussart, 1992, p. 24) diminue fortement avec l'augmentation de la température, perdant déjà la moitié de sa valeur entre 0 et 25°C. A débit égal, une eau froide, plus visqueuse et plus dense, est susceptible de transporter plus de matières en suspension (Straub, 1954, p. 19, Colby *et al.*, 1965, p. 2). A l'inverse, un accroissement de la température de l'eau conduira à augmenter la sédimentation et les phénomènes de dépôts (Parker & Krenkel, p. 19).

Secundo, la baisse de la température de l'eau accroît la solubilité du gaz carbonique. Or une eau chargée en dioxyde de carbone est plus agressive envers le calcaire. La dissolution, la karstification effectuée par les cours d'eau, le creusement de canyons dépendent de la température de l'eau, de même que la formation de visières ou de niches basales dans les falaises lacustres calcaires.

Tertio, la vitesse de l'hydrolyse sur les roches cristallines et métamorphiques est directement proportionnelle à la température de l'eau. Selon la loi de Van't Hoff, celle-là est multipliée par 2,5 à chaque fois que celle-ci augmente de 10°C. L'altération des granites, leur arénisation, la formation de certaines argiles dépendent en partie de la température de l'eau.

En retour, la géomorphologie influence, dans certains cas, la température de l'eau, bien que cette réciproque soit plus faible que l'action-mère. En cours d'eau, il en est ainsi de la pente et de la forme du chenal, qui, par les forces de frottement induites, sont susceptibles de réchauffer très légèrement les eaux courantes (cf. chap. II). En lac, la position de la plate-forme littorale et du talus immergé provoque des phénomènes comme la barre thermique (Forel, 1895) et des mouvements particuliers au contact de la thermocline et du talus sous-lacustre (Thorpe, 1998, Lemmin *et al.*, 1998), (cf. chap. III).

La température de l'eau a de très importantes conséquences physico-chimiques et hydrodynamiques.

Elles sont fondées sur deux points : d'une part les relations directes entre la température et un certain nombre de phénomènes physiques ou de réactions chimiques, d'autre part l'influence de la stratification thermique sur l'hydrodynamique, donc le blocage des échanges de gaz ou d'éléments chimiques à l'intérieur de l'eau ou entre l'eau et le sédiment.

Parmi les relations directes entre température et physico-chimie, le fait que la baisse de la température augmente la solubilité d'un certain nombre de gaz, comme l'oxygène et l'azote, est sans doute le plus important. La saturation absolue en oxygène dépend avant tout du degré de chaleur de l'eau (tables de Truesdale *et al.*, 1955, Mortimer, 1981) et ce lien a évidemment d'innombrables incidences chimiques et biologiques, tant dans les cours d'eau que dans les lacs (cf. II).

²⁰ « La limnologie physique étudie les processus qui produisent ou modifient la stratification thermique et le mouvement de l'eau dans un lac » (Lemmin, 1999, p. 55).

On pourrait citer, au milieu de multiples autres exemples, le cas de la fixation de l'azote atmosphérique par des organismes vivants. En plan d'eau, cette possibilité est le fait des Cyanobactéries. Or le phénomène est multiplié par plus de trois à chaque fois que la température de l'eau augmente de 10 °C (Labroue *et al.*, 1995).

Parmi les conséquences indirectes entre température et physico-chimie, l'intermédiaire de l'hydrodynamique est essentiel.

Dans les lacs, les différences de température provoquent des différences de densité des masses d'eau, qui se superposent donc les unes aux autres. Cela conduit à une stabilisation de la tranche d'eau et à une impossibilité des échanges verticaux et des mélanges. Les gaz de surface, comme l'oxygène, ne peuvent se répartir en profondeur, les calories restent confinées au sommet de la tranche d'eau, les substances nutritives issues des sédiments de fond ne peuvent remonter vers la surface et être consommées. A l'inverse, l'épaisseur plus ou moins grande d'une couche de même température permet les échanges, facilite les forçages externes, le passage des éléments dissous et des gaz de l'atmosphère à l'eau et de l'eau à l'eau.

Dans les lacs et les étangs, c'est la température qui est le grand moteur du mouvement ou de l'absence de mouvement vertical de l'eau. Elle détermine donc le fonctionnement trophique de l'ensemble du plan d'eau.

Le caractère oxydé ou réduit des sédiments, les échanges entre l'eau et les sédiments, la fixation ou le relargage de nutriments ou de substances toxiques par les particules fines, l'entrée ou non d'un certain nombre d'éléments dans la chaîne trophique dépendent ainsi de la structure thermique, qui permet ou empêche les relations verticales.

Il faut ajouter que la couche superficielle susceptible d'être emportée par les courants de dérive, la couche d'Ekman, voit ses caractéristiques liées à l'épaisseur et à la stabilité de la couche peu dense pour des raisons thermiques, l'épilimnion (cf. chap. III). Les cellules de Langmuir, ces courants hélicoïdaux aux axes parallèles au vent et alternativement convergents et divergents, sont elles aussi en relation avec la température de l'eau (Farmer *et al.*, 1998). Les mouvements et les échanges horizontaux dans les plans d'eau dépendent donc également, via le travail du vent, de la structure thermique.

Au-delà de ces influences indirectes sur la biologie, la température de l'eau détermine aussi sans intermédiaire maints traits de la vie des cours d'eau et des plans d'eau.

Le premier ensemble est celui du fonctionnement anatomique des organismes vivants, le second celui de leur répartition spatiale.

La physiologie des plantes et des animaux aquatiques est largement conditionnée par la température de l'eau.

Hormis les mammifères et autres oiseaux concernés par les lacs, les étangs et les cours d'eau, les organismes aquatiques sont à sang froid, ou, plus scientifiquement, poïkilothermes²¹. La température de leur corps, donc leur activité, dépend de celle de l'eau. La vie n'est possible qu'à l'intérieur d'une certaine valence thermique, qui est l'espace de tolérance borné par deux températures létales. Le dépassement de ces dernières provoque la mort directe des organismes (Brett, 1956).

Emboîté dans l'espace de tolérance thermique, il existe un intervalle de normalité, ou de compatibilité, thermique, à l'intérieur duquel les principales fonctions de l'organisme s'effectuent

²¹ Etymologiquement « de chaleur variable », qu'on écrit aussi « poïkilotherme ».

correctement, notamment la croissance. La taille atteinte lors des différents stades de développement²² ainsi que le poids final dépendent de la température (Saltveit, 1990). Le temps qui s'écoule entre chaque stade se réduit en général avec l'augmentation de la température (en restant dans l'intervalle de compatibilité), parfois le nombre lui-même de stades, comme chez certaines larves de libellules (Mathavan, 1990). Pour la durée de chaque stade, ou pour l'ensemble du développement et la taille finale, les corrélations entre la croissance des organismes biologiques et la température de l'eau peuvent se fonder sur « la constante de développement » (Angelier, 2000, p. 75) ou « loi de sommation de la chaleur » (Harper, 1995, p. 384). Il s'agit du nombre de degrés-jours pendant lesquels la température est au-dessus du seuil de croissance. Ainsi, le poids des brochets âgés de quatre ans dans le lac Windermere est remarquablement proportionnel aux degrés-jours supérieurs à 14 °C (Frost & Kipling, 1967, cités par Gerdaux, 1995).

A l'extérieur de l'intervalle de normalité thermique, tout en restant à l'intérieur de la valence, l'activité existe, mais elle est freinée ou gênée. Ralenti, ou momentanément stoppé, le développement fait une pause : c'est la quiescence. Il reprendra dès que la température rentrera dans l'espace de compatibilité. L'activité peut aussi être dérangée sans profiter de la dormance. Cela signifie que, même sans atteindre les températures létales, s'en approcher suffit à affaiblir les organismes vivants, les rendre plus vulnérables aux maladies (Burrows, 1967, Brooker, 1981), ou aux prédateurs (Theurer *et al.*, 1982). Dans cet espace de résistance (Angelier, 2000), ou de croissance perturbée (Dajoz, 1985), la proportion des individus fragilisés à l'intérieur du groupe augmente au voisinage des températures létales. La mortalité domine et elle fait baisser la population.

Emboîté dans l'espace de normalité thermique, un intervalle de température permet la reproduction. Chez les invertébrés de cours d'eau (Richardot-Coulet & Greenwood, 1993) comme ceux de lac (Harper, 1995), le nombre de cycles reproductifs par an (le voltinisme), quand il n'est pas défini génétiquement, la proportion des œufs éclos par rapport à ceux pondus, le moment de l'éclosion des œufs (Crisp, 1981, 1988) sont autant de facteurs qui dépendent du degré de chaleur de l'eau. Chez certains vers, comme les Turbellariés, les seuils thermiques peuvent provoquer des changements plus complexes, par exemple le remplacement de la reproduction sexuée par la reproduction asexuée (Angelier, 2000).

Outre celle des invertébrés, la température de l'eau détermine également la période de reproduction des poissons²³. La tanche, par exemple, ne se reproduit pas dans des eaux de moins de 20 °C, la carpe, dans des eaux de moins de 18 à 20 °C (Trotignon, 2000). L'efficacité de la fertilisation dépend d'un certain nombre de facteurs, notamment la motilité du sperme, laquelle dépend directement de la température de l'eau, comme l'ont montré les expériences conduites en Suède sur les saumons et les truites (Vladić, 2001). Il faut aussi compter avec le temps d'incubation des œufs de poisson, qui tend, pour la plupart des espèces, à se réduire au fur et à mesure que la chaleur de l'eau s'accroît, phénomène bien connu en étang et des professionnels de la pisciculture²⁴.

²² Par exemple, « chez la grenouille rousse (*Rana temporaria*), la longueur du corps à la métamorphose est de 11 mm lorsque le têtard se développe à 22 °C, 17 mm lorsqu'il se développe à 10 °C » (Angelier, 2000, p. 76). Quant à la transformation des jeunes saumons accompagnant leur adaptation et leur passage de la vie dulçaquicole à la vie marine, la smoltification, elle est avant tout contrôlée par la température de l'eau. « Parmi les différents facteurs de croissance biotiques et abiotiques, il faut souligner le rôle prépondérant de la température. [...] Une température de croissance optimale [...] se situe en élevage à 8 °C pour les très jeunes alevins, alors qu'ultérieurement une température supérieure, tout en restant inférieure à 18 °C, favorisera une croissance plus rapide. L'activité nutritionnelle ne se manifesterait de façon significative qu'entre 5 et 20 °C, avec un optimum entre 13 et 16 °C. [...] Dans les conditions naturelles, une température minimale de 8 à 10 °C est nécessaire pour que s'engage le processus de smoltification » (Cohendet, 1993, pp. 56-57).

²³ « Un ensemble de variables environnementales détermine le moment exact (longueur de jour, température de l'eau, intensité de crue) et le lieu de reproduction (vitesse du courant, nature du fond et/ou de la végétation, profondeur et largeur du chenal) » (Roux & Copp, 1993, p.162).

²⁴ « Dans une eau à 15°, l'éclosion des alevins de carpe n'intervient qu'au bout de 10 jours, alors que le temps nécessaire à l'incubation se réduit à 5 jours dans une eau à 18-19° et à moins de 2 jours dans une eau à 30° » (Trotignon, 2000, p. 14).

Fig. 6

Ces trois espaces emboîtés, les intervalles thermiques de tolérance, de normalité et de reproduction, peuvent être assez larges, dans le cas des organismes eurythermes, ou au contraire réduits, chez les sténothermes (**fig. 6**).

Enfin, au cœur de l'intervalle interne se trouve un optimum thermique.

Sur un graphique représentant l'activité²⁵ de l'organisme vivant en ordonnées et la température en abscisses, la courbe part de zéro en y, qui correspond à la température létale inférieure en x. L'activité s'accroît avec la température, laquelle passe par le seuil inférieur de normalité en x, puis la température inférieure de reproduction. L'activité maximale est atteinte en y pour la température préférentielle en x. Puis l'activité redescend pour une température continuant de croître, cette dernière passant par la température reproduction supérieure, puis celle de normalité supérieure. L'activité atteint de nouveau zéro en y au niveau de la température létale supérieure en x.

Mais la courbe n'est jamais symétrique. Chez la plupart des organismes, l'ensemble est décalé vers la température létale supérieure. La courbe d'activité de l'organisme monte donc lentement (linéairement, exponentiellement ou avec des paliers, **fig. 6**) entre la température létale inférieure et le préférendum thermique, mais descend brutalement entre ce dernier la température létale supérieure (Angelier, 2000).

Les seuils thermiques varient selon les groupes taxonomiques. Par exemple, la température létale supérieure des Cyanophycées dépasse 70 °C, mais elle est de 50 °C chez les crustacés d'eau douce (Brock, 1975 in Ramade, 1991). Parmi chaque famille, les seuils thermiques diffèrent selon les genres et les espèces. A l'intérieur de l'espèce, ils ne sont pas les mêmes selon les individus et, chez chacun d'entre eux, selon les périodes de la vie, les écophases (Taylor, 1988). A l'intérieur même de l'année, le même individu connaît une température létale supérieure plus élevée en été en hiver. Cela conduit à la notion de choc thermique, qui est l'une des grandes préoccupations concernant l'influence des plans d'eau artificiels sur les cours d'eau (cf. II).

En effet, le caractère brutal des variations thermiques, la fréquence des écarts et leur amplitude comptent souvent plus que la valeur de température finalement atteinte. C'est du moins le cas chez les eurythermes, comme le poisson-chat. Si le temps d'acclimatation est suffisamment long, si la vitesse de changement de température est assez lente²⁶, les seuils thermiques, optima et létaux, peuvent être repoussés. Par exemple, « chez le gardon, la température létale supérieure augmente de 1 °C chaque fois que la température d'acclimatation croît de 3 °C » (Ramade, 1991, p. 311). Mais les sténothermes, comme les Salmonidés, ne possèdent pas cette capacité (Angelier, 2000, p. 74).

Les variations thermiques jouent un rôle essentiel dans les possibilités de dépérissement ou les problèmes de la reproduction et ont souvent fait l'objet d'études fluviales en aval de lacs de barrage (Brooker, 1981, Crisp, 1987, cf. II). Elles sont ainsi souvent associées aux perturbations anthropiques. Pourtant, à l'intérieur même des lacs naturels, les brusques écarts thermiques dus à des phénomènes météorologiques font aussi de fréquents dégâts. Ainsi, dans le Léman, la perche pond au mois de mai, alors que la stratification thermique est encore fragile. Il suffit que la bise vienne à souffler du nord pour briser la barrière thermique et forcer la chaleur superficielle à se propager sur les frayères, où la mortalité des œufs est alors considérable (Gerdaux, 1995, p. 399).

²⁵ L'activité est concrètement mesurée par la consommation d'oxygène par unité de temps.

²⁶ Dans les expériences en laboratoire, on entend par variation lente de température un écart de 1 °C par jour (Angelier, 2000, p. 73)

La répartition géographique des plantes et des animaux aquatiques est largement conditionnée par la température de l'eau.

A petite échelle cartographique, la distinction entre les zones et les domaines biogéographiques des eaux continentales tient en grande partie à la température de l'eau. Les lacs tropicaux se caractérisent ainsi par la fréquence des radeaux végétaux (Rougerie, 1993, p. 160). En outre, les oppositions existant dans les rythmes et la durée des périodes de stratification thermique et de brassage conditionnent la vie et la répartition des organismes aquatiques. Or ces contrastes reflètent pour beaucoup les zones et domaines climatiques, eux-mêmes fondés sur les températures. Cependant, à cette échelle géographique, d'autres facteurs prennent une importance considérable, comme la différence entre les lacs salés et ceux d'eau douce. Cela conduit à l'ordre de grandeur de l'organisme hydrologique lui-même, car c'est là que la prédominance du degré de chaleur de l'eau s'exerce en fait avec le plus de force.

A grande échelle cartographique, du fait des liens qui unissent la température avec la pénétration de la lumière dans l'eau, ou encore avec la vitesse critique de nage de certains poissons (Heggenes & Traaen, 1988, Valentin, 1997), la zonation biologique des cours d'eau et la notion de continuum fluvial dépendent en partie du degré de chaleur de l'eau. La distribution spatiale des organismes vivant à l'intérieur des plans d'eau est aussi en grande partie issue de la température.

De l'un à l'autre, de la rivière au lac, l'obstacle est aujourd'hui souvent le barrage... et le lien l'échelle à poissons. Or la température de l'eau constitue l'un des paramètres majeurs déterminant la vitesse maximale du courant, contre laquelle telle espèce est capable de lutter pour franchir la passe. Par exemple, pour une distance à parcourir de moins de 10 m, la vitesse du courant dans la passe ne doit pas dépasser 2,5 m/s si la température de l'eau est de 5 °C. Mais si le degré de chaleur est monté à 15 °C, on peut se permettre une vitesse de courant de 4,25 m/s (Larinier, 1985). Ces seuils sont repris sur l'Allier (Cohendet, 1993, p. 268) et la Vienne (Faure, 2001).

Les critères classiques de zonation écologique longitudinale des cours d'eau, fondés sur la répartition des poissons, étaient la vitesse du courant et le débit (règle des pentes de Huet, 1946, 1949, travaux d'Illies, 1955, 1961, Illies & Botosaneanu, 1963). Le concept de continuum fluvial (Vannote *et al.*, 1980) a élargi les conditions prises en compte, notamment concernant la production primaire et les invertébrés, souligné la dépendance entre l'amont et l'aval, les relations entre le cours d'eau et sa vallée, sa plaine alluviale, sa nappe. La pénétration de la lumière a certainement une influence prépondérante²⁷ (Descamps & Naiman, 1989). Mais il est clair que la température joue aussi un grand rôle dans cette zonation et dans la dynamique spatiale de celle-ci, les variations étant notamment sensibles dans les échanges thermiques avec les eaux souterraines (Lenk & Saenger, 2000).

Les communautés végétales de la partie la plus amont des cours d'eau, fixées à la surface éclairée des pierres²⁸, connaissent une productivité « limitée par l'ombrage dû aux arbres des rives et aux températures de l'eau qui demeurent relativement basses en été » (Large *et al.*, 1993, p. 111). La destruction des ripisylves, qui augmente l'amplitude thermique diurne de l'eau (Brown, 1969), bouleverse les conditions biologiques. A l'inverse, certaines macrophytes recherchent les sources

²⁷ « Dans nos régions tempérées, les boisements riverains fournissent de grandes quantités d'apports nutritifs (sous forme de débris végétaux) aux cours d'eau de l'amont, mais l'ombre du rivage s'oppose à la pénétration de la lumière et réduit les possibilités de production primaire autochtone. Ces ruisseaux de l'amont sont dits hétérotrophes pour souligner que la plus grande part de leurs ressources nutritives proviennent de milieux qui leur sont extérieurs. Dans les rivières moyennes, une plus grande largeur, jointe à une profondeur encore faible, permet une bonne pénétration de la lumière jusqu'au fond, rendant possible l'existence d'un développement végétal composé de périphyton (micro-algues fixées au substrat) et de macrophytes (plantes aquatiques enracinées pouvant former des herbiers). Les apports allochtones sont relativement moins abondants. Ces cours d'eau sont dits autotrophes. Enfin, les grands fleuves de l'aval voient un retour aux conditions d'hétérotrophie, la turbidité des eaux diminuant la pénétration de l'éclairement en profondeur » (Descamps & Naiman, 1989, p. 316).

²⁸ d'où leur nom de périlithon.

chaudes (Calow & Petts, 1992). Dans tous les cas, le rapport de production est soumis à la température de l'eau (Cummins, 1979). La répartition des invertébrés est liée elle aussi à la température (Hynes, 1970). En aval, les eaux sont généralement plus chaudes, mais les relations avec la nappe sont susceptibles d'abaisser les températures estivales, limitant ainsi la productivité de certains chenaux (Amoros & Wade, 1993, p. 219).

En ce qui concerne les poissons, « les eaux de la zone à truite ont une température qui oscille autour de 6-7°C tout au long de l'année » (Franceschetti, 1981, p. 93). Dans « la zone à ombre [...], l'eau est plus chaude que dans le tronçon précédent et atteint 16 à 17°C, avec parfois des maxima de 20°C » (id., p. 96). Dans la « zone à barbeaux [...], les eaux sont [...] sujettes à d'amples variations thermiques avec des pointes dépassant 20°C et des valeurs moyennes proches de 19°C » (id., p. 98).

A l'intérieur des plans d'eau, la répartition spatiale des organismes vivants, ici aussi largement liée à la température de l'eau, voit, à l'inverse des cours d'eau, la zonation s'effacer devant l'étagement. Une distribution horizontale s'effectue certes dans les lacs, ne serait-ce que parce que les espèces littorales, plus eurhythmiques, se distinguent des espèces limnétiques, plus sténothermes. Mais la disposition verticale est plus importante encore. L'étagement du plancton dépend en grande partie de la température de l'eau, dans le sens d'une structure stratifiée ou non.

La répartition du phytoplancton est fonction des alternances de stratification thermique et de brassage, subies différemment par deux types végétaux : les algues non mobiles et les algues mobiles (Amblard & Pinel-Alloul, 1995). Les premières n'ont aucun moyen de contrarier leur lente descente en profondeur. Elles comptent notamment les Diatomées, dont la densité est augmentée par la frustule siliceuse. Dans une eau immobile, leur poids les force à sédimenter inexorablement. Leur survie dépend donc du brassage superficiel, lui-même fonction de la structure thermique et des conditions éoliennes. Le nombre d'algues non mobiles retenues dans la couche superficielle, remises dans le circuit photosynthétique, est d'autant plus grand que la déstratification thermique est fréquente et l'épilimnion épais.

Le phytoplancton mobile est surtout constitué par des algues flagellées, comme les Dynophycées et les Chrysophycées. On peut leur adjoindre le plancton mi-végétal mi-bactérien, ces Cyanophycées ou Cyanobactéries qui, grâce à leurs vacuoles à gaz, peuvent réguler leur densité et contrarier, par flottaison, la tendance à la sédimentation. Pour toutes ces espèces, une eau thermiquement stratifiée et immobile n'est pas forcément synonyme de descente en profondeur. En revanche, le brassage les disperse tout autant que le phytoplancton non mobile, car leur capacité de déplacement est très inférieure à la moindre turbulence provoquée par le vent (Reynolds, 1989).

Du fait de l'immobilité ou des oscillations verticales liées à la stratification thermique, les deux groupes phytoplanctoniques sont susceptibles de se succéder saisonnièrement dans les lacs tempérés (Stewart & Wetzel, 1986). Au printemps, quand la stratification thermique se casse facilement, les algues non mobiles dominent et c'est la saison du pic des Diatomées. En effet, leur infériorité n'est pas manifeste, grâce à l'importance des brassages. Elles peuvent alors profiter de leur supériorité sur les algues mobiles, qui ne savent pas comment réguler leur contenu chlorophyllien et s'adapter ainsi aux rapides variations de profondeur et de luminosité. A l'inverse, au cœur de l'été, quand la stratification thermique est la plus stable, les algues mobiles sont susceptibles de prendre l'ascendant. Elles sont en effet capables de rester au niveau qui leur convient, tandis que les Diatomées sédimenteront vers les basses couches.

Cette antinomie, partielle, entre phytoplancton non mobile et mobile a de grandes conséquences de géographie appliquée, notamment quand les gérants d'un plan d'eau réfléchissent à l'installation d'un déstratificateur thermique (cf. chap. III). Un tel appareil est en effet susceptible de favoriser le plancton non mobile, dont la plupart des espèces sont justement appréciées dans un lac en bonne santé, et de desservir le plancton mobile, en premier lieu les Cyanobactéries et d'autres groupes toxiques (Barroin, 1999).

La distribution verticale du zooplancton dépend avant tout de la position de la barrière thermique (Gophen, 1979). Quant aux oscillations verticales de nombreux organismes zooplanctoniques, elles sont issues, après les variations de la lumière, de celles de la température (Gerritsen, 1982). La température joue à la fois un rôle moteur et récepteur. Dans le premier cas, c'est l'alternance de stratification et de déstratification thermique qui provoque, permet, ou accentue, les mouvements et la répartition du zooplancton. Dans le second, c'est l'attraction de tel ou tel avantage thermique qui suscite le mouvement d'où découle la localisation²⁹.

Réciproquement, les organismes vivants agissent sur la température lacustre. Il ne s'agit pas tant du dégagement de chaleur issu de certaines fonctions anatomiques ou de la putréfaction, qui est infime à l'échelle d'un plan d'eau d'une certaine dimension, même dans les couches de fond les plus proches des sédiments. Mais c'est en surface que le phénomène prend de l'ampleur, notamment quand la quantité de plancton permet ou, au contraire, gêne, empêche la pénétration des radiations (Pourriot & Meybeck, 1995, p. 405). Les poissons eux-mêmes, d'ailleurs en liaison avec le peuplement planctonique, influent sur la distribution thermique superficielle (Mazumder *et al.*, 1990). Les caractères biogéographiques du bassin d'alimentation et des littoraux agissent indirectement. Par exemple, la déforestation des littoraux des petits lacs canadiens provoque une augmentation de l'amplitude diurne de la température de l'eau (Steedman *et al.*, 1998, 2001).

Le fait que le degré de chaleur de l'eau exerce une influence considérable sur la vie et la répartition des organismes aquatiques, le fonctionnement trophique des plans d'eau, les qualités physico-chimiques et hydrodynamiques de ceux-ci, voire leur morphologie, alors même que la réciproque est réduite, confirme le bien-fondé du choix de la température de l'eau comme porte d'entrée à l'étude géographique des écosystèmes aquatiques.

En tant que critère géographique déterminant, la température de l'eau implique une prise en compte permanente des échelles spatiales, mais aussi temporelles.

A petite échelle cartographique, elle nécessite l'étude de l'influence du climat sur le degré de chaleur de l'eau. A moyenne échelle cartographique, elle oblige à replacer les plans d'eau dans l'ensemble du réseau hydrographique, en se focalisant sur l'émissaire et la tendance au déclin de la qualité lacustre de ses eaux. A grande échelle cartographique, il est indispensable d'étudier le fonctionnement interne propre à chaque plan d'eau, tant dans sa stratification thermique que dans sa zonation horizontale des températures. Il est souhaitable d'associer à ces échelles spatiales au moins quatre échelles de temps : l'irrégularité interannuelle (Webb & Walling, 1996, 1997), le cycle annuel des saisons (Ward, 1963, 1985, Collings, 1969, Steele, 1982), les variations interdiurnes (Eckel, 1951, El-Jabi *et al.*, 1995) et le cycle diurne (Mackichan, 1967, Vannote, 1980, Kobayashi *et al.*, 1995), dont la perturbation peut avoir d'importantes conséquences biologiques (Garcia de Jalon *et al.*, 1988, Crisp, 1989).

²⁹ « L'épilimnion n'offrant pas d'abri, le zooplancton ne peut trouver refuge vis-à-vis des prédateurs vertébrés en particulier (poissons planctonophages) que dans l'hypolimnion [...]. Cette hypothèse suppose la descente des organismes les plus vulnérables [...] à l'aube et leur remontée au crépuscule dans les strates plus nutritives » (Angeli *et al.*, 1995, p. 427).

II. La température de l'eau, voie d'accès privilégiée à une hydrologie limnologique

La température est le discriminant majeur séparant les plans d'eau des cours d'eau.

A l'intérieur de tous les caractères qui distinguent les eaux stagnantes des eaux courantes, Wilhelm (1960) a montré que la température est sans aucun doute le facteur qui oppose le plus les premières aux secondes. C'est donc, en aval d'un lac ou d'un étang, le degré de chaleur qui bouleverse le plus les émissaires. L'une des grandes questions est justement de savoir s'il s'agit du caractère qui se répand le plus loin. Il n'est que de suivre, dans les très grands organismes, les microclimats lacustres s'étirant le long des effluents. Relayé par l'Angara, celui du Baïkal reste décelable sur une centaine de kilomètres en aval de la Perle de la Sibérie. Pourtant, les modalités de la dégradation vers l'aval du caractère lacustre des eaux des émissaires sont mal connues et peu quantifiées. La principale question, d'un point de vue limnophysique, semble être de savoir si les segments fluviaux ont le temps ou non de reconstituer leurs caractères thermiques et oxymétriques d'eaux courantes avant de recevoir l'influence d'un nouveau plan d'eau.

De tous les paramètres physico-chimiques, la température de l'eau se trouve être celui dont la perturbation par un lac se propage le plus loin sur un émissaire fluvial.

Cette conclusion de Williams (1968) s'appuie sur des travaux qui montrent que l'influence peut rester tout à fait perceptible jusqu'à une centaine de kilomètres en aval de certaines retenues d'eau.

Les aménagements humains ont en effet démultiplié le nombre de lacs et les chaînes de plans d'eau artificiels sont désormais fréquentes. En outre, dans ce cas, et contrairement aux lacs naturels, l'émissaire est loin d'être toujours alimenté par des eaux superficielles. Le soutirage des eaux hypolimniques, en général froides mais désoxygénées, aura une influence opposée à celle du déversement des eaux de surface. Il s'agit ensuite de déterminer dans quelle mesure la dérive de cette eau d'origine lacustre modifie les conditions fluviales et comment ces dernières sont susceptibles de se rétablir. Concernant ce dernier point, les études portent surtout sur la biologie des invertébrés (Radford & Hartland-Rowe, 1971, Cushman, 1985)

Ces modalités dépendent du fonctionnement interne du plan d'eau et de la profondeur de la prise alimentant le cours d'eau.

Les principales possibilités d'influence lacustre modifiant les conditions fluviales ont en général été déduites de l'étude des émissaires de la zone tempérée. Celles sur lesquelles la littérature insiste le plus souvent se trouvent être le réchauffement superficiel, le refroidissement profond, les liens avec les débits et les variations dans le temps.

Fig. 7

La bibliographie souligne les points suivants :

- le réchauffement par une alimentation en déversoir de surface, qui est en général reconnu pour nuire aux Salmonidés et favoriser les poissons blancs, les Cyprinidés (Roux & Copp, 1993). Cependant l'oxygénation, issue de l'importante photosynthèse dans la couche supérieure du lac, est souvent élevée.
- Le refroidissement par un soutirage d'eau de fond, souvent vanté pour reconstituer des conditions favorables aux Salmonidés³⁰ (Penaz *et al.*, 1968), mais dont il ne faut pas oublier qu'il peut s'accompagner de désoxygénation et de substances nutritives ou toxiques relarguées dans l'eau de fond à partir des sédiments. Il est ainsi révélateur qu'en aval des lacs de barrage refroidissant l'eau fluviale, la conductivité soit augmentée (McCarron & Keighton, 1967, 1969).
- Les relations entre températures et débits, notamment par réchauffement dû à des baisses artificielles des quantités d'eau relâchées en été ou par refroidissement dû à des hausses artificielles de soutirages de fond estivaux (Mackie *et al.*, 1983, Weisberg *et al.*, 1990).
- La fréquence de brusques sautes de température ou les modifications thermiques saisonnières, qui perturbent l'écosystème fluvial, des invertébrés benthiques (Lehmkuhl, 1972, Ward & Stanford, 1979, Boon, 1988, Saltveit *et al.*, 1994) aux poissons (Brooker, 1981, Crisp, 1987)³¹. Certains auteurs ont avancé que plus l'échelle de temps était courte, plus l'influence lacustre sur les températures fluviales était forte (Jaske & Goebel, 1967).

La profondeur de la prise d'eau alimentant l'émissaire conditionne l'une ou l'autre incidence précédente. Sur les ouvrages offrant la possibilité de jouer avec les différents niveaux de soutirage, les simulations mathématiques peuvent permettre un choix de réglage des vannes (Beard & Willey, 1970).

Le degré d'influence trophique du lac sur la rivière est conditionné par les liens majeurs existant entre la température de l'eau et l'oxygène dissous.

Toute la vie aquatique est *directement* déterminée par la présence d'oxygène dans l'eau, du fait de la respiration. Or, à l'inverse de l'air, l'eau en manque souvent, surtout celle des lacs en profondeur. Réciproquement, la présence d'oxygène dans l'eau est en partie causée par la photosynthèse des organismes vivants. Le fonctionnement trophique est aussi *indirectement* déterminé par l'oxygénation de l'eau, par l'intermédiaire des conditions d'oxydo-réduction. Celles-ci, au niveau du fond, provoquent le piégeage ou le relargage dans la colonne d'eau de diverses substances, nutritives ou au contraire toxiques, qui étaient adsorbées aux sédiments. Cette eau de fond, dans les lacs de barrage, alimente souvent l'émissaire fluvial. Les relations entre la température de l'eau et la teneur en oxygène dissous sont donc au cœur de la marche de l'écosystème fluvio-lacustre.

³⁰ « Le déversement d'eaux de surface à température élevée pourra être préjudiciable au peuplement piscicole d'un cours d'eau à salmonidés qui deviendra alors à cyprinidés dominant. Inversement l'alimentation d'une rivière à cyprinidés pourra subir une sorte de « rajeunissement » par libération d'eaux froides de fond qui attireront les salmonidés » (Roux & Copp, 1993, p. 165).

³¹ « Les variations de température subies par le cours d'eau à l'aval sont susceptibles de provoquer des chocs thermiques ; c'est le cas pendant les étiages estivaux lorsque les ouvrages procèdent à des éclusages d'eau froide : en 1976, les éclusées des barrages de l'Ain faisaient fluctuer les températures entre 18 et 26°C. Des mortalités de poissons sont également enregistrées lorsque les réductions artificielles de débit permettent le réchauffement du cours d'eau » (Bravard & Petts, 1993, p. 247).

Fig. 7

L'oxygène dissous dans l'eau a deux sources :

- le contact avec l'atmosphère, qui constitue l'origine principale dans les cours d'eau, où la turbulence est forte (Angelier, 2000, p. 24),
- la photosynthèse des organismes végétaux, le phytoplancton et les macrophytes, qui forme l'origine prédominante dans les plans d'eau.

Deux faits géographiques essentiels, compliquant les liens entre plans d'eau et cours d'eau, découlent des relations entretenues entre les sources d'oxygène et la température de l'eau (fig. 7).

Primo, dans les cours d'eau, le contact avec l'atmosphère apporte en général un maximum oxymétrique d'hiver, directement lié à la température froide de l'eau, tandis que, dans les plans d'eau, la source photosynthétique fait culminer les teneurs en oxygène au printemps. Celles-ci restent souvent fortes pendant tout l'été. L'influence du lac, ou de l'étang, déversant une eau de surface sur l'émissaire sera donc susceptible de bouleverser le rythme saisonnier, les saisons de maximum étant finalement presque inversées.

Secundo, les deux sources d'oxygène sont superficielles, du moins à l'échelle des lacs, où la couche euphotique permet seule l'activité de production végétale. La consommation d'oxygène, quant à elle, par respiration non seulement des végétaux, mais aussi des animaux qui ne sont pas tous cantonnés en surface, ainsi que par minéralisation de la matière organique morte, a lieu dans toute la colonne d'eau, et jusqu'au fond en ce qui concerne le travail de décomposition des bactéries. La stratification thermique empêchant la diffusion gazeuse dans le sens vertical, les eaux lacustres profondes ont toutes les chances de manquer d'oxygène. Un soutirage hypolimnique alimente dans ce cas l'émissaire en eau désoxygénée, parfois chargée de substances désorbées des sédiments (fig. 8).

Devant l'importance du phénomène, il convient de détailler quelque peu les relations entre la température de l'eau et les deux sources d'oxygène.

Le passage de l'oxygène de l'air à l'eau est un échange gazeux soumis avant tout à la température de l'eau.

En surface, l'eau est en contact avec l'atmosphère. Du fait de la pression exercée par l'air à la surface de l'eau, une partie de l'oxygène est intégrée à l'eau par dissolution. Cette quantité d'oxygène qui passe dans l'eau représente la saturation absolue de l'eau en oxygène. Elle représente l'état d'équilibre entre l'air et l'eau, celui qui, purement gazeux, se formerait et resterait stable s'il n'y avait ni production photosynthétique ni consommation d'oxygène.

La saturation absolue dépend des conditions atmosphériques, notamment la pression atmosphérique, et des conditions hydrologiques, la température de l'eau, la pression hydrostatique et la salinité. Parmi les facteurs hydrologiques, la température de l'eau est de très loin le plus important.

Hitchman (1978) rassemble de nombreuses³² équations édictées par divers auteurs et Barroin (1995, p. 708) rappelle une formule simple et pratique :

$$S_{\text{abs}} = 468 / (31,6 + t),$$

Où S_{abs} est la saturation absolue en mg/l et t est la température de l'eau en °C.

Grosso modo, à pression moyenne au niveau de la mer, la saturation absolue se situe à 14,5 mg/l à 0 °C, 11 mg/l à 10 °C, 9 mg/l à 20 °C et 7,5 mg/l à 30 °C.

Qu'en est-il de la teneur effectivement mesurée dans l'eau étudiée, par rapport à la saturation absolue ? Le quotient de la première par la seconde, exprimé en pourcentages, constitue la saturation relative, dite aussi taux de saturation. Si l'eau et l'air sont en équilibre, la quantité d'oxygène effectivement mesurée dans l'eau égale la saturation absolue : la saturation relative est de 100 %. Dans tous les autres cas, il y a déséquilibre. En eau de surface, cet état est instable et il y a tendance au rétablissement de l'équilibre. Si c'est une sous-saturation, due à la consommation, la pression exercée par l'air tend à faire entrer de l'oxygène supplémentaire dans l'eau. Si c'est une sursaturation, par production photosynthétique, l'oxygène de l'eau tend à s'échapper.

L'oxygène issu de la photosynthèse connaît un étagement et une zonation géographique.

Les végétaux aquatiques utilisent l'eau pour transformer le gaz carbonique en glucose et cette synthèse de la matière organique dégage de l'oxygène. Or il s'agit d'une réaction qui a besoin de lumière pour se produire. La photosynthèse lacustre a donc seulement lieu dans la couche euphotique, dont la base est conventionnellement fixée à l'éclairement représentant 1 % de celui de surface (Barroin, 1995, p. 710, Boulton & Brock, 2001, p. 26). Elle correspond grossièrement au triple de la transparence mesurée au disque de Secchi (Boulton & Brock, 2001). Dans cette strate superficielle bien éclairée, la production d'oxygène côtoie la consommation, mais la première domine en général dans toute la couche euphotique. En dessous, dans la couche aphotique, il n'y a plus qu'une consommation d'oxygène. Le passage de la couche de prépondérance de production d'oxygène, dite trophogène, à celle de domination de la consommation, dite tropholytique, s'effectue à la profondeur de compensation. Celle-ci coïncide souvent avec la base de la couche euphotique, mais elle peut se trouver un peu plus haut, à l'intérieur de la strate éclairée.

Plusieurs problèmes géographiques majeurs se posent ainsi. La répartition spatiale verticale de l'oxygène, dans son caractère évolutif, est fortement liée à la température de l'eau. La stratification thermique a tendance à empêcher la propagation dans l'hypolimnion de l'oxygène produit dans l'épilimnion. D'autre part, le degré de chaleur de l'épilimnion, s'il augmente, provoque la fuite de l'oxygène, cependant qu'il est toujours faible dans l'hypolimnion, puisque consommé et peu renouvelé. Un maximum se produit donc assez souvent au niveau du métalimnion.

L'oxygène produit par photosynthèse est également lié à un gradient géographique horizontal. A l'intérieur des végétaux, l'oxygène produit par le phytoplancton est proportionnellement d'autant plus important que le lac est grand, c'est-à-dire que le large domine le littoral. A l'inverse, la part d'oxygène produite par les macrophytes croît avec la place occupée par la zone littorale. Elle devient forte dans les étangs.

C'est à ce stade que les changements d'échelles sont essentiels et qu'intervient le cas particulier du Limousin.

³² Cette multiplicité est due au problème suivant. « Comme la variation de la solubilité de l'oxygène dans l'eau ne peut être représentée par une simple relation de la forme d'une équation [de type logarithmique], des expressions plus compliquées sont utilisées, qui s'accordent aux données empiriques. L'obtention de ces données a occupé un nombre considérable de chercheurs depuis plus d'un demi-siècle » (Hitchman, p. 13, en anglais).

III. La température de l'eau, un intérêt théorique et appliqué majeur : cadre général et cas limousin

Dans l'optique d'une approche géographique et limnologique des températures de l'eau, il est nécessaire d'étudier les méthodes de mesure et leur insertion dans le terrain de recherche, les facteurs provoquant le réchauffement ou le refroidissement des eaux continentales, la répartition géographique de la température dans les plans d'eau, la typologie des plans d'eau en fonction de leur micticité et les modalités d'influence des plans d'eau sur la température des émissaires.

Pour étayer cette démarche, il est indispensable d'effectuer un aller et retour systématique entre, d'une part, les enseignements tirés d'une bibliographie générale, d'une mise en perspective historique et des techniques modernes, et, d'autre part, notre recherche de terrain en Limousin et dans les régions limitrophes.

L'intégration limnologique du thème de la température de l'eau et les caractéristiques géographiques de l'ouest du Massif Central offrent un intérêt théorique majeur concernant la définition des plans d'eau.

Le Limousin est riche d'une cinquantaine de lacs de barrages et a été précocement équipé. Les quatre cinquièmes appartiennent à EDF. Achievé en 1926 sur la Creuse, le barrage d'Eguzon était alors le plus important du pays et, aujourd'hui, le volume de 0,407 km³ d'eau du lac de Bort-les-Orgues en fait le deuxième de France. Un cinquième des lacs possède d'autres propriétaires, comme le Conseil Général de la Haute-Vienne pour Saint-Pardoux, ou la SNCF pour Marèges.

Mais le Limousin se distingue surtout par la grande quantité d'étangs qu'il renferme. Il s'agit, avec la Brenne, la Sologne, la Bresse (dont la Dombes), le Forez et l'ensemble de la Champagne Humide et de la Lorraine (Trotignon, 2000, p. 7), de l'une des grandes régions françaises d'étangs. Le Limousin compte sans doute une dizaine de milliers d'étangs, environ un tiers d'entre eux ayant plus de 0,5 ha (Gisclard, 1985).

A l'opposé de toutes les autres régions concernées, le Limousin est la seule à posséder une majorité d'étangs particulièrement profonds, dont la vidange est rare. Partout ailleurs, les descriptions sont celles de pellicules d'eau ; en général, ces étangs, dont la mise en assec périodique permettait la culture, étaient traditionnellement intégrées dans un mode agro-piscicole. La Dombes était l'exemple le plus abouti de cet assolement entre la mise en eau et la mise en assec, qui avait été aussi largement répandu en Sologne. Or, en Limousin, il existe certes des étangs pelliculaires, notamment en basse Marche, mais l'essentiel est formé de plans d'eau profonds et il n'est pas rare que des étangs de quelques dizaines d'ares possèdent une tranche d'eau de plus de cinq ou six mètres d'épaisseur. En outre, depuis le Moyen Age, il n'a jamais été question de laisser les étangs à sec pendant une durée importante, ni même de les régulièrement vidanger. A Dournazac, l'étang de Feuyas, qui a près de 7 m de profondeur, n'a pas été vidé depuis 1929 (Bartout, 2000).

Cette originalité régionale permet le développement d'une étude plus poussée qu'ailleurs. Après avoir pris la mesure de différents ordres de grandeur lacustres, qui, jusqu'à présent, nous avait surtout conduit à l'étude de grands organismes³³ ou de groupements sur de vastes étendues³⁴, nous souhaitons approfondir les changements d'échelles par la recherche de lacs de barrage de toutes les tailles et de plans d'eau encore plus petits : les étangs. Le caractère hybride et transitoire de ces derniers, mêlant

³³ Baïkal (Touchart, 1994, 1995, 1996c, 1998), Koussougol (Touchart, 1996b), Léman (Touchart, 1993, 1994), très grands lacs de barrage de l'Angara (Touchart, 1999c).

³⁴ Typologies des lacs à l'échelle de la planète (Touchart, 1996a, 2000a), grands lacs d'Asie (Létolle & Touchart, 1998), lacs japonais (Touchart & Ishiguro, 1999).

traits lacustres et aspects propres, leur confère un intérêt remarquable, concernant justement le passage d'une échelle géographique à une autre.

Or l'ouest du Massif Central offre à la fois des lacs de barrage profonds, ceux des vallées encaissées de la Dordogne, de la Vézère ou encore du Taurion, et des alvéoles ennoyées, comme Vassivière ou Saint-Pardoux. Quant aux étangs du Limousin, leur très grande profondeur relative et leur pérennité de mise en eau permettent justement d'étudier comme nulle part ailleurs tous les intermédiaires, précisément au niveau des profondeurs de 5 à 7 m, qui sont justement, selon Dussart (1966, 1992), celles du seuil entre les lacs et les étangs. Il y a là un remarquable intérêt de géographie limnologique, celui de la définition des plans d'eau (Touchart, 2000b), de l'étude des frontières et des seuils de fonctionnement entre les lacs et les étangs.

A cet égard, la température est le facteur par excellence qui, par la stratification qu'il provoque dans les plans d'eau, sépare ceux-ci des eaux courantes (Wilhelm, 1960), oppose les lacs et les étangs et, enfin, conditionne les autres processus distinguant les divers organismes. A l'origine des principaux changements d'échelles spatiales, la température de l'eau est aussi la source majeure des différences d'échelles temporelles. La bibliographie générale montre que chacune de ces échelles de temps est habituellement examinée séparément (Webb *et al.*, 1996). Pourtant, nous pensons que leur croisement apporterait des résultats plus proches du fonctionnement naturel (cf. chap. II, III et V).

Or, parmi les différents plans d'eau susceptibles de bouleverser les variations de température des cours d'eau, les étangs sont ceux qui offrent les plus grands écarts dans les plus petits délais. « La caractéristique essentielle des étangs est leur variabilité dans le temps » (Dussart, 1992, p. 234). Le caractère polymictique des étangs rend primordiale l'étude des deux échelles les plus courtes, intradiurne et interdiurne. Et il a été vu *supra* (cf. I) combien les chocs thermiques étaient importants pour les êtres vivants, souvent plus que les valeurs absolues de température. Pourtant, le fait est que la grande majorité des études de perturbation thermique des cours d'eau par des plans d'eau artificiels concernent des lacs de barrage (Ward, 1974, Gras & Gilbert, 1987, Malatre & Gosse, 1995, Webb *et al.*, 1996, Webb & Walling, 1996, 1997, etc.). La revue bibliographique complète de Smith (1972) ne mentionne pas les étangs.

De fait, un milieu riche en lacs de barrage et en étangs profonds, de climat hyperocéanique, où la variabilité interdiurne est par conséquent très forte, et s'élevant des bas plateaux vers une moyenne montagne, permettant ainsi le développement de gradients altitudinaux, est le meilleur terrain pour l'étude géographique de la température de l'eau. C'est précisément le cas du Limousin. Une recherche thermique dans cette région peut contribuer à une meilleure compréhension générale de phénomènes comme la polymicticité, et notamment le caractère continu ou discontinu de celle-ci, qui, depuis Lewis (1983), est l'une des grandes préoccupations de la recherche fondamentale en limnologie.

L'intégration limnologique du thème de la température de l'eau et les caractéristiques géographiques de l'ouest du Massif Central offrent aussi un intérêt appliqué majeur concernant l'utilisation propre des lacs et des étangs, ainsi que leurs effets sur les activités situées en aval.

En Suisse, où elle est née, et dans le reste de l'Europe, où elle s'est rapidement diffusée, l'étude de la température des lacs a longtemps été une recherche fondamentale, permettant de mieux connaître les rythmes de fonctionnement trophique des plans d'eau. Les Américains des Etats-Unis et les Russes furent les premiers, plusieurs décennies avant les autres, à y voir un intérêt pratique. L'article américain le plus ancien traitant de la température des lacs fut d'ailleurs écrit par un ingénieur de la région de Boston, William Ripley Nichols (1880).

En ce qui concerne les relations entre la température et la qualité physico-chimique de l'eau domestique puisée dans les lacs, c'est l'*American Society of Civil Engineers* (ASCE) qui a toujours dominé la recherche appliquée, que ce soit au XIX^e siècle (Smith, 1884) ou aujourd'hui (Henderson-

Sellers, 1982). Plus spécialisée, la *North American Lake Management Society* (NALMS) est née en 1980. Nombre de tables-rondes et de discussions de l'ASCE portèrent très tôt sur la recherche appliquée de la température de l'eau. « Le thème de la température des étangs et des lacs n'a pas seulement un intérêt scientifique, mais il est aussi d'une grande importance pratique que les ingénieurs qui travaillent en relation avec les problèmes de l'eau soient familiarisés aux changements saisonniers de température » (Stearns, 1895, p. 112, en anglais). La NALMS a, plus récemment, suivi le même chemin (Cooke *et al.*, 1993) et publie, depuis 1985, la revue *Lake and Reservoir Management*.

Historiquement, la première préoccupation semble avoir été de trouver le niveau le plus approprié aux prises d'eau domestique. Chez Hamilton Smith Junior, qui travaillait en liaison avec la *North Bloomfield Company*, les critères de choix étaient directement thermiques. Il préconisait le soutirage d'eaux profondes, qui avaient l'avantage d'être suffisamment fraîches en été pour donner une eau de boisson agréable. Smith (1884) ajoutait que, dans ces lacs de barrage californiens, l'eau profonde était de 5 à 7 °F plus chaude que l'eau fluviale au cœur de l'hiver. Les canalisations à ciel ouvert pouvaient ainsi fonctionner pendant l'ensemble de la saison froide, tandis que celles qui puisaient l'eau fluviale étaient obstruées à chaque tempête de neige. A l'occasion du projet de construction d'un nouveau barrage, le chercheur américain, qui avait travaillé jusqu'alors sur émissaires puisant l'eau à des profondeurs comprises entre 50 et 90 pieds, était persuadé qu'à 170 pieds (environ 52 m), la température estivale serait beaucoup plus froide qu'en surface. Mais ses collègues n'étaient pas convaincus par cette hypothèse³⁵.

Une dizaine d'années plus tard, les connaissances théoriques ayant progressé grâce à la recherche fondamentale effectuée par les Européens, le principe de la stratification thermique avait été reconnu et affiné (cf. chap. III). Celle-ci, appelée stagnation par les Américains, posait des problèmes appliqués concernant la qualité physico-chimique des eaux puisées en profondeur. La principale question allait donc être de minimiser les effets de la structure thermique lacustre sur la composition de l'eau, donc ses possibilités d'utilisation.

Ce fut l'époque des travaux du Boston Water Board, notamment ceux de Desmond Fitzgerald (1895). Le Directeur du Laboratoire Mt Prospect, George Whipple, participa aussi à ces recherches appliquées : « Pendant les périodes de stagnation, l'essentiel de la matière en suspension dans l'eau sédimente au fond, où il y a déjà une importante accumulation de matière organique. Celle-ci se décompose, privant les basses couches de tout leur oxygène. La décomposition se produit alors sous l'influence des bactéries anaérobies et l'eau se retrouve chargée des produits de leur décomposition. A la fin de la période de stagnation, les basses couches ont une couleur prononcée et une mauvaise odeur. Au moment du déversement, l'eau souillée est remise en circulation et cet effet se remarque sur toute la colonne d'eau. Ce n'est pas tout. L'eau en circulation fait remonter depuis le fond un certain nombre de micro-organismes qui étaient restés en dormance et les produits de décomposition tendent à se transformer en nutriments qui leur conviennent ; c'est pourquoi les organismes se développent et la qualité de l'eau s'en ressent » (Whipple, 1898, pp. 27-28, en anglais).

Mais il n'était pas facile de résoudre les problèmes posés par les conséquences néfastes de la stratification thermique. Certains proposèrent de ne pas laisser la moindre végétation au fond lors de la mise en eau de nouveaux lacs de barrages. D'autres s'ingénierent à jouer sur les niveaux de la prise d'eau. Peut-être valait-il finalement mieux, au contraire de ce qui préconisait jadis Smith, puiser l'eau à proximité de la surface (Stearns, 1895) ?

Après avoir tenté de seulement contourner les effets de la stratification thermique, on osa, dans une seconde étape, s'attaquer directement à celle-ci. Quelques premières tentatives de destruction de la stratification thermique lacustre furent sans doute réalisés dès 1907 (Bulson, 1967, Wilkinson, 1979), mais les premiers véritables déstratificateurs artificiels furent mis au point dans les années 1950

³⁵ « En débattant dernièrement de cette question avec quelques ingénieurs et scientifiques, il est apparu un manque d'informations général à ce sujet, mais l'impression qui prévalait était que l'eau serait, en juillet, un rien plus froide à une profondeur de 170 pieds qu'en surface » (Smith, 1884, p. 74, en anglais).

(Cooley & Harris, 1954, Koberg & Ford, 1965). A partir de ce moment, des sommes considérables étaient en jeu, non seulement aux Etats-Unis, mais dans tous les pays industriels, affectées à la lutte contre la stabilité thermique des lacs.

C'est que l'eutrophisation devenait, dès l'après-guerre (Hasler, 1947) et pour plusieurs décennies, le sujet le plus brûlant de la recherche en limnologie appliquée. Or la stratification thermique, du fait qu'elle provoque la désoxygénation du fond des lacs, est le paramètre déterminant les relations entre l'eau et le sédiment. Mortimer (1942) avait en effet montré que, en présence d'oxygène, le fer ferrique adsorbe le phosphore. En revanche, à moins de 1 mg/l d'oxygène dissous, le fer ferreux et le phosphore sont en général relâchés dans l'eau.

Bien entendu, les plans d'eau concernés par les équipements de déstratification artificielle sont ceux dont l'utilisation économique vaut la peine, par exemple pour l'eau potable ou la pisciculture. La déstratification thermique n'a d'ailleurs pas forcément que des avantages écologiques et certains effets secondaires peuvent se développer (cf. chap. III).

Depuis lors, la recherche appliquée concernant la température de l'eau côtoie les études fondamentales. Elle s'attache au fonctionnement interne des lacs dans la lutte contre la stratification thermique (Patterson & Imberger, 1989) ou à l'évolution thermique de l'émissaire en aval des barrages (Williams, 1968). En France, ce dernier thème a donné lieu, depuis déjà plusieurs décennies, à d'importants travaux de modélisation par EDF (Gras & Gilbert, 1987).

Aujourd'hui, les modèles généraux de fonctionnement des écosystèmes lacustres intègrent les simulations thermiques comme facteur majeur, dans un but de gestion et de poursuite des aménagements des retenues d'eau (Salençon & Thébault, 1997). Dans les ouvrages de référence de limnologie appliquée (Henderson-Sellers, 1984, Cooke *et al.*, 1993, Barroin, 1999), la température de l'eau occupe une place proportionnelle plus importante que dans les manuels de limnologie fondamentale. Il est vrai que le problème de l'eutrophisation, qui est devenu, à partir des années 1960, le principal thème de recherche en limnologie appliquée, voit son évolution et ses effets visibles dépendre en grande partie de la stabilité de la stratification thermique.

Outre les relations entre température et qualité physico-chimique de l'eau domestique, l'autre axe précoce de recherche thermique appliquée fut celui des transports et de la prise en glace. Les Russes en furent les initiateurs, tant en lac (Touchart, 1994, 1998) qu'en cours d'eau (Smith, 1972, citant Bydin, 1938). Ainsi, dans le Baïkal, les bacs brise-glace transportant le Transsibérien entre 1900 et 1905 constituaient un tel enjeu stratégique et économique que les recherches prirent un essor considérable. Elles concernaient, dès la fin du XIX^e siècle, la débâcle et l'embâcle lacustre, les dates de prise en glace et de fonte en fonction de la température de l'eau et les relations entre celle-ci et le microclimat gênant la navigation, sous forme de brouillards (Voejkov, 1899, Botkin, 1900, Driženko, 1908). Ces recherches appliquées se sont poursuivies jusqu'à aujourd'hui, avec une prédilection pour les modèles mathématiques de prévision de l'évolution de la banquise lacustre sur plusieurs jours (Gercekovič & Sitnikova, 1985, Osipenko, 1980, Sokol'nikov *et al.*, 1973, Kuimova, 1980, 1985).

Les Américains aussi travaillèrent assez tôt sur la navigation et la prise en glace des Grands Lacs et, en aval de ceux-ci, du Saint-Laurent. La recherche appliquée et son financement comportent parfois quelque ambiguïté. Dingman *et al.* (1968) écrivent que les nombreuses centrales nucléaires de la région, qui réchauffent l'eau de manière sensible, sont favorables à la navigation du Saint-Laurent.

Chez les géographes, les chercheurs en phase avec la demande sociale se sont plutôt penchés sur les températures fluviales (Smith, 1972), mais les liens avec les lacs de barrage situés en amont sont forts (Webb & Walling, 1988, 1996, 1997).

Quant à la géographie française, elle montre son intérêt pour la température de l'eau fluviale par l'intermédiaire des rejets des centrales thermiques. C'est l'enjeu environnemental évoqué par Veyret et Pech (1997, p. 228) dans *L'homme et l'environnement*, mais l'exemple cité à ce propos est anglais. Le

mot de lac, qui est mentionné dans une phrase (ibid.), concerne le paragraphe traitant de l'eutrophisation. Pour ce qui est de l'ouvrage français faisant le point sur *La géographie appliquée*, il aborde les lacs dans le passage suivant, cité *in extenso*. « Certaines [recherches] s'appliquent à l'étude de l'hydrologie lacustre : on doit rendre aux lacs alpestres leur pureté originelle, ce que les Américains avaient déjà depuis longtemps réussi à faire à Chicago pour le lac Michigan, a été réalisé pour les lacs d'Annecy et du Bourget » (Phlipponneau, 1999, p. 155). Ces livres de référence témoignent de l'attention manifeste portée par la géographie française à la recherche appliquée en lac, mais aussi de l'immensité du travail à accomplir par les géographes³⁶.

Il convient d'essayer de présenter succinctement les enjeux géographiques de la recherche appliquée concernant la température de l'eau des lacs et des étangs et ses effets sur les émissaires fluviaux. S'appuyant sur la demande sociale, l'étude sera focalisée sur le Limousin et l'Angoumois, sans s'interdire de déborder sur les problèmes d'autres régions, soulignant les intérêts des activités humaines pour cette question.

(1) – La pisciculture et la pêche

En liaison avec l'importance des liens unissant la température de l'eau et les organismes vivants, l'élevage et la pêche du poisson sont deux activités fortement intéressées par la recherche thermique appliquée.

D'une manière générale, les pisciculteurs préfèrent une eau chaude, qui accroît la productivité. L'indice de consommation est augmenté par la chaleur de l'eau (Jatteau, 2000), de même que la digestibilité des protéines (Oliva-Teles & Rodrigues, 1993). Certes, cela s'accompagne d'une baisse de l'oxygène, mais on préconise habituellement une oxygénation artificielle pour y remédier. Pour ce qui est des activités halieutiques, les pêcheurs en plan d'eau ne sont pas défavorables, jusqu'à un certain seuil, à une température élevée, qui accroît la biomasse totale, tandis que les pêcheurs en cours d'eau penchent souvent pour une température basse, notamment dans les régions concernées par les Salmonidés.

En Limousin, l'origine médiévale de centaines d'étangs est avant tout liée au besoin en poissons pour respecter le jeûne du Carême et l'abstinence de la fin de semaine. Aujourd'hui, la pisciculture connaît une présence très moyenne et la pêche est une activité notable. L'influence biologique de la température de l'eau étant connue, les intéressés sont vigilants à ce sujet. Les études les plus précises effectuées jusqu'à présent sur la température des étangs limousins l'avaient été dans un cadre et un but piscicoles (Diren Limousin, 1994, Cemagref, 1987, 1989, Gisclard, 1990), pour améliorer une productivité qu'on sait faible.

Les pêcheurs en plan d'eau de la région déplorent souvent le grand nombre d'étangs froids. Pour la pêche en cours d'eau, en revanche, il est généralement dit que les étangs limousins réchauffent largement les émissaires (Barla, 1998), augmentent considérablement l'évaporation (Marquis, 1998), et sont à l'origine de la baisse des Salmonidés, fait contesté par les propriétaires de plans d'eau. Jusqu'à présent, cependant, les mesures étaient rares et ponctuelles. Il n'en reste pas moins que les passions sont grandes à ce sujet, voire les polémiques, les deux parties ne manquent pas de s'invectiver et Balabanian et Bouet (1989, p. 173) n'ont pas hésité à poser la question de manière vive : « la guerre des étangs aura-t-elle lieu ? ».

En aval des lacs de barrage, où le problème est en partie inverse, les pêcheurs restent aussi les demandeurs principaux et le lancement de la première campagne de mesure de l'Etablissement Interdépartemental de la Dordogne a été motivé par la requête suivante : « Les pêcheurs ont soulevé un problème : la température de l'eau, pouvant atteindre 28 °C, serait responsable de l'appauvrissement en oxygène du milieu aquatique et limiterait notamment la vie des saumons dans la Dordogne.

³⁶ A propos des lacs, ces ouvrages fondamentaux citent deux auteurs, François Ramade, non géographe, et Jean Loup (1981), dans un article où il synthétise ses propres recherches menées depuis les années 1940.

Rafraîchir cette eau leur paraît donc indispensable. Pour cela, une solution est envisagée : augmenter le débit de la Dordogne au niveau du barrage d'Argentat » (Epidor, 1997, p. 2).

En Limousin, la pêche reste donc l'activité la plus attentive aux recherches appliquées concernant la température de l'eau.

(2) – *Le tourisme*

Le loisir lié à la pêche renvoie au développement précédent, mais il faut y ajouter le tourisme balnéaire. Les lacs de barrage sont devenus un élément majeur du tourisme en Limousin, avec des plans d'eau comme Vassivière ou Saint-Pardoux. Les étangs d'une certaine taille voient là leur nouvelle vocation, privés et à plage payante, comme à Cieux, ou publics. Les étangs communaux sont devenus le fer de lance de la promotion touristique en Limousin et il en existe désormais partout. L'étang de Courtille est peut-être le symbole de cette reconversion, ancien plan d'eau d'alimentation en eau potable de la ville de Guéret et aujourd'hui étang destiné à la baignade, aux sports nautiques et à la pêche. Les comités d'entreprise ne sont pas en reste et forment une part importante de la gestion des étangs de loisir, par exemple la SOCAE pour l'étang des Garennes (bassin de Cieux).

Dans tous les cas, la température de l'eau est primordiale. Dans les étangs où la baignade est surveillée, le maître-nageur prend la température tous les jours. Cette valeur est double : une eau chaude est appréciée, mais, si la chaleur provoque désoxygénation et accentue les conséquences de l'eutrophisation, elle est critiquée par le touriste. Là où un drapeau de qualité est présent, la prise de la température accompagne les autres mesures physico-chimiques.

(3) – *L'irrigation*

Dans les pays méditerranéens, comme l'Espagne, de nombreux lacs de barrage sont destinés à l'irrigation, et les effets sur la température de l'eau fluviale et les organismes aquatiques situés en aval sont importants (Casado *et al.*, 1989). Mais, quand les soutirages de fond sont prédominants, le refroidissement peut être tel que l'eau d'irrigation cause finalement des dommages aux cultures. Cela a été observé au Japon, où le riz supporte mal ces nouvelles conditions (Nishizawa & Yamabe, 1970). Les retenues d'eau destinées à l'irrigation présentent aussi la caractéristique d'un fort marnage. Dans la plupart des régimes climatiques, elles sont destinées à fournir de l'eau en été. Elles sont donc très basses en fin de saison chaude et cela bouleverse leur stratification thermique, donc la validité de leur usage, comme il a été observé en Israël (Milstein *et al.*, 2000).

En Limousin, l'irrigation a été pratiquée dès le Moyen Age, au départ sous l'impulsion des ordres religieux. A partir du milieu du XIX^e siècle, le développement de l'élevage bovin a provoqué son essor et la région s'est constellée de tout petits étangs destinés à l'irrigation des prairies de versant. « Il s'agissait [...] d'aider la prairie à fournir de l'herbe très tôt au printemps pour mettre fin au « trou d'hiver » en pratiquant une irrigation thermique » (Balabanian & Bouet, 1989, p. 61-62). Autant dire que la température de l'eau avait une importance certaine.

Aujourd'hui, on préfère développer l'irrigation pour le maïs, et, au sud de la région, le tabac, les fruits et les légumes. On peut citer, à l'ouest du Limousin, les pompages dans la Glane, près du confluent avec le ruisseau de Gravelas, pour l'irrigation du maïs. Du fait du minimum de précipitations estival dans ce milieu hyperocéanique, qui, certaines années, est particulièrement accentué, cela nécessite parfois la création de lacs de barrage spécialement destinés à soutenir les étiages pour l'eau d'irrigation prélevée dans l'émissaire. C'est le cas, aux confins du Limousin et de l'Angoumois, des lacs de Lavaud et du Mas-Chaban.

Or, si la quantité d'eau est ainsi soutenue, la qualité est bouleversée : au début de l'été, les prises d'eau froide de fond sont susceptibles d'influer sur la germination de certaines plantes cultivées. A l'inverse, ces deux lacs ont des eaux très basses à la fin de l'été, réduits à une couche d'eau chaude superficielle.

L'installation d'un déstratificateur thermique dans le lac du Mas-Chaban par le Conseil Général de la Charente procède de la prise en compte de ces divers problèmes. L'étude de la température de l'eau est donc indispensable et prend ici une forte connotation de géographie appliquée et d'aménagement.

(4) – L'eau potable

Pour diverses raisons, l'eau puisée dans les cours d'eau pour la consommation domestique doit avoir préférentiellement une température comprise entre 10 et 15°C (Collings, 1969) et il est recommandé qu'elle s'approche de 10 °C (Parker & Krenkel, 1970, p. 19). Au-delà, le coût du traitement augmente avec la température (Hoak, 1961). En France, une eau potable ne doit pas dépasser 25 °C (Gaujous, 1995).

En Limousin, outre des forages peu profonds, une bonne partie de l'eau potable est prélevée en surface, soit dans les cours d'eau³⁷, soit dans des étangs, comme ceux des Monts d'Ambazac pour la ville de Limoges.

(5) – L'eau de refroidissement des centrales thermiques

Dans le monde, seuls les Etats-Unis, le Canada et le Kazakhstan refroidissent directement certaines de leurs centrales nucléaires à l'eau lacustre. Partout ailleurs, c'est l'eau fluviale qui est très largement mise à contribution. Mais les centrales thermiques non atomiques sont également concernées, de même qu'un certain nombre d'entreprises industrielles, qui ont elles aussi besoin d'eau de refroidissement. Ce sont les centrales qui ont de loin la plus grande influence. Par exemple, à l'embouchure, le réchauffement artificiel de la Tamise est dû à 75 % aux rejets des centrales thermiques, contre 6 % à l'industrie et 19 % à toutes les autres activités réunies (Smith, 1972, citant Gameson).

C'est sans doute ce thème qui a donné lieu au plus grand nombre de recherches appliquées concernant la température de l'eau. C'est surtout à son propos qu'est employé le terme, d'ailleurs contesté, de pollution thermique. En 1967, le sous-comité « pollution de l'air et de l'eau » du sénat américain annonça qu'il considérait désormais que le réchauffement de l'eau « était tout autant un polluant que les déchets urbains ou les rejets industriels » (cité par Parker & Krenkel, 1970, p. 22, en anglais).

En Angleterre, des réchauffements de 12 °C ont été mesurés dans certaines rivières (Smith, 1972). Aux Etats-Unis, les centrales utilisaient déjà, pour leur refroidissement, 10 % des eaux fluviales du pays en 1968 et il était à l'époque prévu qu'elles en missent 20 % à contribution en 1980 (Parker & Krenkel, 1970, p. 14). En France, des études ont notamment porté sur l'influence des centrales nucléaires sur les températures de la Loire (Lair & Sargos, 1993).

La centrale nucléaire de Civaux, certes en Poitou, est cependant refroidie par l'eau de la Vienne et c'est en Limousin, en amont, qu'existent les contraintes de soutien des débits et les projets de nouveaux barrages destinés à réguler l'offre en eau de cette centrale. C'est donc par ce biais qu'interviennent les lacs.

En juillet 1988, le Préfet de la Région Limousin a signé une convention avec EDF garantissant un débit de 12 m³/s à l'amont de la centrale. La température de l'eau de la Vienne est un aspect essentiel du bon fonctionnement et EDF procède d'ailleurs à des relevés à Civaux depuis septembre 1980. Un arrêté préfectoral fixe à 25 °C la température maximale de la Vienne en amont de la centrale et à 27 °C en aval. Si la normale (sur vingt ans) de juillet est de 23,2 °C, la moyenne mensuelle a pu atteindre 26,2 °C certaines années et la température instantanée 28,2 °C le 11 août 1998 en amont de la centrale (Pouyol, 1999). Une connaissance des températures de la Vienne beaucoup plus en amont, c'est-à-dire

³⁷ Ardillier (1997, p. 128) détaille par exemple la station de pompage du Pont de Beissat sur la Gartempe.

en Limousin, se révèle donc indispensable, pour mieux connaître les modalités de réchauffement de ce cours d'eau.

Au-delà de cette simplification analytique, de nombreux plans d'eau sont en fait multifonctionnels. Or les différents usages n'ont pas forcément la même demande thermique. Il en est ainsi, par exemple, des retenues d'eau destinées à la fois à l'irrigation et à la pisciculture. En Israël, Milstein *et al.* (1992), de même que Krambeck *et al.* (1994) ont montré que l'utilisation massive des lacs de barrage plurifonctionnels pour l'irrigation, qui abaisse très fortement le niveau d'eau, conduit à de mauvaises conditions pour la pisciculture, à cause du bouleversement de la stratification thermique. En Limousin aussi, les plans d'eau multifonctionnels sont nombreux, surtout depuis que l'activité touristique a connu un essor certain. Un zonage permet, en lac comme en étang, de réserver des portions aux différents usagers, comme la séparation entre les baigneurs et les pêcheurs dans l'étang de Cieux, ou entre les pêcheurs et les naturalistes de la Société Protectrice des Oiseaux du Limousin dans l'étang de la Pouge. Mais la satisfaction n'est pas forcément égale pour de mêmes conditions thermiques, comme en témoignent aussi les demandes de soutirage d'eau froide dans le lac de barrage d'Argentat, émises par les pêcheurs à une saison où EDF n'a pas intérêt à turbiner.

L'enjeu de géographie appliquée est donc tout aussi important que celui de géographie fondamentale. Cette étude devra tenter d'y répondre en maniant plusieurs échelles.

La plus petite échelle cartographique est celle du milieu climatique, dont l'influence est double : directe, par le bilan radiatif, la chaleur sensible et la chaleur latente, et indirecte, par le régime hydrologique auquel elle donne lieu. L'échelle du réseau hydrographique, par l'influence des affluents sur les plans d'eau et de ces derniers sur les émissaires est une échelle moyenne, celle de l'étude synoptique des températures dans une région entière, où les systèmes d'informations géographiques pourront être utiles. L'échelle du volume du lac ou de l'étang lui-même, augmenté des points d'entrée et de sortie du plan d'eau, est la plus grande échelle cartographique, celle qui permet la compréhension du fonctionnement de la machine lacustre et qu'à terme la modélisation devrait permettre de mieux saisir.

Le mémoire, dont l'assise se trouve être le traitement géographique des données inédites de température de l'eau en Limousin et Angoumois, doit aussi servir à présenter une revue bibliographique de la question à l'échelle générale, qui n'existe pas non plus. Il a été voulu une imbrication de nos recherches régionales nouvelles et des travaux internationaux publiés. En effet « actuellement, aucune université ne soutient d'important programme en limnologie physique, peu d'instituts de recherche s'attachent à la limnologie physique, il n'y a aucun manuel traitant du sujet et il n'y a non plus aucune revue spécialisée en limnologie physique » (Imberger, 1998a, p. IX, en anglais). En dépouillant la plus grande revue de limnologie mondiale, *Limnology and Oceanography*, Bourget & Fortin (1995) ont remarqué que seulement 8 % des articles étaient consacrés à la limnologie physique, contre, par exemple, 30 % à la limnologie chimique et 46 % pour le seul plancton. La domination absolue des biologistes dans la limnologie mondiale finit ainsi par leur poser à eux-mêmes des problèmes et Straškraba (1998) appelle de ses vœux une meilleure synergie entre hydrologues et biologistes de la limnologie et une forte croissance des travaux des premiers.

Cette synthèse bibliographique ne sera bien évidemment pas exhaustive, ne laissant la place qu'à quelques allusions pour les thèmes les plus éloignés du cas de l'ouest de la France, comme la température de l'eau des lacs salés. Un effort particulier sera fait d'une part quant à l'histoire du matériel, des conceptions et du vocabulaire, d'autre part quant aux typologies, où les géographes ont certainement un important rôle à jouer.

Chapitre I

LE SOLEIL ET LES GRENOUILLES

Ou

LE THERMOMETRE ET LA RECHERCHE D'UNE CONTINUITÉ SPATIALE ET TEMPORELLE

« Le Soleil, disait-il, eut dessein autrefois
De songer à l'hyménée.
Aussitôt on ouït, d'une commune voix,
Se plaindre de leur destinée
Les citoyennes des étangs.
Que ferons-nous, s'il lui vient des enfants ? »

Jean de la Fontaine

CHAPITRE I :

LE THERMOMETRE ET LA RECHERCHE D'UNE CONTINUITÉ SPATIALE ET TEMPORELLE

Le thermomètre est l'instrument-clef de la recherche en limnologie physique. Autour de lui gravitent d'autres équipements, qui lui sont associés et permettent d'élargir le champ d'étude ou d'appuyer les explications par le croisement d'autres données. Dès le lancement de cette recherche, nous avons fait le choix des thermomètres enregistreurs subaquatiques. Cette décision, assez rare en limnologie (un peu moins en potamologie), réclame une justification détaillée.

C'est pourquoi il convient de présenter, dans un premier temps, l'histoire des techniques de mesure du degré de chaleur de l'eau des lacs, permettant ainsi d'embrasser les différents problèmes qu'a toujours posés la prise de température. En effet « bien que, au premier abord, la température de l'eau de surface, se trouve être un indicateur simple, il existe en fait toute une série de complications méthodologiques, qui ne permettent souvent pas de posséder ces données avec une confiance parfaite » (Smirnova, 1993, p. 36, en russe). Comme, en profondeur, le problème est encore bien plus difficile à résoudre, on comprendra qu'il ait fallu plusieurs siècles de progrès technique pour aplanir quelques-uns des obstacles gênant la fiabilité des mesures.

Cette mise en perspective permet de cadrer tout enregistrement thermique inédit dans la longue évolution des questions de précision, de résolution, de représentativité, de nombre de données, mais aussi de relativiser les problèmes de solidité, de détérioration, de perte des instruments, qui conduisent finalement à se retrouver à la tête de données, qu'il convient de toujours critiquer quantitativement et qualitativement.

L'originalité géographique de notre démarche sera, dans un deuxième temps, soulignée par l'application de la mesure thermique en continu à plusieurs lacs, étangs, affluents et émissaires en même temps. Il s'agira d'abord d'exposer les caractères des thermomètres électroniques utilisés dans la présente étude, puis de résumer les critères de choix des sites où ils ont été installés. Si la question temporelle du pas de temps de l'enregistrement peut être assez aisément résolue, soit conventionnellement soit en profitant de l'expérience des potamologues et limnologues ayant déjà publié à ce sujet, le problème de la densité spatiale des points de mesure est plus épineux et plus nouveau, dans la mesure où il a été décidé de cumuler les données à la fois en cours d'eau, affluents et émissaires, et en plans d'eau, qui plus est à une échelle régionale.

Dans un troisième temps, les plans d'eau et cours d'eau concernés par ces emplacements seront enfin présentés, à travers leurs aspects fondamentaux, morphométriques et hydrologiques. Aucun étang limousin n'ayant possédé de carte bathymétrique détaillée avant la mise en place de cette étude, et les profondeurs lacustres elles-mêmes étant en général représentés grâce aux altitudes connues avant la mise en eau, il manque encore, malgré le lancement de ces recherches, de nombreuses données.

Or il s'agit non seulement de caractériser les plans d'eau étudiés, en les identifiant et les localisant, mais aussi de mettre en avant les principaux traits déterminant les différents régimes thermiques. Suivant cette préoccupation, la profondeur tient une place majeure, puisqu'elle permet le développement de la stratification thermique. Mais la superficie et la longueur effective des plans d'eau sont également essentielles, avant tout du fait qu'elles conditionnent la course du vent, dont dépendent les possibilités de destruction de l'étagement thermique ou d'approfondissement de la thermocline. Les échanges de chaleur latente et sensible sont aussi liés à la surface. Enfin, autant que possible, le volume des plans d'eau a été estimé, dont la connaissance réclame une bathymétrie complète et non seulement la profondeur maximale. Les décalages temporels entre les températures des affluents et de l'effluent, les bilans thermiques et les différentes formes d'inertie en dépendent.

Figure 9

1 – LA TEMPERATURE DE L’EAU DES LACS : DES PREMIERES OBSERVATIONS AUX MESURES ACTUELLES

« Puisque les relations directes et indirectes entre la température de l’eau et les phénomènes limnologiques sont à la fois nombreux et fondamentaux, les méthodes de mesure de la quantité de chaleur à différentes profondeurs sont de la première importance » (Welch, 1948, p. 101, en anglais).

A travers la longue évolution de l’étude scientifique des températures lacustres, il semble que la césure se soit située en 1878, lors de l’invention du thermomètre à renversement de haute précision. Les mesures en profondeur perdirent alors leur caractère d’exploit et purent se multiplier sans risque d’erreur. Ce fut le début d’une marche conduisant à la prolifération des données, dont l’aboutissement se trouve être l’enregistrement automatique.

1.1 – Les techniques d’étude des températures de l’eau jusqu’aux années 1880

Tout commença par l’observation des phénomènes thermiques visibles, consignés par écrit avec plus ou moins de justesse. L’invention du thermomètre au XVII^e siècle ouvrit pour la première fois des possibilités de quantification, qui ne furent appliquées en lac que dans la seconde moitié du XVIII^e siècle, quand le philosophe suisse Horace-Bénédict de Saussure réalisa ses expériences dans le Léman. Cependant, malgré toutes les précautions prises par les savants, le problème de la justesse des mesures en profondeur demeura jusqu’à la mise au point du thermomètre à renversement.

1.1.1– L’attention précoce portée aux effets visibles de la température de l’eau des lacs avant l’utilisation généralisée du thermomètre

Avant 1611 et la création du thermomètre, le degré de chaleur ou de froid (puisque le mot de « température » n’était pas employé en ce sens avant l’invention de la mesure) de l’eau des lacs avait intéressé quelques esprits curieux ou impressionné certaines populations. Il est clair que l’attention première fut portée à la conséquence la plus tangible du degré de froid de l’eau, le gel de celle-ci en surface.

1.1.1.1 – Les archives les plus anciennes

On comprendrait presque pourquoi, lors des dernières années de son règne, Pépin le Bref se fût plutôt occupé à reprendre et pacifier l’Aquitaine, car, dans la partie bourguignonne du Royaume Franc, les hivers étaient d’une tout autre rigueur. Ayant passé plusieurs fois les Alpes pour nouer des relations essentielles avec la papauté au milieu des années 750, le premier roi carolingien avait d’ailleurs éprouvé le milieu naturel à proximité du Léman. Ayant désormais beaucoup à faire en Gascogne, il ne fut sans doute pas tenu au courant de ce que le lac fut soi-disant entièrement pris par la glace en 762. Revenu lui aussi plusieurs fois dans les Alpes, son fils, Charlemagne, mentionna pour la toute première fois dans un document écrit le terme de Saboïa, ancêtre de la Savoie, en 806 (Hudry *et al.*, 1989), sans doute impressionné par le fait que, quelques mois auparavant, lors de l’hiver 805, le Léman avait une nouvelle fois, dit-on, entièrement gelé, au point que des chars furent traînés sur la banquise de Nyon à Thonon.

Si les autres événements sont avérés par recoupement, l’existence de la banquise, elle, n’apparaît que dans un seul ensemble de chroniques. Certains les suivirent telles quelles, comme le pasteur Martignier et l’archiviste Aymon de Crousaz.

« Le Léman ne gèle jamais à cause de la profondeur de ses eaux ; les anciennes chroniques signalent pourtant les années 762 et 805 où l’on a pu communiquer d’une rive à l’autre du grand lac sur la glace » (Martignier & de Crousaz, 1867, p. 539).

D'autres les réfutent absolument (Favey G., 1880, *Gazette de Lausanne* du 24 avril 1880), ayant trouvé que la source unique de cette prise en glace carolingienne du Léman était un texte du XIV^e siècle, le *Manuscrit de Prangins*, empli de légendes. Pourtant, d'autres chroniques suisses montrent qu'il y a eu un hiver extraordinairement froid dans l'une des années allant de 762 à 765. L'extrémité du Petit Lac et certains golfes du Grand Lac ont donc peut-être gelé. L'enjolivure de l'événement au fil des siècles a au moins construit la banquise au centre du lac.

A partir du XIII^e siècle, plusieurs chroniques, par exemple celles de Boyve pour le lac de Neuchâtel (Forel, 1880b, p. 91), notèrent plus précisément la prise en glace des lacs suisses. Les travaux d'archives effectués par les collègues de F.-A. Forel ont déterminé que pratiquement tous les lacs suisses gelèrent en 1276, le Lac de Constance en 1379, celui de Neuchâtel en 1420, et, précisément en 1435, sans doute pour protester contre l'entrée en guerre de Zurich contre le reste de la Confédération, ceux de Thoun et de Constance. Les manuscrits étant partiels, on ne trouve souvent qu'un ou deux lacs gelés pour telle ou telle année, sans que cela veuille dire que les autres n'ont pas suivi. François-Alphonse Forel effectua au XIX^e siècle tout un travail de reconstitution, les lacs suisses gelant en fait toujours dans le même ordre. Ce sont en effet d'abord les lacs d'altitude, puis les petits lacs de plaine, puis les grands lacs de plaine peu profonds (Morat, Zurich), puis ceux qui sont plus profonds (Neuchâtel, Constance, Annecy), qui gèlent. Ainsi, la découverte d'une archive pour un seul lac permet d'en déduire la prise en glace des plans d'eau qui gèlent théoriquement avant lui, même si on ne possède pas de documents les concernant. Lac qui peut le plus, peut le moins.

Avec l'arrivée des temps modernes, les chroniques donnèrent plus de détails et on consigna, au XVI^e siècle, le gel des lacs suisses, italiens, savoyards. La prise en glace complète du Lac de Zurich étant, depuis longtemps, suivie d'une fête pour tout le nord de la Suisse, les chroniques l'ont toujours relaté fidèlement. De même, la congélation totale de la rade de Genève est-elle soigneusement notée depuis le XVI^e siècle. Dans les plans d'eau plus petits, *a fortiori* dans les étangs, les documents sont plus éparses et la plus grande fréquence du phénomène leur enlevait la principale cause de mise par écrit : la rareté.

On sait cependant que « les seigneurs avaient quand même leurs glaciers en leurs manoirs : on y conserverait de la glace récoltée chaque jour, l'hiver, sur les étangs. Ceci jusque dans le nord de l'Anjou » (Péguy, 1989, p. 117).

Hors l'Europe de l'ouest, le Japon possède de longues archives concernant la congélation de certains de ses lacs. La date de prise en glace et la formation des rides de pression du Lac Suwa sont notées depuis un demi-millénaire. Dans ce lac de Honshu, la banquise se construit chaque année, mais les crevasses thermiques qui jouent sont, elles, plus rares, et dépendent de la présence d'un froid sec, à l'opposé des années neigeuses. Elles ont donc, en tant que phénomène marquant et, jusqu'au XX^e siècle, énigmatique, été très tôt observées par les Japonais. Ces notes scrupuleuses étaient à l'origine prises pour des raisons religieuses, les rides de pression passant pour les traces laissées par une divinité shinto³⁸ (Touchart & Ishiguro, 1999). Aujourd'hui encore, pour honorer *Yatsurugi*, le prêtre

³⁸ Les Japonais ont divinisé ces rides en *Omiwatari*, la traversée du dieu (Ishiguro & Touchart, 2001). Cette appellation a été retrouvée à Kyoto dans un texte du XI^e siècle (*horikawain ontoki hyakushu waka*), qui file une métaphore de l'amour. En effet, à cause des courants imposés par la forme du bassin et du fait de la localisation des sources, les rides du Suwa tendent à toujours se répéter au même endroit, cette harmonie saisissant les esprits et ne paraissant pas naturelle. L'*Omiwatari* traverse ainsi le lac selon quelques directions fixes, et cette fidélité semblait bien le reflet d'une inclination divine. Aux deux extrémités principales de ces rides se trouvent deux temples shintoïstes, le premier, *Kamisha*, consacré au dieu, le second, *Shimosha*, à la déesse. A l'origine était l'union. Le dieu et la déesse résidaient alors en un seul temple, *Kamisha*. Mais, après une querelle, la déesse abandonna le foyer commun et traversa le lac. Bouleversée, la déesse éplorée fit naître des sources d'eau chaude, car ses larmes firent fondre la glace tout au long de son cheminement et c'est depuis ce jour que certaines parties du Suwa ne gèlent pas. Une fois installée sur la rive opposée, la déesse y fit jaillir une autre source thermale. Le divorce étant consommé, l'endroit prit le nom de *Simo-Suwa*, l'autre Suwa, et les habitants y construisirent *Shimosha*. Pourtant, pris de remords, le dieu, depuis lors, rend visite à la déesse une fois par an, laissant ses traces sur la banquise. L'union n'est pas morte et l'ensemble des deux édifices constitue le Grand Temple du Suwa (*Suwa-taisha*). Concernant le rapport avec les mortels, le prêtre du *Suwa-taisha* a pour mission d'observer avec le plus grand soin l'apparition, la forme et la direction d'*Omiwatari*. Le rite shintoïste de l'*Haikan* en

shintoïste et les représentants des fidèles purifient leur corps pendant trois jours, après l'apparition d'*Omiwatari*. Mais, outre la persistance rituelle actuelle, l'intérêt pour les limnologues provient de l'ancienneté d'archivage écrit de cette pratique religieuse. Elles constituent de fait aujourd'hui, pour les chercheurs, la plus longue suite statistique limnologique ininterrompue, celle d'une série débutant au Moyen Âge (fig. 9).

Le Suwa est le seul endroit de la planète où des documents détaillés relatent méthodiquement un fait thermique lacustre depuis plus de six cents ans, notant les dates, formes et directions de prise en glace. De 1397 à 1682, les informations ont été consignées dans les cahiers *Tousha shinko-ki* de Suwa-taisha, à partir de 1683 dans les cahiers *Miwatari-cho* de Yatsurugi. En effet, depuis lors, le prêtre s'est attaché les services des pêcheurs de ce village, qui connaissent parfaitement la banquise du lac et aident à l'observation minutieuse d'*Omiwatari*. La série comporte quelques lacunes avant 1444, mais elle est complète depuis cette date, y compris en indiquant les années où il n'y a pas eu ce phénomène, ni même, parfois, de prise en glace (Ishiguro & Touchart, 2001).

Depuis 1683, il existe en outre des chroniques parallèles, issues de personnages intermédiaires entre les pêcheurs et le prêtre, notamment *Chino gekidayu*. Ainsi les cahiers *Suwa-ko miwatari chushin-sho* contiennent, à partir de 1740, non seulement les dates d'*Omiwatari stricto sensu*, mais aussi celles de la prédiction d'*Haikan* et même la date de prise en glace du lac, qui précède l'arrivée éventuelle des rides. De 1871 à 1923, certains de ces renseignements manquent. À partir de la fin du XIX^e siècle, les observations religieuses, tout en se poursuivant, ont été doublées par des études scientifiques. Le limnologue Akamaro Tanaka a ainsi noté personnellement les dates de prise en glace du Suwa entre 1898 et 1914 (Tanaka, 1916), et les études furent ensuite approfondies par Shinkichi Yoshimura et Keiichi Yoneyama. Depuis les années 1940, les données de la station météorologique de Suwa fournissent encore une série supplémentaire parallèle.

Dès les années 1950, certains chercheurs avaient rassemblé les cahiers éparpillés, réunissant les documents conservés dans les temples et la maison du prêtre (Arakawa, 1954, Fujiwara, 1954, Fujiwara & Arakawa, 1954). Gray (1974), Tanaka & Yoshino (1982) élaborèrent des reconstitutions paléoclimatiques du fossé de Suwa et de la région de Tokyo à partir de la compilation de ces données. Certes, par rapport aux autres documents anciens possédés sur le gel des lacs ailleurs dans le monde, avant tout en Suisse et en Allemagne, la continuité et la cohérence des informations est exceptionnelle, du fait de la régularité de la demande religieuse, sans commune mesure avec les notes politiques, festives ou narratives de l'Occident à ce sujet. Pourtant, il est possible que cette homogénéité ait été exagérée, abusant tous les auteurs cités, qui, cherchant à utiliser la plus longue série possible, s'étaient jusqu'à présent contentés de mettre bout à bout les données shintoïstes et scientifiques.

Or il semble que le mode d'observation et les formes d'écriture aient légèrement changé plusieurs fois. En fait, l'ancienneté et la multiplicité mêmes des documents interdisent une uniformité parfaite des renseignements. Quelques exemples de différences peuvent être évoquées. Ainsi, de 1444 à 1682, les chroniques indiquent non seulement la date, mais aussi l'heure d'apparition d'*Omiwatari* (Miyaji, 1931), ou, du moins, une fourchette de deux heures, puisqu'elles sont indiquées selon le comptage ancien (*ne, ushi, tora*, etc.). Les quatre cinquièmes des observations d'*Omiwatari* ont été faites à l'aube, entre quatre et huit heures du matin. Or on sait que les principales détonations de contraction de la glace se font au moment le plus froid du cycle diurne, c'est-à-dire au point du jour (Fujiwara, 1949). Il faut en déduire qu'on n'observait pas *de visu* l'*Omiwatari*, préférant en noter l'apparition à l'écoute attentive du bruit. Après 1682, en revanche, on s'est contenté de marquer la date, grâce à l'observation, depuis les rives et pendant la journée, des lignes semblant plus claires sur la banquise. D'autre part, la comparaison du dernier siècle entre les cahiers religieux et les observations scientifiques montre quelques différences, car le prêtre et le scientifique n'ont pas exactement la même définition de la banquise complète.

dépend, qui prédit l'abondance de la prochaine récolte. Or c'est le prêtre du *Suwa-taisha* qui le lit dans l'*Omiwatari*, notamment en fonction de la direction de ces rides, d'où l'importance de cette consignation écrite.

Figure 10

Au total, les écarts peuvent être quantifiés (Ishiguro *et al.*, 2001, et fig. 10), mais ils posent le problème général de l'exploitation des documents écrits concernant la température des lacs avant l'invention du thermomètre. Même après le XVII^e siècle, cet instrument ne fut connu que dans un cercle très restreint et ne fut d'abord pas destiné à l'estimation du degré de chaleur de l'eau. Pendant plus d'un siècle, on continua à ne s'intéresser qu'aux conséquences tangibles et superficielles des températures lacustres.

1.1.1.2 – Les premiers écrits scientifiques

Les plus anciennes observations scientifiques du Léman, parmi les premières mondiales dans un lac, contemporaines de l'invention du thermomètre, ont aussi porté, après la morphométrie, sur le gel du lac, phénomène thermique palpable, et sur les brouillards d'évaporation, eux aussi conséquence visible de la température de l'eau au contact avec l'air. Le Genevois Jean-Christophe Fatio de Duillier (1659-1720), mathématicien et physicien, a abordé, dans une publication posthume, la prise en glace du Léman, surtout à son exutoire, et les relations entre les températures et les brouillards de drainage.

« Au reste, bien que le froid soit quelques fois très-grand à Geneve, en hyver, le Lac ne se gèle jamais plus avant qu'au-dessus du grand Banc, & ailleurs, seulement jusqu'à quelques pas du Rivage, même dans les Hyvers les plus rudes, comme entr'autres au mois de Janvier de l'année 1709. Le Rhône est plus sujet à la gelée ; mais il y a souvent des Hyvers dans lesquels on ne voit point de glace, ni dans ce Fleuve, ni dans le Lac. Lorsqu'il fait fort froid, il sort ordinairement du Lac, beaucoup de vapeurs ; elles ressemblent à une fumée qui ne seroit gueres épaisse, quoi-que ces vapeurs ne permettent pas à la vûe de s'étendre plus loin, qu'elle pourroit le faire dans un tem de Brouillard. » (Fatio de Duillier, 1730, pp. 461-462).

Ainsi, bien que les premiers thermomètres eussent tout juste commencé à circuler en Europe, la plupart des physiciens intéressés aux lacs, d'ailleurs extrêmement peu nombreux, continuaient à surtout s'attacher aux effets apparents et perceptibles des variations des températures lacustres et, d'autre part, uniquement en surface.

Quant à l'étude du degré de chaleur de l'eau en profondeur, les mers avaient suscité un intérêt scientifique un peu plus précoce. Le physicien et chimiste irlandais Sir Robert Boyle (1627-1691) avait publié en 1671 son ouvrage *Tractatus de fondo maris*.

« Sur le chapitre de la nature des eaux, Boyle dit combien prêtait à méfiance la croyance vulgaire qui donnait à l'eau profonde, proche de l'enfer, un calorique élevé. C'est la singularité inverse, rapporta Boyle, qui est soutenue par les marins : gens de bon sens, désireux de boire frais, n'immergent-ils pas leurs outres jusqu'à cent brasses ? D'autres correspondants l'avaient convaincu que, en dessous, la froidure pouvait grandir encore. Le plomb de sonde ne remonte-t-il pas froid comme glace ? » (Vanney, 1993, p. 117, à partir de Cap P.A., 1856, *Robert Boyle, étude biographique*. Paris, Thunot).

Quoi qu'il en fût, que la question eût été posée ou non, les instruments idoines étaient nécessaires.

1.1.2 – L'invention du thermomètre et son adaptation aux mesures lacustres

L'Italie du XVII^e siècle, avant tout grâce à la Vénétie et la Toscane, fut le berceau du thermomètre et des thèses fondamentales concernant le degré de chaleur de l'eau et ses relations avec la densité. Au XVIII^e siècle, l'application de ces découvertes à l'étude de la température lacustre se fit pour la première fois à Genève. Le Léman allait devenir pour un siècle et demi le centre mondial de la recherche thermique dans les plans d'eau continentaux et le lieu d'élaboration des grandes théories la concernant.

1.1.2.1 – La mise au point du thermomètre et les découvertes physiques qui serviraient à l'étude thermique des lacs

Le premier thermomètre, parfois faussement attribué à Galilée, fut inventé par le docteur istrien Santorio Santorio (1561-1636), professeur de médecine à Padoue, pour mesurer le degré de chaleur des malades (Birembaut, 1992). Sa première mention écrite apparut dans un manuscrit de 1611 sous l'appellation de « thermoscope » (« thermoscopium ») et sa description fut celle de Bartolomeo Télioux (Galliot, 1999). Le terme de « thermomètre » fut créé une dizaine d'années plus tard par le Jésuite lorrain Jean Leurechon (1593-1670), afin de désigner les deux « instruments pour mesurer les degrez de chaleur ou de froidure qui sont en l'air » (Leurechon, 1624), celui de Santorio et celui du Hollandais Cornelius Drebbel (1572-1633).

Grâce aux découvertes du disciple de Galilée, le physicien de Faenza Evangelista Torricelli (1608-1647), il apparut que le thermomètre de Santorio possédait l'inconvénient de donner des indications de chaleur dépendant trop fortement de la pression atmosphérique. Le grand-duc de Toscane, Ferdinand II de Médicis (1610-1670), qui avait laissé les affaires politiques à sa mère, d'abord, puis à ses frères, s'intéressait bien plus à la science. Travaillant personnellement avec le physicien émilien, le grand-duc mit lui-même au point un thermomètre fiable. L'émailleur Mariani, sur ordre de Ferdinand II, fabriqua alors, à partir de 1654, une série de ces thermomètres à alcool, les tout premiers à ressembler véritablement aux instruments actuels. Et, en 1657, le grand-duc créa à Florence l'Accademia del cimento, mot à mot l'Académie de l'expérience, la plus ancienne académie des sciences naturelles connue, dont les membres se mirent au travail autour du thermomètre désormais dit de Florence.

Ce fut là, pendant les dix années d'existence de cette académie, que les savants firent, outre des expériences concernant l'utilisation éventuelle du mercure, qu'ils délaissèrent finalement, pour remplacer l'alcool des thermomètres, la découverte majeure à l'origine de la compréhension ultérieure de tout le fonctionnement thermique des lacs d'eau douce. En effet « ils constatèrent entre autres que l'eau placée dans un thermomètre augmente légèrement de volume, non pas au-dessus de son point de congélation mais à partir d'un état voisin (+4°C) et comprirent qu'elle présente alors un maximum de densité » (Birembaut, 1992, p. 538). Mais cette nouvelle connaissance ne fut appliquée aux lacs avant longtemps.

D'ailleurs, tous les efforts se concentraient sur la mise aux points d'instruments plus précis, dans la graduation et les bornes attribuées à celle-ci. Le Napolitain Sebastiano Bartolo fut le premier à proposer, dans un ouvrage posthume paru en 1679 (*Thermologia Aragonia, sive Historia naturalis thermarum*), les limites thermiques de la neige et de l'eau bouillante (Birembaut, 1992). Si le seuil de congélation de l'eau fut repris par beaucoup, l'autre fut longtemps négligé, y compris par les deux grands personnages qui donnèrent leur nom aux deux graduations autres que le système centésimal du Suédois Celsius, l'Allemand de Dantzig Daniel Fahrenheit (1686-1736) et le Français de La Rochelle René Ferchault de Réaumur (1683-1757).

Pendant la mise au point de ces échelles, en 1707, cinq ans seulement après la fabrication du thermomètre du Danois Ole Roemer, repris ensuite par Fahrenheit, un essai isolé concernant l'évaluation de la température de l'eau eut lieu, non en lac, mais en Méditerranée. Elle fut le fait, au large des côtes provençales, du comte bolognais Luigi-Ferdinando de Marsili (1658-1730). Les planches de son ouvrage *Histoire physique de la mer* (Amsterdam, 1725) ne permettent pas d'obtenir de grands renseignements sur les thermomètres utilisés, mais il est sûr que, pour la toute première fois, des mesures de la température d'une tranche d'eau avaient été effectuées avec soin. De Marsili fut le premier à énoncer une uniformité verticale de la température de l'eau en février, de 20 à 240 m de profondeur (Vanney, 1993, p. 124).

Sous les deux noms de Fahrenheit et Réaumur, des quantités de divisions différentes virent ensuite le jour (Jan Hendrik Van Swinden (1746-1823) *Dissertation sur la comparaison des thermomètres*, parue en 1778, cité par Birembaut, 1992), si bien que ce furent des techniciens et

d'autres savants successeurs de ces deux hommes qui fixèrent en fait exactement les deux échelles et les deux seuils de fusion de la glace et d'ébullition de l'eau, dans la seconde moitié du XVIII^e siècle. Parmi eux, le physicien genevois Jean-André de Luc effectua le travail le plus important. Or ce fut justement l'un de ses collègues, Horace-Bénédict de Saussure, qui fit les premières campagnes de mesures de température de l'eau d'un lac, à peu près en même temps que celles effectuées en mer, par Phipps et Cook.

1.1.2.2 – Genève au XVIII^e siècle, le premier foyer mondial de l'étude de la température de l'eau des lacs

Alors que la capitale du calvinisme connaissait une certaine agitation sociale et condamnait les livres de Jean-Jacques Rousseau, les travaux de Micheli, Deluc et de Saussure faisaient entrer dans le domaine scientifique l'étude de la température des lacs. L'importance des travaux d'Horace-Bénédict de Saussure fut telle quant à la température lacustre que, plus de deux cents ans plus tard, son nom continue d'être cité dans certains manuels de limnologie, fussent-ils américains (Hutchinson, 1957, p. 426, Horne & Goldman, 1994, p. 3)³⁹. Une telle longévité scientifique mérite une présentation détaillée de notre part, le savant suisse ayant été le tout premier à lancer une recherche sur le sujet qui nous préoccupe.

1.1.2.2.1 – B. Micheli et J.-A. de Luc, ou la température de l'eau au cœur de la tourmente politique et religieuse

Barthélemy Micheli du Crest (1690-1766) fut le premier genevois travaillant sur la température. Banni de sa patrie en 1735, il se réfugia à Paris, où il mit au point une échelle thermométrique de cent graduations. Dans son petit ouvrage *Description de la méthode d'un thermomètre universel*, paru en France en 1741, il proposait de placer le zéro au degré de chaleur de la cave de l'observatoire de Paris, qu'il pensait invariable, et le cent à la température de l'eau bouillante (Isely, 1901, pp. 114-115). Mais, surtout, le successeur d'Agrippa d'Aubigné dans la demeure du Crest avait mis au point un thermomètre à esprit de vin, destiné à mesurer les températures de l'eau des puits, que de Saussure utilisa dans le Léman.

Revenu à Genève en 1742, accusé de conjuration en 1749, Micheli fut définitivement emprisonné. Pourtant, en 1735, lors de sa première condamnation, il avait été défendu par Jacques-François de Luc (ou Deluc), un horloger ami de Jean-Jacques Rousseau engagé dans la lutte politique contre les Négatifs⁴⁰. Dans ses *Confessions* (partie II, livre VIII), l'auteur de la *Nouvelle Héloïse* narra sa mémorable promenade en barque sur le lac avec l'ensemble de la famille Deluc. Fut-ce cette longue excursion lacustre qui détermina le fils de Jacques-François, Jean-André, à se lancer dans l'étude de la température de l'eau ?

Toujours fut-il que, devenu physicien et géologue, J.-A. de Luc (1727-1817) se passionna avant tout pour le perfectionnement des principaux instruments de météorologie de l'époque, le baromètre, l'hygromètre et le thermomètre. Paru en 1787, son ouvrage *Nouvelles idées sur la météorologie* fit date. Il avait été précédé de plusieurs autres livres traitant du sujet, notamment *les Recherches sur les Modifications de l'Atmosphère, ou le Baromètre et le Thermomètre* de 1772. Dans les pays ayant adopté le système de Réaumur, de Luc fut le premier à proposer, pour des besoins d'homogénéisation des différentes échelles existantes, les quatre-vingts degrés compris entre les deux bornes qui allaient devenir universelles.

³⁹ La citation d'un auteur écrivant dans une autre langue que l'anglais dans un manuel ou un article de limnologie étant d'autant moins rare que le texte mentionné est ancien, le fait est moins extraordinaire qu'il n'y paraît. En outre, dans le second cas, de Saussure, comme tout alibi culturel, ne se retrouve pas en bibliographie.

⁴⁰ Le parti des Négatifs (ou conservateurs) s'opposait à Genève à celui des Représentants.

Figure 11

Voyageant dans toute l'Europe, séjournant longtemps en France, en Angleterre et en Allemagne, où il enseigna, à l'Université de Göttingen, comme Professeur de philosophie et géologie, il était très apprécié des autres savants genevois et ses travaux étaient bien entendu précisément connus de Saussure.

« Le thermometre de Mercure auquel je donne d'après M. De Luc, le nom de *thermometre commun*, est celui qui porte presque par-tout le nom de M. de Reaumur : dans ce thermometre, le terme de la congelation ou de l'eau dans la glace, est marqué 0, & celui de l'eau bouillante 80. Ici, à Geneve, nous prenons pour marquer le terme de l'eau bouillante, le moment où le barometre est à 27 pouces » (Saussure, 1779, p. 22).

Bien que, après la chute des Négatifs, Jean-André de Luc eût mené une vie dans les hautes sphères politiques, délégué de la République de Genève à Paris en 1768, membre du Grand Conseil en 1770, lecteur de la reine d'Angleterre en 1773, il ne put faire passer son nom à la postérité quant à l'échelle thermométrique ayant pour borne l'eau bouillante, dont il était pourtant le créateur. Mais le nom de Réaumur était si prestigieux que cette échelle, enfin définitivement fixée, garda l'appellation du savant aunisien.

« Il est parvenu à découvrir les vrais points fixes du Thermomètre de M. de Réaumur ; & en général tous ses rapports avec le thermomètre commun. On sera étonna de voir, par la Table qui exprime ces rapprts, à quel point le Thermomètre de M. de Réaumur étoit méconnu » (Deluc, 1772, p. 7).

1.1.2.2.2 – H.-B. de Saussure, le premier savant de la température de l'eau des lacs

Ce fut le Genevois⁴¹ Horace-Bénédict de Saussure (1740-1799) qui, le tout premier, mesura dans un lac, en l'occurrence le Léman, les températures à différentes profondeurs, et énonça la grande théorie du fonctionnement thermique des lacs d'eau douce. Cette recherche fut, concernant le Léman, le grand apport scientifique du Professeur de Philosophie⁴² à l'Académie de Genève (fig. 11). Dans son ouvrage naturaliste traitant des Alpes, deux chapitres étaient consacrés au Léman, le premier abordant tous les domaines, le second entièrement réservé aux températures de l'eau. De Saussure, convaincu de l'importance de l'étude des températures de l'eau lacustre pour l'avancée de la science, savait communiquer son engouement pour le sujet.

« Persuadés que ces recherches sont de la plus grande importance pour la théorie de la Terre, nous résolûmes de ne rien négliger pour constater de la manière la plus précise la chaleur de l'eau du Lac & ses variations, à différentes profondeurs & en différentes saisons » (Saussure, 1779, p. 20).

Point de départ mondial de l'étude thermique des lacs, les mesures de Saussure méritent qu'on s'y attarde assez longuement.

⁴¹ Au sens de République de Genève, car H.-B. de Saussure est né à 3 km au sud-est de Genève, à Conches (hameau appartenant depuis 1801 à la commune de Chênes-Bougeries). Un méandre de l'Arve, bien développé, a donné son nom au lieu-dit, la conche étant, en savoyard, la courbure (même racine que « coquillage »), terme utilisé aussi pour certaines baies du Léman. Au XVIII^e siècle, plusieurs grandes familles genevoises, éprises de retour à la nature, demeuraient ici, la famille de Saussure possédant le domaine de Grand Conches (Association des Intérêts de Conches, 1988). La famille de Saussure était d'origine lorraine, mais le trisaïeul de Horace-Bénédict, grand fauconnier à la cour du Duc de Lorraine, était tombé en disgrâce, accusé de prêcher le protestantisme au fils du duc, et il s'exila à Lausanne. Le grand-père de Horace-Bénédict quitta la capitale vaudoise pour s'installer définitivement à Genève (Freshfiel, 1924, p. 50).

⁴² En tant qu'étudiant, H.-B. de Saussure avait soutenu à dix-neuf ans une thèse de philosophie intitulée *Dissertatio physica de igne*, portant sur la transmission de la chaleur des rayons du soleil (Freshfield, 1924, p. 61). Son intérêt pour l'étude des températures fut donc précoce.

Figure 12

1.1.2.2.1 – Les thermomètres et les précautions scientifiques prises par de Saussure

En 1774, les sieurs Mallet et Pictet, amis de Saussure, utilisèrent un thermomètre à mercure, « renfermé hermétiquement dans un tube de verre » (Saussure, 1779, p. 20), pour accomplir leurs mesures du degré de chaleur de l'eau du Léman. En revanche, toutes les mesures effectuées dans le lac par Horace-Bénédict de Saussure lui-même furent faites avec un thermomètre à alcool *Micheli*, transformé par les soins de Pictet pour coïncider avec l'échelle de mercure de Réaumur. Ce thermomètre à esprit de vin, conçu par le sieur Micheli du Crest pour mesurer les températures de l'eau des puits, avait pour principale particularité d'être isolé de l'extérieur par une gaine en bois d'environ 4 centimètres d'épaisseur. De fait, cet appareil mettait longtemps à se stabiliser à la température de l'eau dans laquelle il était plongé : huit heures, d'après les expériences de Saussure.

Or, lors des toutes premières mesures dans le lac, celles de 1767, effectuées avant que le naturaliste genevois n'eût pratiqué de la manière la plus approfondie les essais d'inertie de ses instruments, le thermomètre ne fut laissé que cinq heures au fond du lac. Pour la campagne de 1779, en revanche, le professeur de l'Académie prit toujours le soin de dépasser le temps nécessaire à une mesure juste.

Mais il subsistait le principal problème, celui qui tourmenta tous les savants jusqu'à l'invention des thermomètres à minima, le réchauffement du thermomètre au cours de sa remontée. La température lue ne donnait, nonobstant les autres sources d'erreur, qu'une valeur majorée, en dessous de laquelle se trouvait la vraie température. H.-B. de Saussure était conscient de ce problème et ce fut la raison pour laquelle il ne pouvait donner crédit aux valeurs absolues données par Mallet et Pictet.

« Et même le thermomètre qu'ils employèrent, n'étant que très-imparfaitement garanti de l'action de l'eau plus échauffée qu'il traversoit en remontant, il est très-vraisemblable qu'il perdit une partie de la fraîcheur qu'il avoit contractée dans le fond » (Saussure, 1779, p. 20).

Pour ses propres instruments, le philosophe genevois mit au point quatre techniques. Et, pour juger de la fiabilité de celles-ci, il fit des expériences comparatives dans un réservoir, faisant traverser à ces appareils des masses d'eau de température connue à différentes vitesses. Les plus mauvais résultats furent obtenus par une sorte de bouteille préleveuse de son invention dans laquelle il avait placé un thermomètre à mercure. Cette technique ressemblait à celle que les marins britanniques venaient d'essayer dans l'océan (cf. *infra*).

« Je pris enfin un tuyau cylindrique de cuivre d'un pied de hauteur, sur trois pouces & demi de diamètre. J'y fis ajouter deux soupapes, l'une au haut & l'autre au bas. Ces soupapes s'ouvrent l'une & l'autre de bas en haut, en sorte qu'elles laissent entrer l'eau lorsque le cylindre descend, & se ferment l'une & l'autre très-exactement quand il remonte. Ainsi cet instrument plongé dans les eaux profondes, se remplit de celles du fond, & les rapporte à la surface. Nous logeâmes dans l'intérieur de ce cylindre un thermomètre de Mercure, renfermé dans un tube de verre » (Saussure, 1779, p. 25).

Des résultats intermédiaires furent obtenus par deux autres techniques, d'une part un thermomètre à alcool *Micheli* enfermé dans une bouteille de verre remplie d'eau, ce liquide jouant en quelque sorte le rôle d'isolant, d'autre part un thermomètre à mercure introduit dans un tube de verre rempli d'eau, bouché avec des tampons de liège, le tout enfermé dans un étui de bois cerclé de fer (Saussure, 1779, p. 307).

Mais la technique la plus heureuse consistait à utiliser un thermomètre à esprit de vin *Micheli*, dont l'étui en bois de noyer massif était lui-même enveloppé d'un linge épais enroulé cinq fois. Ce fut cette dernière méthode qui satisfît le plus H.-B. de Saussure en laboratoire et il l'utilisa donc dans toutes ses mesures en lac, quand la profondeur était grande. Pour les profondeurs plus réduites, la bouteille préleveuse permettait de gagner du temps, sans que l'erreur fût, à ses yeux, importante. Dans les lacs du Jura, il utilisa aussi le thermomètre à mercure dans un tube d'eau.

Pour résumer, l'obsession du savant genevois était de trouver la technique pour laquelle l'instrument de mesure serait le plus lent possible, afin que la remontée du thermomètre n'influencât

pas la valeur lue en surface. Plus la profondeur à laquelle il souhaitait prendre la température était importante, plus il prenait garde à ce problème, qui culmina pour les mesures en mer.

« D'après cette vue, au lieu de prendre un thermomètre de mercure, j'en ai pris un d'esprit-de-vin, parce que ce dernier fluide est plus lent à changer de température ; & au lieu de faire ce thermomètre le plus mince possible, je lui ai donné une grosse boule, & une épaisse enveloppe des matières les moins conductrices » (Saussure, 1796, p. 197 et **fig. 12**).

Il ajouta même de la cire. Les expérimentations faites pour vérifier la lenteur du thermomètre étaient détaillées de manière très convaincante (id., pp. 198-200).

Au total, il est clair que l'écart d'approximation restait grand, du fait des problèmes de pression en profondeur, mais c'est le fait que le savant genevois eut mis au point un véritable protocole de recherche qui confère aujourd'hui, avec le recul, toute sa valeur à cette campagne de mesure, plus que les données elles-mêmes. D'ailleurs, le savant des lacs fit sournoisement remarquer la supériorité scientifique de sa démarche sur celle des marins de la même époque.

« Le Capitaine Phipps & M. Forster, s'étoient déjà servi d'une semblable machine ; mais il est à regretter qu'ils n'ayent fait aucune épreuve, pour juger des changements que l'eau qu'elle renferme peut éprouver en traversant du fond à la surface des eaux d'une température différente » (Saussure, 1779, p. 25).

1.1.2.2.2 – Les mesures de la température du Léman à toutes les profondeurs

Ce fut le 13 août 1767, de 10 heures 20 du matin à 3 h et quart de l'après-midi que de Saussure effectua ses premières mesures de température de l'eau non superficielle dans le Léman. Au large de la pointe de Genthod, il prit la température à 82 pied 6 pouces de profondeur (26 mètres 73). Il trouva un degré de chaleur plus faible au fond qu'en surface. Le 6 août 1774, au large de Chillon, les sieurs Mallet et Pictet trouvèrent au fond du lac, par 312 pieds (101 mètres), une température nettement plus froide que celle de surface.

La campagne de 1779 fut effectuée avec plus de précaution et eut lieu en février, après que le mois de janvier eut été particulièrement froid. Il n'est donc pas étonnant que le naturaliste alpin ait trouvé une température pratiquement identique de la surface jusqu'aux plus grandes profondeurs. La première série de mesures eut lieu le 6 février 1779 dans la partie occidentale du Grand Lac, par 350 pieds (113 mètres). La seconde suite de mesures fut effectuée du 11 au 12 février au large d'Évian et Meillerie. En un point, la température fut prise à 950 pieds de profondeur (307,8 mètres), en laissant quatorze heures un thermomètre *Micheli* avec un linge entourant la gaine de bois et en vérifiant avec un thermomètre en bouteille prenant la température en une heure trois quarts. A la verticale de ce même point, la température fut aussi prise avec le cylindre à 100 (32 mètres) et 250 pieds (81 mètres). En un autre point, le savant lémanique prit le degré de chaleur de l'eau par 620 pieds (200,9 mètres) avec deux thermomètres *Micheli*, l'un avec la protection majeure, l'autre dans la bouteille, les deux instruments ayant été laissés seize heures au fond du lac.

Selon de Saussure, les températures de l'eau de surface étaient, en ces 11 et 12 février, de 4,5 degrés Réaumur (5,625 °C), celles du fond étant comprises entre 4,15 et 4,30 degrés Réaumur (entre 5,1875 et 5,375°C). Comme la tranche d'eau avait manifestement une température à peu près uniforme sur toute sa profondeur, le problème de la dégradation de la température à la traversée des couches superficielles lors de la remontée des sondes profondes n'est pas à prendre en compte ici, si bien qu'on peut considérer comme assez justes ces données, bien que les distorsions dues à la pression fussent alors négligées.

En revanche, la justesse de la profondeur pose problème. Si on examine la position précise qu'il donnait des deux points de mesure de température, ses mesures à 307,8 m ont été faites en un endroit qui fait 260 mètres de profondeur sur les cartes bathymétriques actuelles et celles effectuées selon lui à 201 mètres correspondent à un lieu où le fond du lac est à 309 m. F.-A. Forel expliqua cette erreur par une simple interversion des deux points de mesure.

« Je présume qu'il y a eu faute de copie et qu'il a donné à Meillerie la profondeur trouvée devant Evian. Cette erreur de Saussure s'est propagée dans les souvenirs populaires, et nous avons beaucoup de peine à corriger dans le public la notion fermement ancrée que le lac a sa plus grande profondeur devant Meillerie » (Forel, 1892, p. 30).

Cette interprétation de Forel ne nous convainc pas, pour deux raisons. La première est que cette prétendue interversion apparaît à la fois dans le texte et sur la carte de Saussure. Il y aurait ainsi eu deux fois la même erreur, dans des conditions très différentes. La seconde raison réside en ce que l'erreur de Saussure n'a pas provoqué la croyance populaire, car celle-ci précédait les mesures du philosophe genevois. Sur le manuscrit original, de Saussure écrit en toutes lettres qu'il est allé prendre les mesures de température au large de Meillerie parce qu'on lui avait dit que les plus grandes profondeurs du Léman étaient ici. Dans ces conditions, s'il avait trouvé devant Evian une profondeur bien plus grande, son étonnement lui aurait sans doute évité de faire deux fois la même interversion attribuant à Meillerie la plus grande profondeur.

« Nos batteliers nous conduisirent à la place où ils croyoient que le Lac avoit la plus grande profondeur ; c'est vis-à-vis du village de Meillerie, environ à 800 toises du bord » (Saussure, 1779, p. 28).

Cela doit nous rappeler qu'au XVIII^e siècle, malgré toutes les précautions prises par le naturaliste genevois, les mesures de température, mais aussi des profondeurs auxquelles étaient descendus les thermomètres, restaient sujettes à une imprécision certaine.

1.1.2.2.3 – Les mesures de la température dans divers lacs du Jura et des Alpes

Dès l'été 1779, quelques mois après ces mesures hivernales dans le Léman, de Saussure mesura la température des lacs du Jura en surface et à l'endroit de la plus grande profondeur : le lac de Joux le 15 juillet, le lac de Neuchâtel le 17 juillet, le lac de Biemme le surlendemain (Saussure, 1779, pp. 306-324). Impressionné par le fait que la température profonde du lac de Neuchâtel en plein été était sensiblement la même que celle du Léman en hiver, pressentant le fait que la température profonde était immuable, il élargit son champ géographique et mesura le degré de chaleur du lac d'Annecy jusqu'au fond de l'entonnoir du Boubioz le 14 mai 1780 (Saussure, 1796, p. 4).

Après la difficile année 1782, pendant laquelle, en tant qu'aristocrate membre du Grand Conseil de la République de Genève, il soutint un siège contre les révolutionnaires (Golay, 1998, p. 159), il se remit à ses études thermométriques. Il mesura la température de l'eau jusqu'au fond du lac du Bourget, puis le 7 juillet 1783 dans le lac de Thoune, le lendemain dans le lac de Brienz, le 28 juillet 1783 dans le lac de Lucerne, le 19 juillet 1783 dans le lac Majeur, le 25 juillet 1784 dans le lac de Constance (Saussure, 1796, p. 201-204). Dans le cas des lacs de Thoune et de Brienz, il prit aussi la température de la rivière affluente, l'Aar.

Le remarquable travail pratique de Saussure fut suivi d'une consécration théorique, l'énonciation des deux états possibles des masses d'eau d'un lac (cf. chap. III). Ainsi, les mesures de températures de l'eau des lacs n'avaient, grâce à de Saussure, pris aucun retard sur celles effectuées en mer, ni les conclusions théoriques à en tirer. D'ailleurs, le philosophe genevois effectua aussi lui-même des mesures de température en Méditerranée.

1.1.3 – Le problème de la profondeur et les premiers perfectionnements instrumentaux

La bouteille préleveuse ou le thermomètre enfermé dans un étui à forte inertie étaient des outils, déjà utilisés par de Saussure, pour pallier les erreurs possibles dues à la profondeur. L'essentiel de l'évolution des techniques se fit en océanographie, où le problème de l'épaisseur de la tranche d'eau était plus crucial qu'en lac. La mise au point du thermomètre de Six fut une étape importante, qui permit aux mesures de se développer jusque dans les années 1870.

1.1.3.1 – Bouteilles préleveuses et anciens thermomètres à déversement

Ce fut dans la Royal Society de Londres que fut conçu, au milieu du XVIII^e siècle, l'appareil destiné à la mesure des eaux profondes. Stephan Hales (1677-1761) mit au point en 1742 une bouteille préleveuse, essayée par le capitaine Henry Ellis en 1750 au sud des Canaries. Le thermomètre Fahrenheit qui prenait les températures de l'eau prélevée par cette bouteille donna des résultats si élevés qu'Ellis en déduisit un réchauffement lors de la remontée (Vanney, 1993).

Piqué au vif, le président de la Royal Society, lord Charles Cavendish (1703-1783), inventa alors, en 1757, « le premier thermomètre à « déversement », compliqué à souhait par des valves et des soupapes. On ne pouvait espérer engin plus défectueux – fonctionnement lent, maniement délicat, vulnérabilité à la pression, indifférence affichée envers le plus intéressant : la température la plus basse. C'est avec cette petite merveille instrumentale que partiront les grandes campagnes du dernier tiers du siècle » (Vanney, 1993, p. 126).

Connût-elle des difficultés à être vérifiée en pratique faute d'un équipement adapté, du moins l'idée générale de la Royal Society était intéressante : la température tend à diminuer de la surface vers le fond.

En 1765, en revanche, le physicien français Jean-Jacques Dortous de Mairan (1678-1771) avait généralisé, dans les *Mémoires de l'Académie Royale des Sciences*, le caractère uniforme des températures de l'eau de la surface en profondeur, à partir des mesures ponctuelles de Marsili vieilles de plus d'un demi-siècle.

« Pouvait-il en être autrement, s'interrogeait ce savant allègre mais discret, puisque dans les profondeurs de l'eau s'irradie la chaleur émanant du foyer de la planète ? » (Vanney, 1993, p. 125).

Alors que de Saussure avait pris les premières températures profondes du Léman dès 1767, il fallut attendre 1772 pour obtenir les premières mesures profondes de température océanique de James Cook (1728-1794) et J.G. Forster, fort décevantes. L'année suivante, en juin 1773, le capitaine Constantin John Phipps (1744-1794), mandaté par la Royal Society, fit des mesures très intéressantes au retour du Spitzberg, avec un thermomètre Cavendish (Vanney, 1993, p. 135). En 1779, ce fut la grande campagne de mesure des températures lacustres de Saussure, puis le philosophe genevois recommença ses expériences, mais en mer, au large des côtes ligures. En lac, il restait le seul à avoir effectué un tel travail.

1.1.3.2 – Le développement des mesures dans les deux premiers tiers du XIX^e siècle

Au début du XIX^e siècle, pour la plupart des lacs, la prise en glace de l'eau de surface et la formation de brouillards continuaient d'être les seuls phénomènes thermiques évoqués.

Ainsi, pour le Baïkal, « de hautes pyramides de glace se forment principalement en novembre et décembre sur les bancs de sable et entre les rochers, et rendent les bords du lac inabordables. A cette époque, la navigation sur le Baïkal est extrêmement dangereuse, tant par les brumes épaisses qui couvrent sa surface » (Klaproth, 1825, p. 308).

En 1799 (mais publié en 1814), l'étude du Léman par le Doyen Bridel comportait un court chapitre VI, intitulé « phénomènes physiques », qui n'apportait pas de nouveauté à ce sujet. En 1867, exactement cent ans après les premières mesures effectuées par de Saussure, l'article de synthèse paru dans le *Dictionnaire du Canton de Vaud* se contentait de résumer les conclusions du philosophe genevois du siècle passé, faisant croire qu'il n'y avait eu sur le Léman ni nouvelle mesure de température, ni nouvelle réflexion théorique concernant le degré de chaleur des eaux lacustres.

« La température de l'eau à 150 pieds de profondeur est toujours la même en hiver comme en été, elle est de 4 ½ degrés, comme l'ont démontré les expériences du savant de Saussure » (Martignier & de Crousaz, 1867, p. 538).

En fait, quelques nouveaux essais techniques avaient eu lieu, et certaines nouvelles mesures avaient été réalisées, presque uniquement en Europe. A partir de 1772, James Six avait travaillé à la mise au point d'un nouveau thermomètre océanique, qui devait se bloquer à la température la plus

basse. Il s'agissait donc d'une étape décisive. Mais ce ne fut qu'un an après sa mort, en 1794, que fut publié le résultat de ses recherches (Vanney, 1993, p. 137). En fait, le thermomètre dit de Six, construit et amélioré par divers auteurs, fut le principal instrument utilisé dans les lacs pendant les trois premiers quarts du XIX^e siècle, moins critiqué dans les plans d'eau continentaux qu'en mer, où sa résistance à la pression était douteuse.

Après celle de Saussure, la deuxième plus ancienne opération de mesures de températures lacustres fut sans doute, en Ecosse, celle de James Jarine. Celui-ci mena deux campagnes dans les lacs Tay, Katrine et Lomond, l'une en 1812, l'autre en 1814. Mais elles ne donnèrent lieu à aucune publication sur le moment et ne furent commentées que beaucoup plus tard par Buchan (1871, p. 793), qui avait reçu ces documents de James Leslie.

En 1819, H.-T. de la Bèche, gentilhomme anglais féru d'histoire naturelle, séjourna quelque temps à Genève. Il fit une campagne thermique dans le Léman, qu'il relata dans une lettre du 5 octobre 1819 adressée à Monsieur le Professeur Pictet. Ce dernier la traduisit en français et la fit publier. De la Bèche employait un instrument mis au point par le Londonien Newman, thermomètre à minima se bloquant, selon le principe de Six, à la température la plus basse relevée.

« Le thermomètre que j'ai employé étoit du nombre de ceux à index mobile, qui s'arrête au terme où le liquide thermométrique a cessé de se contracter, et qui indique ainsi, en l'absence de l'observateur, le minimum de température » (Bèche, 1819, p. 119).

Comme il travailla en septembre, les températures étaient évidemment d'autant plus basses que la profondeur était grande et cet outil lui donnait donc la température à l'endroit où il avait cessé de descendre son câble. En une dizaine de jours, il prit ainsi quatre-vingt dix mesures, en degrés Fahrenheit et Réaumur, allant de la surface à 161 brasses anglaises de profondeur (294 m).

En 1835, le physicien français Antoine Becquerel mit au point un procédé électro-chimique de mesure de température de l'eau.

Il s'agissait « de deux fils, l'un de cuivre, l'autre de fer, soudés par un de leurs bouts, et en communication par les deux autres avec un multiplicateur à fil court [...]. Les deux fils doivent être étamés dans toute leur longueur, recouverts de soie, et goudronnés » (Becquerel & Breschet, 1836, p. 778).

La déviation d'une aiguille aimantée, étalonnée, permettait de déduire la température.

Vantant son invention, l'Académicien orléanais écrivait que « cet instrument a un avantage que ne possèdent pas les thermomètres à minima : ces derniers exigent un certain temps pour prendre la température ambiante, de sorte qu'il faut faire une expérience chaque fois que l'on change de milieu ; tandis que le thermo-multiplicateur donne des effets instantanés » (Becquerel & Breschet, 1836, p. 779).

Cependant, la précision diminuait rapidement avec la profondeur et cela expliqua sans doute le peu d'engouement qui s'ensuivit. L'endroit où Becquerel et Breschet décidèrent de venir essayer ce nouvel instrument, destiné aux mers comme aux lacs, fut le Léman, au large du château de Chillon. Six mesures furent prises, de la surface à 104 m de profondeur.

Installé en Autriche, le géographe tchèque d'origine hongroise Friedrich Simony réalisa maints profils dans divers lacs du Salzkammergut à partir de 1843. Utilisant un thermomètre à minimum de Six *Kapeller*, lesté avec un poids de cinq à dix livres, il attendait huit minutes à chaque station (Simony, 1850, pp. 555-556). Simony fut le premier à multiplier à ce point le nombre de mesures. Sa principale campagne, celle du 20 août au 6 septembre 1848, lui permit de prendre 193 températures, exprimées en degrés Réaumur, dans les lacs de Traun, d'Atter, de Mond, de Wolfgang, de Hastatt, de Grundel, de Toplitz, d'Alt-Ausser et de Gosau. Tout lac était étudié sur l'ensemble de sa tranche et une température de fond était systématiquement indiquée, avec la valeur de la profondeur en pieds viennois. C'était l'Institut de géographie de l'Université de Vienne qui distribuait ces appareils et les soignait « avec un respect confinant à la piété » (Müllner, 1896, p. 10, en allemand).

Figure 13

Au milieu du XIX^e siècle, les lacs des Salines de la Couronne étaient, avec le Léman, les plus scrutés sur le plan thermique. Simony, qui fut le tout premier professeur d'université en géographie d'Autriche (Penck, 1898, p. 5), avait ainsi frayé la voie aux recherches limnologiques dans les lacs alpins en faisant la part belle aux températures de l'eau.

Puis les Suisses Fischer-Ooster et Brunner (1849), par des mesures dans le lac de Thoue, furent les premiers à publier leurs résultats sous forme d'une courbe des températures en fonction de la profondeur, et non seulement sous forme de tableau. Ils inauguraient aussi l'étude du cycle annuel, puisque huit campagnes avaient été faites, du 28 mars 1848 au 3 février 1849. La méthode des deux physiciens bernois consistait à fixer douze thermomètres à une même ligne de sonde, protégés par un boîtier en verre de sorte que la prise de température fût très lente. Ils la laissaient une nuit entière et relevaient rapidement la ligne le lendemain matin. Les premières mesures quotidiennes sur une longue durée furent réalisées par les Vaudois F. Burnier, C. Dufour et A. Yersin, qui, chaque jour de l'année 1851, prirent la température de surface du Léman à 1 km de la côte, au large de Morges (Dufour, 1859). Et, à partir de 1853, la température de surface de l'eau du port de Genève fut prise chaque jour non férié. Dans les Etats Sardes, Boltshauser (1860, p. 9) prit 24 mesures de température dans le lac d'Annecy du 2 février 1856 au 17 janvier 1859, de la surface jusqu'à 55 m de profondeur. Malheureusement, il ne décrivit pas son instrumentation.

D'après Hutchinson (1957, p. 427), H.D. Thoreau fut le premier Américain à mesurer la température de la tranche d'eau d'un lac aux Etats-Unis, dans les années 1860, mais ses résultats ne furent pas publiés avant 1906. En août 1871, le *United States Lake Survey* prit quelques mesures en surface et au fond du lac Supérieur (Nichols, 1880, Fitzgerald, 1895). En août 1873, le Professeur Le Conte prit la température en plusieurs profondeurs du lac Tahoe, dont l'une à 1 506 pieds, soit 459 m (Fitzgerald, 1895, p. 82). Il publia ses résultats en 1883 et 1884 dans une revue de San Francisco, *Overland Monthly* (Smith, 1884, p. 75).

En Ecosse, Sir Robert Christison se lança dans la bataille en 1871, près de soixante ans après les premiers balbutiements de Jarine. Il commença par mesurer la température du loch St Mary's en été 1871 au moyen d'un thermomètre de *Six*. Il poursuivit dans le loch Lomond avec le même appareil et le descendit jusqu'à 618 pieds (188 m) le 11 octobre (Christison, 1872). A partir de novembre 1871, il utilisa un *Miller-Casella* (*Casilla* selon Buchan, 1871, p. 791) et poursuivit ses mesures en 1872.

En Russie, le biologiste B.I. Dybovski, Polonais déporté en Sibérie, avait, dès 1871, mesuré le degré de chaleur du Baïkal jusqu'à 90 m de profondeur. Travaillant sous l'égide de la Société Impériale de Géographie, il osa prendre la température à 1320 m de profondeur en 1876 (Dybovskij & Godlevskij, 1897).

A partir de 1870, le Vaudois François-Alphonse Forel effectua des mesures dans le Léman avec un thermomètre de *Six Miller-Casella*, mais la sûreté n'atteignait pas celle des thermomètres qu'il acquerrait quelques années plus tard. Avec les instruments des années 1870, la mesure d'une température en profondeur était encore une opération fastidieuse et les premiers écrits de Forel ne divergeaient pas vraiment de ceux de Saussure.

« Le naturaliste [...] ne peut employer des thermomètres à minimum, car si l'instrument est sensible, l'index se déplace au moindre choc –il doit préférer des thermomètres à très gros réservoirs dont la capacité soit telle que l'action de la chaleur externe soit nulle pendant la remontée de l'instrument : mais alors l'appareil est excessivement peu sensible et demande un temps énorme pour son équilibration ; - il doit protéger la boule du thermomètre contre la pression qui menacerait de l'aplatir et de fausser totalement le résultat ; pour cela il doit employer des thermomètres enfermés dans plusieurs enveloppes hermétiquement soudées : mais alors l'appareil s'équilibre encore plus lentement. En définitive, un bon sondage thermométrique est une opération compliquée qui demande plusieurs heures de travail, se fait normalement en deux jours de temps, et réclame l'usage d'instruments construits *ad hoc* » (Forel, 1874, pp. 38-39).

Figure 14

Lors de sa visite du lac Titicaca, le Neuchâtelois Alexandre Agassiz, fils du célèbre théoricien de l'époque glaciaire, mesura pour la première fois les températures de l'eau d'un lac de la zone intertropicale (**fig. 13**). Il utilisait un thermomètre de *Six Miller-Casella*, que lui avait prêté le capitaine Patterson. Entre la surface et le fond, à 154 brasses anglaises (282 m), il trouva une très faible différence, de seulement trois à quatre degrés Fahrenheit (Agassiz, 1876, pp. 285-286).

Ainsi, dans les deux premiers tiers du XIX^e siècle, pour quelques lacs du monde, des mesures de température de l'eau avaient été effectuées, ponctuellement en profondeur, un peu plus fréquemment en surface. Le bouleversement survint à l'extrême fin des années 1870, du fait de l'invention du thermomètre à renversement.

1.2 – L'évolution des techniques de mesure de la fin du XIX^e siècle à aujourd'hui

On a vu combien de Saussure avait réfléchi, au XVIII^e siècle, à la manière de réduire le problème du réchauffement du thermomètre à la remontée traversant les couches supérieures. James Six avait participé à l'invention de l'instrument qui savait se fixer à la température la plus basse. C'était l'ancêtre du véritable thermomètre de précision à renversement, dont la mise au point, en 1878, allait révolutionner l'étude thermique des lacs. Si l'exactitude n'allait dès lors plus progresser pendant longtemps, la cadence des mesures, quant à elle, était amenée à connaître assez précocement un nouveau développement, par la création du thermophone, puis de ses dérivés.

1.2.1 – Une précision conservée malgré la profondeur

Le principe du thermomètre à renversement (*reversing thermometer* en anglais, *Umkehrthermometer* en allemand, *oprokidyvaiouchchiïssia termometr* en russe) réside dans le fait que la température se bloque à la profondeur souhaitée, car la colonne de mercure se brise lors du renversement du thermomètre (qui se fait souvent par le choc produit par une navette ou un messenger qu'on fait glisser le long du câble). La température ne subit donc aucune influence lors de la remontée. L'autre difficulté concernait la déformation due à la pression, qui, dans les lacs très profonds, est telle que la lecture en est transformée. La protection dans un double tube en verre, dont seul le plus externe souffre la pression, est la technique la plus pratique.

Mis au point pendant tout le XIX^e siècle, les thermomètres cumulant le renversement et la résistance à la pression atteignirent un niveau remarquable dès la fin des années 1870, notamment dans l'affinement de la précision. Ainsi, le *deep-sea inverting thermometer Negretti & Zambra*, après une première version moins performante, sortit à Londres en 1878, inventé par deux immigrants italiens (**fig. 14**). Le fonctionnement du *Negretti et Zambra* et ses avantages par rapport au *Six* furent détaillés dans la revue *Nature*.

« Le réservoir est cylindrique et le fluide thermométrique est le mercure. Le col du réservoir est resserré d'une manière particulière et c'est de la forme et de la finesse de ce resserrement que dépend essentiellement la réussite de l'instrument. Au-delà de ce resserrement, le tube est coudé et il y a un petit réservoir de sûreté, dont on se propose d'expliquer maintenant le rôle. A l'extrémité du tube, il y a d'autre part un petit réceptacle. Quand l'instrument est tenu réservoir vers le bas, il est manifeste qu'il contient assez de mercure pour remplir le réservoir, le tube et le réceptacle, laissant cependant un espace suffisant dans le réceptacle pour la dilatation du mercure avec l'augmentation de la température. Dans cette position, aucune graduation ne servirait, puisque le mouvement apparent du mercure serait confiné à l'espace du réceptacle. Quand le thermomètre est tenu réservoir vers le haut, le mercure se brise au niveau du resserrement et, sous son propre poids, s'écoule dans le tube vers le bas, rempli le réceptacle et une portion du tube au-dessus du réceptacle, cette partie étant proportionnelle à la température relevée. Ainsi, la graduation se fait de bas en haut à partir du réceptacle » (Anonyme, 1878, p. 349, en anglais).

Depuis le dernier quart du XIX^e siècle, toute mesure ponctuelle réalisée avec ces équipements a une précision qui, toutes choses égales par ailleurs, n'est plus sujette à caution.

Ainsi, dès 1879, l'inventeur de la limnologie utilisait deux *Negretti et Zambra*, qu'il chérissait particulièrement (Forel, 1895, p. 336).

« Lorsque tous les détails de la construction sont bien réussis, et il en est quelques-uns de fort délicats, l'on peut dire que ce deep-sea thermometer est parfait » (Forel, 1880a, p. 504).

Le savant suisse fit alors un nombre important de mesures, surtout dans le Léman, mais aussi dans d'autres plans d'eau, comme les lacs d'Annecy, de Morat, de Zurich. Les Français et les Monégasques, quant à eux, délaissèrent le vrai *Negretti et Zambra* au bout d'une douzaine d'années, pour un instrument dérivé de celui-ci, amélioré et modifié par V. Chabaud. Depuis sa présentation à l'Académie des Sciences en janvier 1892, il eut la faveur en mer et en lac. A l'aide de cet appareil, Delebecque (1898, p. 136) sillonna les lacs français et prit un nombre de mesures considérable, dans le Léman, les lacs d'Annecy, de Tignes, des Sept-Laux, de Crozet, David, du Bourget, d'Aiguebelette, de Paladru, Nantua, Sylans, Genin, Saint-Point, Remoray, Chaillexon, Chalain, Clairvaux, Chambly, Issarlès, Pavin, Chauvet, Tazanat, la Godivelle-d'En-Haut, Gérardmer, Etsom, Oô. En collaboration avec André Delebecque, ou seul, le Professeur de l'Université de Besançon Antoine Magnin participa lors de ces mêmes années 1890 aux campagnes thermiques dans les lacs du Jura, vantant lui aussi les mérites du *Negretti et Zambra* modifié par Chabaud, « le successeur d'Alvergnyat, rue de la Sorbonne, à Paris » (Magnin, 1895, p. 15)⁴³.

A partir de la fin des années 1870, les températures des lacs écossais, notamment celles du Lomond, furent étudiés en détail, sous l'impulsion de J.Y. Buchanan. Celui-ci continuait à préconiser des thermomètres de *Six*. Leur précision était cependant assurée par le fait qu'un degré Fahrenheit correspondait à une graduation de trois millimètres (Buchanan, 1886, p. 404).

En Allemagne, et surtout en Autriche, les années 1880 et 1890 furent aussi deux grandes décennies de mesures. Ce fut le professeur de géographie de l'université de Graz Eduard Richter qui réalisa lui-même ou supervisa l'essentiel des prises de température. En 1889 et 1890, il fit personnellement des mesures à l'ouest de Klagenfurt, dans le Wörthersee, puis, de 1891 à 1894, dans tous les lacs du Salzkammergut, particulièrement dans le Millstättersee. Il prêta en outre ses instruments à l'Ingénieur des mines en chef F. Seeland, qui effectua pour lui de nombreuses mesures supplémentaires dans le Wörthersee entre 1890 et 1894, et au Capitaine F. Zehden, qui travailla dans le Traunsee. Mais ce fut surtout le Notaire Oskar von Luschan qui fut le compagnon scientifique d'E. Richter, qui prit, pendant six mois, trois fois par jour la température de l'air et celle de l'eau en surface dans le Millstättersee (Richter, 1897, p. 30). Richter (1891, pp. 191-192) appréciait certes les *Negretti et Zambra*, mais, loin de les vénérer comme Forel, les réservait aux seules mesures à grande profondeur. Pour les études superficielles, il leur préférerait des thermomètres plus simples.

Aux Etats-Unis, en 1880, pour ses mesures dans le lac Mystique, W.M. Ripley Nichols fut le premier à utiliser un *Negretti et Zambra*, précisément gradué par S.W. Holman du Département de Physique de l'Institut de Technologie du Massachussets. Précédemment, pour ses mesures dans le Fresh Pond réalisées en 1878, il s'était contenté d'insérer un thermomètre dans la bouteille de prise d'échantillon d'eau (Nichols, 1880, p. 58). Les travaux de Nichols faisaient partie de recherches liées à la qualité de l'eau potable des villes du Massachussets, en premier lieu de Cambridge. Mais les premières campagnes thermiques d'envergure arrivèrent une dizaine d'années plus tard à l'initiative du *Boston Water Board*, pour des raisons d'ingénierie et de qualité de l'eau puisée dans les basses couches des lacs du Massachussets. En période de stratification thermique, l'eau de fond posait des problèmes d'hygiène. F.P. Stearns fut le premier à prendre des mesures, en août 1889, dans le lac Mystique Supérieur, l'étang de la Jamaïque et le lac Wenham. Desmond Fitzgerald, lui aussi ingénieur, et George C. Whipple, du Département Aquatique de Brooklyn, commencèrent leurs mesures en 1890 dans un plan d'eau de la banlieue occidentale de Boston, le lac Cochituate, puis les élargirent à trois autres petits lacs des environs, le Winnepesaukee, le Squam et le Dan Hole (Fitzgerald, 1895). D'abord partisans du *Negretti et Zambra*, ils furent ensuite les pionniers dans

⁴³ Le *Negretti & Zambra*, coûteux et fragile, resta cependant quelque temps l'apanage des recherches de pointe. Lors de ses mesures de 1902 à 1904 dans 35 lacs suisses, le chimiste genevois Félix-Ernest Bourcart n'utilisa qu'un thermomètre commun. Il le plaçait sous le robinet de sa bouteille à prélèvement (Bourcart, 1906, p. 18).

l'utilisation du thermophone (cf. *infra*). Notons le caractère très appliqué des recherches américaines de Nichols, Stearns, Whipple et Fitzgerald, différentes des études de limnologie fondamentale réalisées à l'époque par les Européens.

En revanche, les deux universitaires américains de l'époque les plus connus pour leurs travaux thermiques, C. Dwight Marsh, Professeur de biologie au Ripon College, et Edward A. Birge, professeur de zoologie à l'Université du Wisconsin, passèrent plus à la postérité pour leur conceptualisation que pour la rigueur des mesures de terrain. Pour ses campagnes dans le lac Vert, de 1895 à 1896, Marsh (1897, p 185) utilisait un thermomètre analogue à celui employé en Europe plusieurs décennies auparavant, un instrument à minimum *Miller-Casella*, prêté par la Commission des Etats-Unis pour la pêche. Mais on reste surtout stupéfait par la description de la méthode employée par le plus célèbre de tous, E.A. Birge, d'octobre 1894 à juillet 1896. Le professeur de zoologie, certes sauvé par la faible profondeur du lac Mendota, prenait manifestement beaucoup moins de précautions que de Saussure un siècle auparavant et n'utilisait même pas de thermomètre à minima.

« La bouteille thermique contenait environ 1,5 litre et avait un col resserré. Elle était descendue à la profondeur désirée et on la laissait entre une et trois minutes, le temps pour le verre de prendre la température de l'eau. Elle était ensuite débouchée d'un coup sec et on la laissait se remplir. Elle était ensuite remontée rapidement à la surface et la température était mesurée au moyen d'un thermomètre à tige allongée, graduée tous les cinquièmes de degré. La durée de l'ascension de la bouteille depuis le fond du lac était généralement de dix secondes environ et la petite taille de l'ouverture empêchait l'eau des couches supérieures de se mélanger avec celle de la bouteille. La température de l'eau du centre de la bouteille, mesurée par le thermomètre, ne changeait pas d'une manière perceptible pendant le temps requis pour installer ledit thermomètre. La température de la partie profonde du lac, cependant, était quelque peu réchauffée par le contact avec le verre et avec l'air dans la bouteille » (Birge, 1897, pp. 286-287, en anglais).

En Russie, Fedor Kirilovitch Drijenko, dont l'œuvre fut avant tout bathymétrique (Kolotilo, 1997), prit de nombreuses températures de l'eau à toutes les profondeurs du Baïkal, lors de sa longue campagne de 1896 à 1902 (Driženko, 1908). Il avait à sa disposition des instruments de qualité bien supérieure à ceux que Dybosvki avait utilisés un quart de siècle plus tôt.

Les lacs tropicaux restaient le parent pauvre, bien que René de C. Ward eût pris des mesures de surface dans le Titicaca en 1897. En 1903, le Français Neveu-Lemaire fit une campagne sur ce même lac andin et il utilisa le thermomètre à renversement *Chabaud*, celui-là même qui était si cher à André Delebecque. Le médecin lyonnais, fier de disposer du même instrument que Son Altesse Sérénissime le Prince de Monaco⁴⁴, en faisait une description détaillée, photographie et figures à l'appui (Neveu-Lemaire, 1906, p. 80-81). En Afrique, W.A. Cunnington prit des mesures précises dans le Tanganyika dès 1904 (Cunnington, 1920, Coulter & Spigel, 1991). Ainsi, grâce au perfectionnement des outils, l'étude thermique devenait, partout, le passage obligé de toute étude limnologique.

D'une manière internationale, la première campagne concertée et simultanée fut celle dirigée en 1900 par le Suédois Otto Petterson, en marge de la Conférence des Etats riverains de la mer du Nord et de la Baltique. Il demanda à différents collègues de prendre la température de la tranche d'eau de plusieurs lacs européens en mars, mai, août et novembre de la dernière année du siècle. Ce fut ainsi que les Ecossais John Murray et F.P. Pullar prirent les températures du loch Katrine, le Suédois L. Larsson celles du Vättern, le Néerlandais M.H. Huitfeld-Kaas celles du Mjösen, tandis que différents membres de la Société météorologique de Finlande s'occupaient du Ladoga et de l'Enare. Vu la notoriété de l'inventeur de la limnologie, on demanda au Suisse François-Alphonse Forel de prendre en même temps les températures du Léman, bien que la latitude de ce dernier fût bien plus basse que celle de tous les autres lacs étudiés, et de superviser scientifiquement la comparaison d'ensemble (Forel, 1901b).

⁴⁴ Albert I^{er} lui-même s'était intéressé à la limnologie et présidait la Commission de Wiesbaden, dont J. Murray était membre (comm. écr. Monsieur le Professeur J.-R. Vanney, 2 septembre 2001).

Figure 15

Dans l'entre-deux-guerres, la précision des thermomètres de surface fut améliorée, notamment par la mise au point des appareils *C. Richter* de Berlin (Halbfass, 1923, p. 175). Pour les grandes profondeurs, le *Negretti & Zambra* restait sans équivalent. Au milieu du XX^e siècle, dans sa longue description des thermomètres à renversement, de leurs qualités et défauts, des précautions à prendre pour éviter les erreurs, l'Américain P.S. Welch s'appuyait encore avant tout sur le *Negretti & Zambra* (Welch, 1948, p. 104). Mortimer (1953) et Mortimer & Moore (1953) lui font aussi la part belle. Les appareils les plus récents en sont dérivés. Par exemple, pour les campagnes de mesures de 1981 et 1982 dans le Titicaca, ce sont encore des thermomètres à renversement qui ont été utilisés (Richerson, 1992, p. 121).

1.2.2 – Des mesures ponctuelles aux mesures en continu

Tant pour faire des profils verticaux sur toute une tranche d'eau que pour effectuer des transects horizontaux dans un lac, le problème des mesures ponctuelles est d'assimiler à un même moment plusieurs données en fait prises avec un certain écart de temps. Il s'agit donc d'un problème temporel qui donne une approximation spatiale. Plus simplement, à un endroit fixe, lac ou cours d'eau, les mesures ponctuelles contraignent à l'opérateur à venir très souvent et empêchent à long terme un suivi sans blanc, notamment, pour les températures nocturnes. Il s'agit dans ce second cas d'un problème entièrement temporel.

Concernant l'aspect temporel en soi, une mi-mesure a été rapidement trouvée, par l'utilisation de thermomètres à minima et maxima. Relevés tous les jours, ils permettent, sans qu'on ait connaissance du détail du cycle diurne, de calculer les moyennes quotidiennes en tenant compte de la nuit. On avait appris à les utiliser depuis longtemps dans la dimension spatiale (cf. *supra*), pour une tranche d'eau verticale, en lisant le minimum dans le cas d'une eau de plus en plus froide vers le fond et le maximum en cas de stratification inverse.

Concernant l'aspect spatial, la première chaîne thermique fut mise au point par les Suisses Fischer-Ooster et Brunner dans les années 1840, sans la précision requise par le fait que les thermomètres se réchauffaient à la remontée. En 1890, le géographe autrichien E. Richter fut le premier à créer une chaîne thermique exacte, pour prendre des mesures très rapprochées dans la couche de saut thermique. Pour ce faire, il fixa six thermomètres sur une perche de 1,4 m de long, laissant entre eux un espace de seulement 20 cm (Richter, 1891, p. 193). En les renversant en même temps, il avait inventé la mesure simultanée sur une tranche d'eau.

L'étape suivante allait être celle de l'apport des thermophones. Ceux-ci sont fondés sur le fait que la résistance électrique d'un fil métallique varie proportionnellement à sa température. Ils ont d'abord été décrits par Warren et Whipple (1895). Pour ses mesures dans le lac Mendota, le limnologue Birge (1897, p.286) remplaça son thermomètre manuel par un thermophone à partir du 27 juillet 1896. Welch (1948, p. 115) détaille leurs avantages sur les autres instruments de mesure de température de l'eau : précision, indépendance face à la pression, rapidité du temps de réponse, possibilité de lecture sans avoir à remonter l'appareil, etc. Le même auteur fait cependant remarquer le problème de l'encombrement et surtout du coût bien plus grand que ceux d'un thermomètre à renversement (**fig. 15**). Les thermophones ont été ensuite remplacés par les thermomètres à résistance électrique, qui leur sont très proches.

En France, C. Gorceix fut le premier à utiliser, en lac, un thermomètre à résistance électrique et il réalisa sa campagne d'essai dans le lac du Bourget le 3 juin 1922.

« En traînant l'appareil en surface [...], je prenais la température superficielle. Lorsque celle-ci changeait, [...], je m'arrêtais et je prenais les températures sur la verticale. [...] Il m'était ainsi possible de répartir sur une vingtaine de kilomètres carrés une douzaine de stations correspondant chacune à une moyenne de douze lectures, dans une demi-journée » (Gorceix, 1922, pp. 419-420).

Ce genre de méthode apporte plus de pertinence aux isothermes et aux courbes de

stratification. A partir des années 1960, la baisse des prix des thermistances, liée au coût toujours élevé des thermomètres à renversement, a enfin permis la diffusion de ces appareils (Lind, 1985, p. 30).

Les thermographes à enregistrement papier, d'abord utilisés pour mesurer le degré de chaleur de l'air, ont été ensuite adaptés à l'eau. A l'affinage des échelles temporelles, l'eau permet d'ajouter une dimension spatiale, des profils pouvant être tracés dans les lacs. D'abord mis au point pour l'étude océanique (Spilhaus, 1937), ils ont pu tout aussi bien fonctionner dans les lacs. Les bathythermographes utilisés par les Américains sont des tubes de Bourdon à xylène couplés avec un stylet (Wetzel & Likens, 1979, p. 24). Les Russes ont longtemps utilisé des bathythermographes à toluène pour prendre rapidement des profils dans le Baïkal entre la surface et 300 m de profondeur (Galazij, 1988, p. 226). Aux grandes profondeurs, des thermomètres à renversement spéciaux étaient préférés. Les thermographes ont aussi été placés par certains chercheurs dans les cours d'eau, pour l'aspect temporel. Certains thermographes à enregistrement papier sont utilisés aujourd'hui encore dans les rivières anglaises, couplés ou non avec des thermomètres électroniques (Webb & Walling, 1996, 1997).

Dans les lacs, pour mesurer les valeurs sur la tranche d'eau, d'aucuns utilisent aujourd'hui le « profileur de température-profondeur » (Lemmin *et al.*, 1999, p. 60). C'est un instrument qui, descendu dans la colonne d'eau, mesure la température plusieurs fois par seconde en même temps que la profondeur. Les données arrivent, par un câble, directement sur l'ordinateur du bateau. Pour des mesures de longue durée, des chaînes thermistances peuvent être immergées, comme le matériel océanographique utilisé dans le lac Pavin (comm. or. M. Poulin, juillet 2000).

En conclusion, l'obtention de la précision a d'abord été le souci méthodologique majeur. Une fois la précision atteinte⁴⁵, le relais fut pris par la recherche de la continuité. Tous les auteurs sérieux s'accordent à dire que le plus grand nombre de mesures possible est sans doute plus important encore dans l'étude des températures que dans celle d'autres phénomènes hydrologiques. L'inventeur de la limnologie résumait déjà parfaitement cette pensée il y a plus d'un siècle.

« Cela montre combien sont imprudents les physiciens qui, en possession d'un seul sondage thermométrique prétendent caractériser la thermique d'un lac. L'étude thermique d'un lac, plus que tout autre étude limnologique, demande une longue série d'observations comparables ; elle est œuvre de patience, et non de généralisation hâtive. » (Forel, 1895, p. 346).

La mesure en continu est donc la meilleure méthode. Malgré ce souhait et le fait qu'elle est désormais techniquement accessible, elle n'est pas répandue, surtout sur une longue période. Mais, plus encore, il nous intéressait de cumuler la continuité temporelle et le caractère synoptique spatial que formerait la présence de plusieurs dizaines de thermomètres enregistreurs subaquatiques répartis dans toute une région⁴⁶. Notre choix s'est porté sur le Limousin.

⁴⁵ Cependant, les précautions prises par Horace-Bénédict de Saussure au XVIIIe, et, *a fortiori* ultérieures, ne sont pas toujours suivies dans les travaux actuels, comme dans une étude des lacs pyrénéens des années 1980 : « les mesures ont été réalisées avec un simple thermomètre, dont le niveau peut varier à la remontée de la bouteille » (Lan Vu Dinh, 1985, p. 27).

⁴⁶ Une ou deux mesures par jour sont en général considérées comme représentatives, de même qu'une seule station de mesure est habituellement extrapolée à tout un lac. Par exemple, « la température a été mesurée deux fois par jour à Bol, dans l'archipel du Sud-Est, lors de différentes périodes allant de 2 à 3 ans. Ces températures peuvent être appliquées à l'ensemble du lac [Tchad] » (Carmouze *et al.*, 1983, p. 67).

2 – LE MATERIEL DE RECHERCHE EN LIMOUSIN ET DANS L’OUEST DE LA FRANCE

Il semble que, longtemps après l’invention du thermomètre, il n’y ait eu aucune mesure de température de l’eau en Limousin. A la fin du XVIII^e siècle, les notes de Jacques Joseph Juge de Saint Martin relatèrent quelques phénomènes de prise en glace des cours d’eau, par exemple lors du terrible hiver 1788-1789, pendant lequel « la glace avait sur toute la Vienne vingt-huit à trente pouces d’épaisseur. Les ruisseaux, arrêtés dans leur cours » (Juge de Saint Martin, cité par Galliot, 1999, p. 25). En 1885, lors de la construction de l’Observatoire météorologique de Limoges, un thermomètre fut installé au fond d’un puits ne tarissant point (Galliot, 1999, p. 59), donnant ainsi la température de l’air influencée par celle de l’eau de la nappe.

Pendant la seconde moitié du XX^e siècle, quelques mesures ponctuelles de température de l’eau virent le jour, pour des raisons touristiques et industrielles. Les données scientifiques les plus fréquentes sont les températures qui accompagnent les suivis de qualité d’eau. Outre les quelques mesures ponctuelles, des essais d’enregistrements en continu sur une courte période ont été réalisés à partir de 1987 par le Cemagref. Il y a donc un besoin de données fiables, représentatives et s’échelonnant sur une longue période.

2.1 – La représentativité instrumentale des mesures : précision, fréquence, croisement des données

La validité de l’étude dépend de la précision des mesures, de leur fréquence et des possibilités de corrélations des températures avec d’autres données, en premier lieu oxymétriques, météorologiques et limnimétriques.

2.1.1 – *Les thermomètres subaquatiques et leurs systèmes de fixation*

De provenance diverse, tous les thermomètres utilisés se rejoignent par leur précision tournant autour du dixième de degré. Ils sont adaptés à une étude en terrain vierge, où les connaissances étaient jusqu’alors réduites, et à la recherche d’écarts significatifs, ceux-là mêmes qui sont susceptibles de modifier le comportement biologique des organismes vivants. En revanche, ces instruments n’autorisent pas les travaux les plus pointus, comme ceux sur l’incidence thermique de l’évaporation dans la pellicule superficielle la plus fine des plans d’eau ou le rôle de la pression à des profondeurs assez modestes.

2.1.1.1 – *Les thermomètres de l’Université de Limoges et du CNRS de Clermont-Ferrand*

Les thermomètres subaquatiques ont été acquis au titre de la présente recherche à 90 % par le Département de Géographie et l’EA 1086 de l’Université de Limoges, et à 10 % par l’UMR 6042 du CNRS de Clermont-Ferrand (Laboratoire de Géographie Physique). Ce sont tous des enregistreurs miniatures, protégés par un boîtier de type « IP-68 », résistant aux chocs et étanche jusqu’à 15 m de profondeur. Les enregistreurs sont soit des *Tinytalk Data Loggers*, dont la capacité est de 1 800 mesures, soit des *Tinytag Data Loggers*, qui peuvent enregistrer jusqu’à 7 900 données. La sonde est interne pour la plupart de nos thermomètres, externe pour quelques autres. Dans le premier cas, le temps de réponse est de 1,5 minute, dans le second de 8 secondes.

La résolution (*sensibility*, *Auflösung*) de tous les thermomètres est de 0°1 (un dixième de degré). Leur précision (*accuracy*, *Genauigkeit*) est de 0°2 entre 0 et 75°C. Elle tombe à 0°4 entre 0 et moins 40°C, mais les températures négatives ne concernent pas les eaux douces à de faibles pressions, cas de la totalité de nos mesures. Seuls de forts courants empêchant une eau surrefroidie de geler pourraient entrer dans cette possibilité. Cela est arrivé dans quelques-unes de nos mesures. Des valeurs de -0°1 ou -0°2 ont ainsi été relevées.

A chaque fois qu'un thermomètre enregistreur est relevé, sa précision est vérifiée. La dernière mesure de l'appareil enlevé est gardée en réserve et comparée avec la première mesure du suivant, une fois relevé lui aussi. On prend en effet soin de faire se chevaucher une mesure à chaque changement de thermomètre. Les résultats sont bien meilleurs que la précision de 0°2 annoncée par le fabricant. Sur une centaine de changements de thermomètres par an, il n'y a pas plus de trois ou quatre fois pour lesquelles la température n'est pas rigoureusement la même, au dixième de degré près. Lors de ces distorsions, il s'agit en général d'une véritable avarie.

La dimension du boîtier est de 78 fois 50 fois 34 mm. Les thermomètres étant très légers, puisqu'ils pèsent 120 à 160 grammes, ils doivent être fixés, afin d'éviter d'être emportés par le courant. En fonction de la taille du cours d'eau, de la granulométrie du fond du lit, des risques d'enfouissement rapide ou non du thermomètre sous les dépôts, de la fréquence de charriage de branchages pouvant se prendre dans la fixation, du besoin ou non d'être le plus invisible possible dans les parties du cours d'eau les plus exposées au vol, différents systèmes de fixation ont été conçus : boîtes grillagées lestées, boîtes en treillis plastifié avec double fond lesté, boîtes grillagées avec pieux s'enfonçant dans le sédiment meuble, fils de fer attachés aux arbres de la berge ou à des pieux, etc.

Dans les plans d'eau, les thermomètres sont fixés à des bouées. Des essais ont d'abord été réalisés dans l'étang de Cieux : une corde pendait à une bouée et un corps mort constitué d'un seau coulé de béton assurait la stabilité. Les thermomètres étaient fixés à la corde par du fil de fer traversant les fibres textiles tordus. Cette méthode simple, tout en donnant de bons résultats, posait, scientifiquement, le problème de la déformation de la corde et, pratiquement, celui de la difficulté à remonter les équipements, le corps mort faisant ventouse dans la vase de l'étang. C'est pourquoi nous avons ensuite changé de méthode, qui est devenue dans tous les cas la suivante.

Les thermomètres sont fixés à une chaîne galvanisée en huit, qui, par son propre poids, assure la verticalité. Sa très grande longueur lui permet, à sa base, de fonctionner comme un corps mort, sans être difficile à remonter. La chaîne est elle-même accrochée par une manille à une bouée de balisage sphérique, de 40 cm de diamètre et 66 cm de hauteur totale, de 45 kg de flottabilité totale et 14 kg de flottabilité utile. Les thermomètres sont directement cadénassés à la chaîne, par un arceau métallique et un système de fermeture à serrure, sauf ceux des tout premiers décimètres, fixés à même la bouée ou à un flotteur séparé. Le système peut rester près d'un an en place sans être relevé. Lors des mesures sur de multiples bouées déposées simultanément dans un même étang, les délais sont au contraire très courts, la surveillance rapprochée et les périodes choisies sans tempête. Nous utilisons alors des bouées de mouillage moins coûteuses, de 25 cm de diamètre, 39 cm de hauteur totale, 9,5 kg de flottabilité totale et 3,5 kg de flottabilité utile. Une chaîne galvanisée en six fait alors l'affaire.

Outre les précautions techniques destinées à éviter les pertes naturelles, il s'agit aussi de prendre garde au vol, au vandalisme et à la simple négligence, voire à la volonté de bien faire et de débarrasser les cours d'eau des débris et autres thermomètres qui les encombreront. A part les propriétaires, prévenus de l'emplacement ou de l'existence de l'appareil, tout changement de thermomètre en cours d'eau est reporté dès que quiconque est en vue. Au cas où le badaud arrive subrepticement au milieu de l'opération, toute réflexion désagréable de sa part entraîne, après son départ, le changement de lieu du thermomètre. Les premiers jours d'excitation et de fourmillement de chaque ouverture de la pêche sont systématiquement évités. Les journées « opération propre » et celles de nettoyage des rivières par les associations écologistes et les écoliers nécessitent la vérification auprès des intervenants des sites qui seront précisément curés. Dans les plans d'eau, la situation est différente, puisque la bouée est forcément visible. Une inscription d'explication côtoie alors une mise en garde inscrite sur la bouée au feutre indélébile et, surtout, les équipements ne sont placés que sur des étangs où la navigation et les sports nautiques sont interdits.

Malgré les multiples précautions prises, il ne faut pas cacher l'importance des risques de perte de données. Trois thermomètres à sonde externe, les plus vulnérables au chapardage, ont été volés dans la région d'Oradour-sur-Glane en été et à l'automne 1998. Les crues de février 1998 ont emporté deux thermomètres sur le Gorret, dont un a été retrouvé plusieurs semaines après, en aval, dans un

embâcle de branchages. Lors de la crue du 17 novembre 1998, le thermomètre se trouvant en aval de l'étang du Theil, retenu par une seconde fixation de sécurité, a été rejeté hors de l'eau et a pris la température de l'air au niveau de la berge (la rupture dans la courbe des enregistrements est très visible, avec des amplitudes diurnes beaucoup plus fortes), avant d'être relevé. Lors de la crue de janvier 2000 sur la Charente, les chocs subis ont été tels que de l'eau s'est infiltrée à l'intérieur du boîtier. Le petit sachet destiné à pomper l'humidité à côté de la sonde interne s'étant révélé insuffisant, l'appareil a été définitivement endommagé.

Le cordon de la sonde externe du thermomètre du ruisseau de Pranaud (aval) a été sectionné par un animal à l'automne 1998. Selon l'agriculteur dans la propriété duquel cela s'est produit, il s'agit, d'après la forme du saccage, de l'œuvre d'un ragondin. Fût-il rat musqué, le fautif a opéré le 4 octobre 1998 entre 23 heures et minuit, l'enregistrement se bloquant à -40°C dès que le cordon est détruit. Le même problème s'est produit en avril 2000 à la sortie du grand étang de Cieux. Depuis, nous entourons les trois mètres de cordon d'un ruban adhésif particulièrement résistant. L'appétissant caoutchouc qui était censé protéger les fils est donc désormais soustrait à la vue des plus voraces, mais le cordon y perd en flexibilité. La terrible tempête de décembre 1999 a sectionné un parasol de bouée auquel était fixé le thermomètre de surface au milieu de l'étang de Cieux et la torsion de la chaîne de bouée fut telle, alors que les vents atteignaient près de 200 kilomètres par heure, que plusieurs systèmes de fixation ont été sectionnés.

Quand le vice s'ajoute à la malchance, de nombreux mois peuvent être perdus. Ainsi, en juin 2000, le thermomètre des Oussines fut retrouvé à l'air libre sur l'île fluviale où nous avions notre fixation de sécurité. Comme nous n'avions jamais rencontré personne à cet endroit en deux ans et comme la fixation était intacte, nous pensâmes à une petite crue ayant rejeté l'instrument sur la berge insulaire et fîmes l'erreur de remettre le thermomètre suivant dans son site habituel. Le 11 juillet entre 18 h et 19 h, sans doute ébahi par le fait que nous eussions pu le confondre avec un phénomène naturel, le facétieux accrocha le thermomètre sur un arbre de l'île fluviale à environ 2 m de hauteur. Quand nous vîmes le relever en août, le message était clair. Depuis, l'instrument se trouve à une place résolument différente, mais nous avons perdu les mesures d'un printemps et d'un été, dont il ne reste que des bribes, et nous savons qu'un plaisantin est au courant de nos mesures, voire risque l'énervement s'il découvre le nouveau site. Ajoutons que, les thermomètres ne possédant aucun indicateur concernant la pile, les conseils de la changer tous les deux à trois ans ont été pris au dépourvu quant deux d'entre eux sont tombés en panne au bout de 20 mois.

Autant dire que l'appréhension d'une perte est toujours grande à l'approche d'un thermomètre laissé dans l'eau pendant plusieurs semaines. Et nous ressentons mieux désormais cette inquiétude exprimée par le premier savant de l'étude thermique des lacs : « le lendemain à la pointe du jour, nous nous embarquâmes pour aller relever notre thermomètre : j'en étois fort inquiet ; je craignois que des pêcheurs ne l'eussent enlevé pendant la nuit, ou qu'un accident n'eut fait rompre la corde & dispersé nos signaux » (Saussure, 1779, p. 29). Nous compatissons aussi pour l'inventeur de la limnologie, dont le thermomètre préféré, un *Negretti et Zambra* qu'il avait gardé onze ans, « gît actuellement au fond de l'entonnoir du Boubioz, au lac d'Annecy » (Forel, 1895, p. 336).

2.1.1.2 – Les thermomètres d'EPIDOR

Les thermomètres subaquatiques de l'Etablissement Public sont des enregistreurs miniatures, dont les dimensions sont de 48 fois 46 fois 15 mm. Il s'agit de boîtiers étanches de type « *subcase* ». Les enregistreurs sont des *StowAway*. Leur capacité est, selon les appareils, de 1 800 à 32 000 mesures et la sonde est externe. Le temps de réponse est de 3 minutes. La résolution des thermomètres est de $0^{\circ}01$ (un centième de degré). La précision est de $0^{\circ}16$ entre -5°C et $+37^{\circ}\text{C}$, cas de la totalité des mesures.

Les sondes externes pendent dans l'eau à la sortie d'un tube en métal fermé par un cadenas et fixé à une structure d'appui, souvent contre un pont. Deux thermomètres sur quatre ont malgré tout disparu lors des premiers mois. En outre, les *StowAway* ont la fâcheuse tendance à voir leur pile

s'épuiser avant d'être relevés. Il leur est aussi arrivé plusieurs fois, sans doute à cause d'une fausse manœuvre au moment de la programmation (du fait de l'inexistence d'une sécurité automatique à cet instant), de ne pas se mettre en marche, l'absence de données ne se révélant qu'au bout de plusieurs mois.

2.1.1.3 – Les reconstitutions thermiques du Conseil Général de la Charente

Le Conseil Général de la Charente fournit les données thermiques horaires à la sortie du barrage de Lavaud. Il s'agit de reconstitutions effectuées à partir des débits et non pas de véritables sondes⁴⁷. Il arrive que des données, étonnantes, doivent être éliminées, à la différence des mesures réelles par nos thermomètres enregistreurs. Du 22 décembre 1997 au 6 mars 1998, un de nos thermomètres enregistreurs (*Tinytalk* de l'Université de Limoges) a fonctionné à la sortie du barrage de Lavaud, fournissant ainsi 1 779 données. Nous avons étudié précisément le mois de janvier, qui montre que les reconstitutions effectuées au barrage ont tendance à surestimer les températures de quelques dixièmes de degré. La moyenne des écarts entre la reconstitution et nos mesures a été, pour toutes les données, de 0,54 °C en janvier 1998. La différence instantanée maximale fut de 1,2 °C.

A la sortie du barrage de Mas Chaban, le système est plus perfectionné, enregistrant toutes les variations de température, sans attendre le pas de temps horaire. Le résultat de cette sophistication est que le programme informatique n'a toujours pas pu fournir une seule donnée depuis sa mise en place.

2.1.2 – Une mesure en continu de la température de l'eau

Avant le lancement de nos recherches, il y avait eu, en Limousin, des études thermiques, en liaison avec d'autres mesures physico-chimiques de l'eau. La vérification des eaux de baignade et les suivis classiques des cours d'eau par les agences fournissent de multiples données, éparses, qui ne sont pas destinées à évaluer l'influence des plans d'eau sur les cours d'eau ni le fonctionnement des étangs ou des rivières. Ce sont des indicateurs des conditions dans lesquelles les autres mesures physico-chimiques ont été effectuées. Les heures ne sont pas toujours les mêmes au même endroit, et elles sont difficilement exploitables.

En 1993 et 1994, trois étangs creusois, gardant l'anonymat dans le compte-rendu officiel, avaient été suivis par la DIREN Limousin. La température avait été mesurée en amont, en aval et à l'intérieur de chaque étang au niveau de la digue, le 14 mai, 21 juillet, 26-27 octobre 1993 et 6 juillet 1994, à trois heures différentes de la journée. Ces campagnes fournissent ainsi au total 36 mesures de température de l'eau. Mais le type de thermomètre n'est pas précisé (« thermomètre à mercure », Diren Limousin, 1994), ni les distances en amont et en aval. La DDAF Haute-Vienne indique des augmentations de température en aval des plans d'eau sur la Gorre, la Glane, l'Ardour, la Boucheuses, du fait de mesures ponctuelles (Ddaf Haute-Vienne, 1989). Lors de certaines études d'effet, des températures sont parfois prises sur quelques semaines, en général en été. Par exemple, sur la Gartempe, des thermomètres à maxima et minima ont fonctionné en trois stations pendant les mois de juillet, août et septembre, étant relevés une fois par semaine, fournissant au total 92 mesures d'extrêmes hebdomadaires (Faivret, 1991).

Les mesures en continu sur un certain laps de temps avaient été beaucoup plus rares. A notre connaissance, le CEMAGREF de Bordeaux fut, en Limousin, le premier à lancer une campagne de ce type, en 1987. Il s'agissait de prendre la température de l'eau en amont, en aval et à l'intérieur de trois étangs creusois, celui de Bourdeau sur le ruisseau de Brézenty, celui de Durand sur le ruisseau de Vignaud et celui de Vieilleville sur le ruisseau de la Planchette. L'étude était résolument thermique, puisque la température de l'air et l'évaporation étaient ajoutées. Chaque étang était muni de deux thermomètres à minima et maxima, l'un en surface, l'autre au fond, relevés une fois par semaine. Chaque ruisseau était pourvu d'un thermographe, en amont et en aval du plan d'eau. La campagne a

⁴⁷ Quant à la méthode exacte de cette reconstitution, le détail n'a jamais pu en être obtenu, bien qu'elle soit manifestement liée au fonctionnement des vannes.

duré pendant vingt semaines, du 2 juin au 6 octobre 1987. Malheureusement, cinq thermomètres sur six ont disparu à l'intérieur des étangs, ne laissant plus finalement que celui de surface dans l'étang de Bourdeau. Quant aux thermographes des cours d'eau, leurs enregistrements se sont arrêtés pendant plusieurs semaines (Cemagref, 1987). L'été suivant, l'expérience a été reconduite dans les mêmes étangs. Les pertes ont été réduites, si bien qu'il ne manque que quelques plages de données dans les cours d'eau et au fond des étangs. En revanche, il n'y a aucune mesure à la surface de deux étangs et seulement cinq pour celui de Vieilleville, pour la période du 14 juin au 14 octobre 1988 (Cemagref, 1989). En 1989, enfin, le SRAE Limousin a enregistré pendant un mois et demi les températures de l'un des étangs de Masgrangeas, au nord du lac de Vassivière. Deux thermographes ont fonctionné à cet effet, l'un en surface, l'autre à 1 m de profondeur, du 3 août au 20 septembre 1989, avant d'être mis hors d'usage par un acte de vandalisme (Gisclard, 1990).

Toutes ces études sont précieuses et donnent de très intéressants résultats. Cependant, elles sont rares et ponctuelles. A part celles du CEMAGREF et du SRAE, elles ne fournissent pas de température nocturne. Absolument aucune, y compris celles du CEMAGREF et du SRAE, ne donne de renseignement sur la saison froide. Et surtout, aucune étude n'avait jamais pris en compte, d'une manière synoptique, plusieurs portions du Limousin et des régions limitrophes en même temps, plusieurs cours d'eau, plans d'eau, longueurs de segment, tranches d'eau, en continu, sur plusieurs années.

Nous avons donc lancé en 1997 une campagne de mesures en une trentaine de sites, avec des thermomètres enregistreurs acquis par l'EA 1086 de l'Université de Limoges et l'UMR 6042 du CNRS de Clermont-Ferrand, que nous programmons pour prendre la température à chaque heure. Une mesure à intervalle plus réduit n'apporte pas d'information supplémentaire, mais réduit la durée de vie des piles et contraint à venir décharger plus souvent le thermomètre enregistreur. La littérature montre que les chercheurs qui ont utilisé des thermographes fonctionnant en continu, munis d'un enregistrement sur papier, ont finalement décidé de ramener leurs mesures à une valeur horaire (Webb & Walling, 1996, 1997).

En cours d'eau, on peut donc estimer que les données sont représentatives d'une mesure en continu de la température. Chacun de nos thermomètres fournit ainsi 8 760 données par an depuis la fin de l'année 1997. Les thermomètres d'EPIDOR ont été programmés pour prendre la température à chaque heure et 12 minutes. Chacun fournit ainsi 7 300 données par an. En plan d'eau, ce pas de temps permet aussi toutes les études, sauf celles concernant les oscillations de la thermocline, pour lesquelles l'appréhension des ondes internes réclame une mesure plus rapprochée.

En tenant compte des pertes et des thermomètres tournants, nous engrangeons un minimum de 200 000 mesures de températures de l'eau chaque année.

2.1.3 – Les équipements associés à l'instrumentation thermique

A la tête d'environ 800 000 données thermiques en 2001, l'ordinateur joue son rôle premier de gestion et d'organisation d'une grande masse d'informations, les cordons de déchargement reliés aux thermomètres enregistreurs permettant d'éviter le fastidieux travail de saisie obligatoire chez les thermographes. Des liens peuvent alors être cherchés avec d'autres mesures, hydrologiques ou atmosphériques.

2.1.3.1 – Le traitement informatique

L'autonomie des *Tinytalk* est de deux mois et demi, celle des *Tinytag* de onze mois. Pour éviter les embâcles ou l'enfouissement sous les sédiments, il convient en fait de les relever beaucoup plus souvent. Afin de décharger les enregistreurs, puis les reprogrammer pour la période suivante, un logiciel spécifique doit être utilisé. Il s'agit d'*Otlm* pour les *Tinytalk* et *Tinytag*, et de *LogBook* version 1,4 pour les *StowAway*, tous deux fonctionnant sous Windows. Le logiciel *Otlm* de 1997 n'a pas passé

l'an 2000 et le bog le concernant a obligé, le temps de trouver une solution, à augmenter le caractère tournant des thermomètres non fixes. Chaque changement d'heure d'été et d'hiver est traité sur tableur, car il s'est révélé impossible de programmer par heure solaire. Les données du Conseil Général de la Charente sont fournies par le Minitel, qui oblige dans ce cas à un travail supplémentaire de saisie.

A partir du logiciel *Otlm*, les données peuvent être exportées sous format « texte ». Un Système de Gestion de Bases de Données nous permet ainsi de collecter et structurer la mesure thermique en continu. Son extraction conduit à des traitements statistiques. La création d'autres données se fait grâce au traitement des photographies aériennes et à l'exploitation de toutes les ressources des Modèles Numériques de Terrain (cf. 2.1.3.2). Tous les travaux ont été effectués au Laboratoire de Cartographie (EA 1086) de l'Université de Limoges.

L'intégration de toutes les données est destinée à leur spatialisation. A l'échelle régionale, elle est liée à la possibilité de croiser ces informations avec les Bases de Données géographiques existantes et celles de Météofrance et de la Diren. A l'échelle de chaque plan d'eau, la spatialisation rejoint la création de données, puisqu'il n'y a pas de bases existantes. Chaque étang a été, si possible, soumis à une campagne bathymétrique, qui a nécessité l'acquisition de matériel limnologique.

2.1.3.2 – Les équipements limnologiques

Une barque, acquise en janvier 2000 par le Département de Géographie de l'Université de Limoges (Equipe d'Accueil 1086), a permis de développer une certaine autonomie par rapport aux embarcations utilisées auparavant, prêtées par les gérants des plans d'eau, les maîtres-nageurs de certaines plages ou des étudiants de maîtrise. Il s'agit d'une barque *Bic 252*, de 2,40 m de long et 1,15 m de large, pesant 45 kg à vide, à fond plat et de stabilité remarquable pour deux personnes chargées de matériel limnologique. L'absence de moteur a en grande partie motivé la recherche de corps morts ne faisant pas ventouse dans la vase. Les systèmes de fixation des thermomètres et les bouées ont été présentés *supra*.

Les instruments de géométrie et de triangulation sont classiques, afin de localiser précisément les emplacements des thermomètres dans la dimension horizontale. L'EA 1086 de l'Université de Limoges possède un théodolite, mais, pour les petits étangs, il a été préféré le quadrillage par des lignes d'eau. Il s'agit de cordes de 200 m de long en polypropylène tressé, de six millimètres de diamètre, graduées tous les mètres. La flottabilité est augmentée par l'ajout d'une cinquantaine de plots. La corde est tendue et fermement attachée à des piquets sur la berge, dont les coordonnées géométriques sont parfaitement connues.

Une perche graduée, adaptée à une rapide et très précise mesure de la profondeur en étang, a été mise au point par Graffouillère (2000). Elle est composée de cinq segments d'un mètre assemblés par des pas de vis munis d'une sécurité. Chaque segment est une tige de ramonage en matière plastique rigide, creuse et tubulaire, de deux centimètres de diamètre. La graduation est constituée d'un dérouleur en fibre de verre collé sur la tige grâce une glu résistant à l'eau et aux variations de température. L'ensemble est recouvert d'un ruban adhésif transparent et étanche, lui-même enduit d'un produit imperméabilisant. Le bout de la perche est un disque pourvu de tiges de métal souples, qui permet de conserver à la tige sa verticalité et dont la résistance est suffisante pour ne s'enfoncer que peu dans la vase.

Les campagnes bathymétriques ont été réalisées au centimètre près dans les petits étangs. L'étang du Theil a été sondé selon une grille de 92 points à l'hectare, celui des Garennes selon un canevas de 104 points à l'hectare. Les points sont géoréférencés sous un SIG, puis exportés vers un logiciel qui permet l'édition d'un Modèle Numérique de Terrain. L'interpolation est faite selon la méthode du krigeage, avec un pas choisi de 5 m (Graffouillère, 2000).

L'installation de toute bouée et de sa chaîne thermométrique est ainsi calée dans une grille

géométrique et bathymétrique de la plus haute précision.

L'effet le plus crucial de la stratification thermique d'un plan d'eau réside dans la barrière qu'elle construit entre la production superficielle d'oxygène et la consommation profonde, notamment au niveau des sédiments et de leur minéralisation. C'est pourquoi, à l'intérieur de chaque lac et de chaque étang, l'étude oxymétrique est la première devant être couplée à celle de la température.

La méthode classique de mesure de l'oxygène dissous dans l'eau était la titration de Winkler. Elle nécessitait des bouteilles d'échantillonnage et plusieurs réactifs : sulfate de manganèse, soude caustique (mais l'hydroxyde de sodium pouvait au besoin être remplacé par de l'hydroxyde de potassium), iodure de sodium (ou de potassium), acide sulfurique, thiosulfate de sodium et amidon (la fécule de pomme de terre était recommandée par Welch, 1948, p. 207). Le procédé était fastidieux et peu adapté aux mesures de terrain.

Aujourd'hui, c'est la méthode électrochimique qui est la plus employée. Elle consiste en l'utilisation d'une sonde, formée de deux électrodes baignant dans une solution électrolytique, le tout étant précédé d'une membrane. Quand la sonde est plongée dans le lac ou l'étang, la membrane, perméable au gaz, laisse passer l'oxygène de l'eau. Les molécules d'oxygène sont réduites en ions hydroxydes et cette réaction chimique provoque un courant, d'autant plus fort que la concentration en oxygène dans l'eau était élevée. L'oxymètre lui-même transforme le signal électrique qui lui est transmis en valeur d'oxygène dissous.

Le Département de Géographie de l'Université de Limoges (Equipe d'Accueil 1086) a acquis en décembre 2000 un oxymètre de terrain, qui permet les mesures d'oxygène dissous dans l'eau jusqu'à de grandes profondeurs. Il s'agit précisément d'une sonde *Cellox 325*. La solution électrolytique, dite Ely/G, de pH très élevé, doit remplir la tête de membrane sans aucune bulle, si bien que le protocole de nettoyage de l'électrode en or et de vissage de la membrane au bout de l'électrode réclame de grandes précautions, alors même qu'il doit être effectué à chaque campagne de mesure. L'opération de calibrage permet de vérifier que ce protocole a bien été respecté. La sonde arme un câble de 20 m résistant à la pression de cette tranche d'eau. Comme toute sonde oxymétrique de terrain, sa précision augmente avec la vitesse du courant, de 10 % à 3 cm / s à 1 % à 18 cm / s. Pour une mesure incontestable, il est recommandé de laisser la sonde 60 s dans l'eau, mais 10 s suffisent à fournir une donnée à 10 % de marge d'erreur (Savy, 2001).

La sonde *Cellox 325* et son câble sont connectés à un oxymètre *197*. Son boîtier, de volume 185 fois 230 fois 96 mm, pèse 1 600 g. Il est à protection IP-67, donc étanche et résistant aux chocs. Après 20 h de recharge, l'autonomie est de 600 h, grâce à son accumulateur. La séparation des charges électriques (polarisation) étant permanente, elle autorise une lecture immédiate, sur le terrain, où 50 mesures peuvent être mises en mémoire. La résolution est au centième de milligramme d'oxygène par litre, ou au dixième de pour-cent du taux de saturation.

Après expérience, il convient de souligner que l'oxymètre au sens strict est maniable, robuste et pratique d'utilisation sur le terrain. En revanche, une fois le manchon enlevé, quand la sonde est prête à l'utilisation, la membrane, d'une très grande fragilité, ne comporte plus aucune protection. Il suffirait qu'elle effleurât le fond d'un étang pour céder. D'autre part, le câble de 20 m étant livré sans aucune graduation ni système de poids assurant la verticalité dans l'eau, il est tel quel inutilisable dans le but même pour lequel il a été acquis : la mesure de l'oxygène dissous à différentes profondeurs sur une tranche d'eau.

La sonde a donc réclamé des perfectionnements et la fabrication-université ou -maison de quelques accessoires, notamment le dérouleur et la graduation (B. Savy).

2.1.3.3 – Les mesures atmosphériques et limnimétriques

Les petites stations automatiques de Météofrance, en général récentes, mesurent la température de l'air toutes les heures, permettant ainsi le calage avec notre pas de temps de mesure des températures de l'eau. Toutes les stations fournissent plus couramment les températures quotidiennes minimales et maximales et les précipitations journalières. Pour les plans d'eau des bas plateaux du Haut Limousin, la station de Limoges-aéroport international de Bellegarde est une référence se trouvant à une trentaine de kilomètres de la plupart de nos thermomètres. Outre la température et les précipitations, elle fournit, parmi les données les plus utiles à notre étude, les vents et l'évapo-transpiration.

La station automatique de Nantiat est la plus proche des thermomètres subaquatiques du haut bassin de la Glane (étangs de la région de Cieux). A l'ouest, le bassin de la Gorre et l'étang de la Pouge sont encadrés par les stations de Saint-Junien et Rochechouart. Sur le Plateau de Millevaches, l'étang des Oussines peut être suivi grâce à la station automatique de Peyrelevade. Pour la haute Charente, la station de Chéronnac, ouverte en 1996, correspond précisément à nos recherches sur le lac de Lavaud, la Péruse et Confolens devant être ajoutées pour le tronçon fluvial aval. A la sortie des grands lacs de barrage de la Dordogne supérieure, les températures du segment fluvial peuvent être reliées aux stations d'Argentat-le Pilou, Belmont-Bretenoux, Vayrac, Sarlat-domaine de l'Hôpital et Bergerac-aérodrome de Roumanière.

Nous avons ajouté quelques mesures de température de l'air exactement au même endroit qu'un thermomètre subaquatique et avec le même pas de temps. Sous forêt, dans une boîte grillagée à 50 cm du sol, ces mesures, réalisées avec un *Tinytalk*, valent plus pour la tendance de l'évolution que la valeur absolue⁴⁸. Notre plus longue série est celle de l'exutoire de l'étang de Cieux entre le 15 mai 1998 à 11 heures et le 9 octobre 1998 à 9 heures.

Un anémomètre, acquis par l'EA 1086 de l'Université de Limoges en juin 2001, permet désormais de mesurer la vitesse du vent. Il s'agit d'un *Skywatch* à hélice multidirectionnelle, qui affiche la vitesse instantanée et moyenne (sur la période pendant laquelle on le laisse fonctionner). Les mesures permanentes et les moyennes qui en résultent continueront certes à être celles de la station Météofrance de Limoges. En revanche, les données ponctuelles et instantanées sont désormais celles réalisées *in situ* par nos soins. Pour un certain nombre de calculs, comme le Nombre de Wedderburn, concernant la stabilité de la stratification thermique, ce changement de méthode rendra les estimations plus précises et plus pertinentes.

L'évaporation avait été mesurée sur trois étangs creusois avec la température de l'eau pendant deux étés par le Cemagref (1987 et 1989), au moyen d'un bac évaporomètre flottant en PVC de teinte ivoire. L'acquisition d'un bac d'évaporation par l'EA 1086 de l'Université de Limoges est prévue et une étude spécifique et méthodologique de ce thème sera réalisée sur les étangs de Cieux et de la Pouge par Gaëlle Nion (maîtrise de géographie débutée en septembre 2001).

Les stations limnimétriques automatiques ne se trouvent que sur les cours d'eau d'une certaine taille. Sur la Dordogne, quelques thermomètres d'EPIDOR peuvent ainsi se situer à proximité d'un équipement du Service Hydrologique Centralisateur (SHC). Les quatre stations limnimétriques concernées sont celles d'Argentat, Souillac, Cénac et Bergerac. Pour les ruisseaux et les étangs, les stations limnimétriques du SEMA (Service des Eaux et Milieux Aquatiques, ancien SRAE, Service Régional d'Aménagement des Eaux) de la Diren Limousin et ceux du SBLB (Service de Bassin Loire-Bretagne) sont situées très en aval de la plupart de nos thermomètres. Elles donnent cependant une tendance qu'il est possible de répercuter plus en amont.

⁴⁸ Bien qu'elles ne répondent pas aux normes des abris météorologiques, elles ont quelque intérêt, ne serait-ce que par ce que « en météorologie, et cela est encore vrai de nos jours, la régularité des mesures est souvent plus importante que la précision des appareils » (Galliot, 1999, p. 23).

Les sites concernés sont les suivants. A Saint-Junien, une station se trouve sur la Glane au Pont-du-Dérot, là où le bassin couvre 288 km². Elle peut servir de référence pour les thermomètres situés en amont et en aval de l'étang de Cieux. Sur la Gorre, le Service Régional de l'Aménagement des Eaux a installé en 1965 une station de jaugeage, celle d'Ardilloux, à 7 km en amont du confluent avec la Vienne. Elle est précisément située au Pont de Gorre, sur la D 675 joignant Saint-Junien à Rochechouart. A cet endroit, le bassin fait 191,4 km². Elle peut servir de repère aux thermomètres se trouvant en amont et en aval de l'étang de la Pouge. Sur la Vézère, la station du Maisonnial de la Diren de Toulouse est localisée, par rapport aux emplacements habituels, très en amont (bassin de la Vézère de seulement 52 km²) et est donc utile pour les thermomètres de l'étang des Oussines.

Les débits à la sortie des lacs de barrage sont connus. Quant aux déversoirs de surface des étangs, ils sont à crête épaisse et permettent donc le calcul du débit sortant avec une équation. La plus simple est celle de Bélanger :

$$Q = 0,385 \cdot l \cdot \sqrt{2g} \cdot H^{1,5}$$

Avec :

Q : débit en mètres cubes par seconde

l : largeur du déversoir en mètres

H : hauteur d'eau en mètres

g : 9,81 mètres par seconde au carré

En l'absence de limnigraphe, la lame d'eau doit être mesurée le plus souvent possible.

2.2 – La représentativité spatiale des mesures : les critères de localisation des thermomètres

La représentativité instrumentale des mesures doit être doublée d'une représentativité spatiale. Cette dernière regroupe plusieurs échelles. A grande échelle cartographique, il convient que chaque température fluviale soit significative de l'ensemble du transect ; en plan d'eau, où l'hétérogénéité est au contraire de règle, la colonne la plus profonde est celle qui inclut le plus d'informations. A petite échelle cartographique, les sites de mesure doivent représenter la température en amont des plans d'eau et être capables de rendre compte de la longueur du segment fluvial influencé en aval de ceux-ci.

2.2.1 – La recherche de l'homothermie fluviale à l'échelle de chaque site

L'une des grandes différences entre les cours d'eau et les lacs, qui a même été érigée par Wilhelm (1960) en critère de définition, réside dans le fait que ces derniers sont, sauf à de courts moments, thermiquement stratifiés, alors que, dans les cours d'eau, la turbulence empêche le plus souvent cet étagement. L'hétérogénéité thermique d'un transect fluvial a donc une valeur locale, certes significative d'une anomalie à étudier, mais qui ne peut servir à une interprétation générale. Une température fluviale est, en revanche, représentative et extrapolable si elle correspond à celle de toute la section mouillée. Ainsi, pour une étude à l'échelle de toute une région, il est nécessaire d'exclure les sites fluviaux dont la température ne soit pas uniforme. Ce recensement compte d'une part les mesures ayant effectivement montré des écarts de température sur une même coupe, d'autre part les endroits dont le contexte semble propice à de telles différences.

2.2.1.1 – L'élimination des sites de mesure hétérogène

Parmi plusieurs dizaines de transects mesurés manuellement, rares sont finalement les coupes fluviales où l'homothermie n'est pas vérifiée. Ces exceptions constituent des sites ne convenant pas à l'installation d'un thermomètre enregistreur. Mais elles permettent ainsi de répertorier les types de localisation concernés.

Figure 16

Les hétérogénéités thermiques les plus fréquentes ont été rencontrées dans les cours d'eau les plus grands. En aval des lacs de barrage, les cours d'eau sont plus grands qu'en aval des étangs. Par exemple, au Pont Sigoulard, à seulement 12,3 km en aval de la digue de Lavaud, la Charente a déjà une profondeur de 2,50 m et une largeur de 14 m. A Alloue, secteur à courant très lent, les transects thermiques du fleuve effectués par Savy (1999) montrent que, en période perturbée, sous temps couvert, nuageux, aucune différence n'est sensible sur tout le profil. Pendant une journée chaude (température atmosphérique de 29,5 °C, le 24 juin 1999 à 14 h) et ensoleillée, on peut avoir 0,8 °C de différence en surface entre les parties ombragées et celles au soleil. Dans le sens vertical, un refroidissement total de 0,4 °C se dégage, au soleil, entre la surface et les mesures profondes, alors que la température est homogène sur toute la tranche à l'ombre.

Sur les cours d'eau les plus petits, ceux qui concernent les étangs, l'homothermie est encore plus fréquente. Quelques exceptions ont pu être relevées. Le cas du ruisseau du Grand Etang le 9 juin 1998 à 15 h est intéressant (**fig. 16**). Pour une largeur de seulement 4 m et une profondeur de 45 cm, l'écart de température, entre 20,7 °C et 21,5 °C sur le même transect, est de 0,8 °C, alors même que la totalité du profil se trouve sous forêt, entièrement à l'ombre.

Dans ce cas, les facteurs favorables aux différences de température semblent être :

- la situation juste en aval d'un confluent
- le profil dissymétrique du fond

En effet, les mesures ont été réalisées à seulement une dizaine de mètres en aval du confluent entre le Ruisseau de l'Etang et le Ruisseau de Monsac. Or, en amont du confluent, les températures du premier étaient, au même moment, de 21°3 et celles du second de 18°8, homogènes sur tout le transect. A l'endroit des mesures en aval, les deux masses d'eau n'étaient visiblement pas encore parfaitement mélangées. Cela est conforme aux distances classiques de brassage (cf. *infra*). D'autre part, la présence d'un méandre à l'emplacement des mesures provoquait une forte dissymétrie du profil, si bien que l'eau la plus froide, la plus dense, pouvait se maintenir dans la fosse, au pied de la rive concave, avant que l'arrivée d'un deuxième méandre ne provoque de retournement.

Le problème des confluits semblant constituer la principale cause d'hétérogénéité thermique sur les petits cours d'eau, les mesures ponctuelles ont été remplacées, dans un cas accentué, par des thermomètres enregistreurs. Les mesures continues prises sur le Gorret entre le 18 avril à 16 heures et le 19 mai à 18 heures (Rebérac, 1998), à quelques mètres en aval du confluent entre le cours issu du moine de l'Etang de la Pouge et celui provenant du déversoir de surface, ont montré, en s'appuyant sur 747 mesures, qu'un thermomètre situé juste en aval d'un confluent prenait la température d'une seule des deux masses d'eau non encore mélangées.

Ces exemples, et quelques autres non présentés, ont permis de dégager certains sites à risque, devant être éliminés pour la pose d'un thermomètre enregistreur qu'on veut être représentatif d'une masse d'eau mélangée. Il s'agit des transects comprenant à la fois des segments ensoleillés et d'autres à l'ombre, des sites proches d'un confluent, des formes de lit irrégulières et, sans doute, bien que le phénomène n'ait pas été directement étudié en Limousin, des secteurs influencés par des venues de nappes phréatiques.

2.2.1.2 – L'élimination des sites potentiellement contrastés

Quelques précautions élémentaires permettent de réduire l'éventualité d'une température fluviale ne pouvant être associée à celles de toute la coupe. Dans les cours d'eau importants un léger gradient thermique vertical peut voir le jour dans les biefs les plus calmes, surtout s'ils sont soumis à la radiation directe. Webb et Walling (1996a) ont aussi remarqué, en Angleterre, que des différences horizontales existaient entre les parties à l'ombre et celles au soleil. Nous avons essayé autant que

possible de choisir des sites (1) sous forêt⁴⁹, (2) de lit bien calibré, à profondeur assez régulière. Quand ce n'était pas le cas, ont été sélectionnés (3) les secteurs à forte vitesse de courant, où la turbulence homogénéise la tranche d'eau. Les hauts fonds ont toujours été préférés aux mouilles.

Dans les petits cours d'eau, où les tronçons turbulents et ombragés sont très communs, le principal effort a porté sur (4) l'éloignement par rapport aux confluents. Le repérage des petits ruisseaux et des buses a nécessité un important travail de terrain, dont le renouvellement a surtout concerné les rigoles de drainage, apparaissant parfois subrepticement à de nouveaux endroits. Dans les étangs qui ont plusieurs sorties d'eau, le thermomètre a été installé en aval du confluent de tous ces exutoires. C'est le cas aux Oussines, où il existe deux déversoirs de surface et un moine qui laisse passer un filet d'eau (le 26 août 1999, quatre mesures simultanées à 15 heures 15 ont donné le résultat suivant : 20°9 au déversoir occidental, 21°0 au déversoir oriental, 18°4 au moine et 20°6 en aval du mélange). Le thermomètre enregistreur permanent est situé en aval de toutes les sorties, une fois que la Vézère est redevenue un cours d'eau unique. Quelques décimètres suffisent ici, puisque, à la traversée de la cloison de l'alvéole, la turbulence est forte et le mélange rapide.

Au total, chaque site répondant aux quatre critères précédemment définis peut être choisi. La seconde étape consiste en la ventilation et l'association des points de mesure retenus, afin de couvrir le chevelu hydrographique régional de manière significative.

2.2.2 – Le quadrillage thermométrique

La principale originalité de cette recherche étant le suivi thermométrique continu à l'échelle de toute une région, il a fallu concilier le nombre fini d'instruments de mesure, l'obligation de l'observation de chaque plan d'eau témoin et la volonté de répartir les enregistreurs à l'intérieur d'un vaste quadrilatère d'une centaine de kilomètres de côté. Si le pas de temps d'une heure est égal pour tous les thermomètres, les écarts spatiaux séparant les appareils sont, quant à eux, variables. Les distances entre les thermomètres dépendent de la question scientifique à résoudre, des résultats déjà obtenus et des disponibilités instrumentales.

2.2.2.1 – L'association des points de mesure à l'échelle du réseau hydrographique

A l'intérieur de chaque cours d'eau, l'association des sites doit conduire à l'évaluation de l'évolution thermique linéaire. La normalité étant l'homothermie verticale, c'est la dimension horizontale d'amont en aval qui est privilégiée. L'association des sites discontinus dans l'espace doit autant que possible refléter le continuum fluvial. A l'inverse de chaque site pris isolément, où le travail consistait à éviter les confluences ou toute autre altération locale, l'association des points de mesure se résume au contraire à leur intégration, soit par l'enregistrement de la source d'altération, soit par celui du résultat après mélange dans le tronç principal.

Le minimum est de placer un thermomètre fluvial en amont du plan d'eau et un autre en aval, afin de les comparer et de déterminer l'influence du plan d'eau sur le cours d'eau. La totalité des étangs et lacs étudiés sont ainsi équipés, sauf les lacs de la Dordogne, où l'instrumentation ne dépend pas de nous et se concentre uniquement sur l'émissaire. Il convient de placer le premier thermomètre juste en amont du point où peut remonter la rétroaction du plan d'eau, notamment quand les vents font refluer l'eau lacustre dans le cours d'eau. Pour le thermomètre situé à la sortie du plan d'eau, il est toujours recommandé de prendre des mesures physico-chimiques au moins 50 m en aval d'un point de rejet, afin d'obtenir une dilution homogène (Kempf & Petit, 2000, p. 140).

⁴⁹ Ce critère de localisation concerne la représentativité spatiale. Pour ce qui est de la représentativité instrumentale, les sondes thermiques ne reçoivent jamais de radiation directe, puisqu'elles sont sous protection « IP 68 ».

Selon l'Agence Française de Normalisation (AFNOR), il faudrait utiliser la norme 5667-6, donnant une équation de la distance minimale de brassage :

$$L = 0,13 \frac{b^2 c (0,7c + 2\sqrt{g})}{gd}$$

Avec :

L distance de mélange en m

b largeur du cours d'eau en m

d profondeur du cours d'eau en m

g 9,81 m/s²

c coefficient de Chézy

Ici, le cas est différent d'un rejet ponctuel dans un cours d'eau, puisque c'est toute une tranche qui sort du déversoir. De fait, nos mesures manuelles ont toujours montré un brassage dès la sortie. Pour plus de sécurité, les thermomètres enregistreurs ont cependant toujours été placés après la chute correspondant à la dénivellation de la digue. Le problème se pose en revanche quand il existe plusieurs déversoirs de surface, ou le cumul d'un moine et d'un déversoir de surface. Dans ce cas, dans les cours d'eau de rang 1 à 4, le thermomètre a été placé à une cinquantaine de mètres en aval du confluent entre les différents bras des déversoirs (par exemple aux Oussines) ou du suintement du moine dans le cours issu du déversoir de surface (par exemple Cieux).

La comparaison des températures d'entrée et de sortie, qui permet de cerner le rôle immédiat d'un plan d'eau sur le cours d'eau barré, est compliquée, d'une part, dans le cas de chaînes d'étangs, où chaque tronçon inter-étang doit être équipé, d'autre part, quand le plan d'eau est alimenté par plusieurs affluents. La région de Cieux est harnachée en tenant compte de ces deux démultiplications. Il convient en outre de déterminer la longueur du segment fluvial influencé et les modalités de rétablissement des caractères antérieurs du cours d'eau. Il faut donc installer de nombreux autres thermomètres tout au long du cours, en tenant compte de l'évolution climatique de la masse d'eau d'amont en aval, ainsi que des apports hydrologiques. Ces derniers peuvent être appréhendés à leur source même ou bien dans le tronc principal, après brassage. Le réseau à installer est d'autant plus serré que le cours d'eau est de petite taille.

Dans la Vergogne, émissaire de l'étang de Cieux, sept thermomètres sont placés dans le tronc principal en aval du plan d'eau (à 30, 50, 900, 1 000, 3 500, 3 800 et 8 500 m du déversoir), les deuxième, quatrième et sixième instruments intégrant un confluent après mélange (suintement de moine et deux cours d'eau affluents). Il faut ajouter l'équipement d'un affluent de l'émissaire, le ruisseau de Monsac, où l'altération est ici mesurée à sa source. Enfin, la rivière principale dans laquelle aboutit ce réseau, la Glane, est munie de deux enregistreurs, l'un en amont du confluent avec la Vergogne, l'autre en aval, après mélange, à 11 900 m de l'étang de Cieux.

Dans la Charente, émissaire du lac de Lavaud, trois thermomètres sont placés à 5 650 m (Suris), 12 300 m (Pont Sigouland) et 37 000 m (Alloue) en aval de la digue, le premier intégrant le confluent de la Moulde juste après mélange. Dans la Dordogne, émissaire de la chaîne de barrages, quatre thermomètres sont situés à 5 km, 35 km (Carennac), 107 km (Castelnaud-la-Chapelle) et 160 km (Bergerac-Tuileries) en aval du lac d'Argentat, le troisième intégrant le confluent de la Cère après brassage.

A l'intérieur de chaque plan d'eau, l'association des thermomètres doit tenir compte du fait qu'il s'agit d'un volume dans lesquels la normalité thermique est celle d'une différence verticale, sous forme d'une stratification, et d'une différence horizontale, sous forme d'une zonation. La question des distances entre les thermomètres se pose donc dans deux directions.

Sur la tranche d'eau, nous avons installé le long des chaînes d'autant plus d'appareils que la profondeur de l'étang était faible. Par exemple, dans l'étang de Cieux, la bouée tient un thermomètre environ tous les 30 cm, avec une prédilection pour la partie la plus superficielle (0, 20, 55, 75, 90, 125, 180 et 230 cm de profondeur). Dans l'étang de la Pouge, il y a d'abord un appareil tous les cinquante centimètres, puis un tous les mètres (50, 100, 150, 200, 300, 400 et 500 cm de profondeur).

L'ajout de la dimension horizontale est possible grâce aux cartes bathymétriques très précises qui ont été réalisées (cf. 2.1.3.2) et permettent de placer tout thermomètre dans le volume d'eau, pratiquement au centimètre près dans les étangs du Theil et des Garennes, plus approximativement dans les autres. Quand une seule chaîne thermique est installée, privilégiant ainsi l'étude de la dimension verticale, elle se trouve au-dessus de la plaine centrale, à proximité du point le plus profond. C'est le cas des étangs de la Pouge et de Cieux, où elle se situe à quelques dizaines de mètres en amont de la digue. L'installation de plusieurs suites thermiques se fait en fonction d'un canevas réfléchi au moyen des cartes bathymétriques. Dans les petits étangs du Theil et des Garennes, trois ou quatre chaînes peuvent être temporairement installées sur un et demi à deux hectares, soit une ligne thermique représentative d'une cinquantaine d'ares.

Ainsi, grâce aux chaînes thermiques, la connaissance du fonctionnement interne des plans d'eau autorise la compréhension de l'ensemble fluvio-lacustre. C'est une approche limnologique de l'hydrologie continentale. L'influence sur le cours d'eau acquiert alors une signification interprétative, donc rigoureuse. L'association descriptive des sites fluviaux et l'association explicative des sites lacustres permet l'étude globale de chaque hydrosystème stagnant-courant. A un niveau encore supérieur, l'union de chaque bassin fluvio-lacustre conduit à l'échelle régionale.

2.2.2.2 – La répartition des points de mesure à l'échelle régionale

L'instrumentation des hydrosystèmes fluvio-lacustres s'appuie sur des critères de représentativité des plans d'eau choisis et sur les écarts régionaux existant entre chaque bassin témoin.

Il fallait, sur l'ensemble de la région, sélectionner au moins une chaîne de petits étangs à déversoirs de surface (celle du Theil et des Garennes), une chaîne de petits étangs à exutoire mixte (celle de Pranaud), un vaste étang pelliculaire à déversoir de surface (les Oussines), un vaste étang assez peu profond à déversoir de surface (Cieux), un vaste étang profond à moine (la Pouge), deux lacs de taille moyenne à multiples vannes de différents niveaux (Lavaud et Mas Chaban), une chaîne de grands lacs à vanne de fond (Argentat et les barrages amont de la haute Dordogne).

Le bassin de la Glane offre plusieurs chaînes de petits étangs aboutissant dans le Grand Etang de Cieux, permettant ainsi de cumuler les informations et la diversité. La haute Charente a l'avantage de posséder deux lacs de dimensions comparables, l'un de fonctionnement thermique libre, l'autre contraint par un déstratificateur.

L'association des différents bassins fluvio-lacustres devait en outre respecter les gradients régionaux. La coupe d'ouest en est permet de suivre la progression des altitudes. Le choix du bassin de la haute Charente correspond à l'étude de la partie la plus basse des plateaux, tout en bloquant la variable géomorphologique et phréatique, puisque l'Angoumois limousin et le Confolentais drainent tout autant le socle que le Limousin lui-même. Le miroir d'eau des lacs de Lavaud et de Mas Chaban se trouve respectivement à 224 et 219 m ; la température de la Charente est mesurée jusqu'à une altitude de 140 m à Alloue. A l'opposé, le choix du bassin de la haute Vézère répond à la volonté d'étudier un des terrains les plus élevés du Limousin, puisque le Puy Pendu, qui culmine à 973 m, est drainé vers l'étang des Oussines, le plan d'eau lui-même se trouvant à 836 m. Entre l'Angoumois limousin et le Plateau de Millevaches, les bassins de la Gorre et de la Glane offrent des sites thermométriques intermédiaires, sur les plateaux du Haut Limousin, complétant ainsi la coupe.

Du nord au sud, la succession des hydrosystèmes étudiés reflète une certaine différence latitudinale, le bassin de la Glane mordant sur les Monts de la Marche, tandis que la haute Dordogne

ferme le Limousin au sud. Plus d'un degré de latitude sépare ces deux régions. Les thermomètres situés les plus en aval sur la Dordogne sont les seuls, en Périgord, à dépasser le socle pour appartenir au Bassin sédimentaire Aquitain.

L'étude n'avait pas les moyens de truffier les systèmes fluvio-lacustres choisis de thermomètres subaquatiques, si bien qu'il a été décidé de conduire la recherche à deux niveaux. Tandis que les points stratégiques sont pourvus de thermomètres fixes, qui prennent la température en permanence depuis fin 1997 ou début 1998, d'autres lieux sont munis seulement périodiquement des mêmes appareils de mesures. L'instrumentation invariable concerne l'amont et l'aval immédiat de chaque plan d'eau témoin. Les thermomètres tournants, quant à eux, équipent l'intérieur des étangs, de la manière la plus durable possible, et, de façon plus éphémère, le cours des émissaires, sur des distances plus ou moins grandes, et certains affluents. Ces sites temporaires permettent de multiplier les conclusions, par exemple sur la longueur des transects fluviaux influencés par un plan d'eau⁵⁰.

⁵⁰ En été, le nombre de thermomètres fonctionnant en même temps est plus grand qu'en hiver. En effet, le risque de perte du fait des crues est réduit à néant et, concrètement, l'absence des cours et réunions permet de relever les appareils beaucoup plus souvent, sans qu'il soit besoin d'en changer plusieurs en même temps, évitant ainsi la constitution d'une réserve comme en cours d'année universitaire.

Figure 17

3 – CARTE D'IDENTITE DES PLANS D'EAU CHOISIS POUR L'ETUDE

Les bases de données cartographiques et l'utilisation de SIG permettent l'intégration spatiale de l'étude. A petite échelle cartographique, celle de la région, les multiples thermomètres permettent de donner quelque idée du gradient altitudinal et des critères de découpage spatial. A moyenne échelle cartographique, celle du réseau hydrographique fluvio-lacustre, les bases cartographiques sont capables de fournir les linéaires de cours d'eau et les superficies des bassins d'alimentation des plans d'eau. En retour, la base sera enrichie par l'apport des débits et régimes des cours d'eau de faible rang, et la localisation des thermomètres subaquatiques fluviaux. L'occupation des sols peut servir à cartographier les parties des cours d'eau sous forêt ou à découvert, qui influencent le bilan radiatif, ou encore la nature des terrains traversés, pour les relations avec les eaux souterraines. A grande échelle cartographique, celle de chaque plan d'eau, la construction d'un SIG permet l'étude du volume et la localisation de chaque thermomètre dans les trois dimensions.

Le terrain d'étude couvert par les thermomètres enregistreurs subaquatiques fait grossièrement 120 km d'ouest en est, du Confolentais au plateau de Millevaches, et 130 km du nord au sud, des Monts de la Marche au Périgord Noir. Les appareils ne sont pas uniformément répartis sur cette région d'une quinzaine de milliers de kilomètres carrés, mais ils sont concentrés sur cinq différents bassins, deux destinés à étudier des lacs de barrage, trois consacrés à des étangs (**fig. 17**).

3.1 – Les régions d'étangs

Sauf exception, les régions d'étangs ont toutes été directement et entièrement équipées par nos soins. Nous y avons choisi 37 sites équipés de nos thermomètres subaquatiques enregistreurs, dont 10 sont fixes.

3.1.1 – Le bassin de la Glane

En Haut Limousin et en partie sur le piémont méridional des Monts de la Marche, au nord-ouest de Limoges, le bassin de la Glane est la région de plus forte concentration de nos thermomètres enregistreurs, puisque nous y avons choisi 24 sites, dont 6 fixes (**fig. 18**). Les thermomètres permanents y fonctionnent depuis mai 1998. Les raisons de cette prédilection sont multiples.

Avec ses 314 km², le bassin de la Glane est de taille moyenne. Il est suffisamment petit pour qu'il soit possible de l'équiper d'une manière assez dense et assez grand pour permettre l'étude d'un long linéaire à la sortie des étangs. La Glane elle-même fait en effet 38 km de long. L'hydrologie de cette rivière est connue par son régime dans la partie la plus aval, puisqu'une station de jaugeage du Service des Eaux et des Milieux Aquatiques (Diren de bassin) se trouve peu en amont du confluent avec la Vienne, au Dérot, là où le bassin couvre 288 km².

Il convenait cependant de concentrer les instruments de mesure sur un espace plus petit, le bassin de la Vergogne. Celui-ci, qui s'étend sur 42 km², est le plus grand sous-bassin de la Glane et compte 22 de nos sites thermométriques. Il possède en effet la particularité de posséder, dans sa partie supérieure, le plus grand étang privé de la Haute-Vienne, l'un des plus vastes plans d'eau du Limousin, celui de Cieux, qui dévoile ses 40 ha au pied des monts de Blond (tableau 1). L'étang de Cieux (ou Grand Etang) offre ainsi des possibilités de différences internes significatives et de forte influence sur le cours d'eau. Malgré sa grande taille, il n'est pas pourvu d'un moine, mais d'un déversoir de surface, caractère susceptible d'accroître encore son incidence thermique sur l'émissaire. Ces traits offrent donc la possibilité d'étudier un cas d'influence maximale, qui plus est en évitant une polémique quant au bien-fondé de l'existence du plan d'eau, puisque l'étang de Cieux est très ancien, antérieur à 1569, date d'enregistrement des premiers droits de pêche le concernant.

Figure 18

	Etang du Theil	Etang des Garennes	Etang de Cieux
Date de mise en eau	1970	1970	Avant 1569
Altitude du plan d'eau	295 m	292 m	290 m
Longueur	232,8 m	168,8 m	1166,0 m
Largeur maximale	148,2 m	144,0 m	750,0 m
Largeur moyenne	93,9 m	91,7 m	297,0 m
Longueur du trait de côte	665,3 m	500,0 m	3 787,7 m
Développement côtier	1,26	1,13	1,82
Profondeur maximale	2,34 m (2,57)	1,53 m (1,79)	3,10 m (3,85)
Profondeur moyenne	1,06 m	0,77 m	
Profondeur relative	1,44 %	1,08 %	0,47 %
Superficie	2,187 ha	1,549 ha	34,63 ha (43,00)
Volume	23 285 m ³ (29 578)	12 007 m ³ (16 810)	

Tableau 1 *Caractéristiques morphométriques des trois principaux étangs étudiés dans le bassin de la Glane*

D'après Graffouillère (2000) et une campagne bathymétrique partielle dans l'étang de Cieux (2001)

Tous les chiffres sont ceux du niveau d'eau minimal (déversoir à 0, qui n'a jamais été observé). Les chiffres correspondant au niveau d'eau maximal observé en 1999-2000 sont entre parenthèses.

Bien qu'aucune campagne bathymétrique complète n'ait été effectuée sur l'étang de Cieux, quelques sondages ponctuels, une campagne dans la baie de Pranaud et une étude par télédétection (Graffouillère, 2001) ont montré l'importance des trois deltas immergés de la moitié septentrionale. Au nord-ouest, le prodelta du Pranaud, de 2,35 hectares, prolonge un delta émergé de 3,18 hectares et plonge avec une très faible déclivité sur près de 200 m. Il est accidenté d'un ravin « sous-stagnustre » de 109 m de long bordé de levées de 8 cm de hauteur. Au nord-nord-est, le delta commun des ruisseaux du Bois-Morand et du Theil occidental semble se fondre plus rapidement avec le talus surbaissé. L'eau qui y entre est la plus influencée de tous les affluents par de petits étangs. Le delta du Theil oriental est moins visible.

Le point crucial de l'étude thermique se trouve être la grande plaine centrale, qui s'étend dans toute la moitié méridionale entre 2 et plus de 3 m de profondeur et remonte avec de faibles valeurs au cœur de la partie septentrionale. C'est au-dessus de ce vaste plafond que la stratification thermique est susceptible d'être la plus forte et c'est la couche superficielle de cette colonne d'eau qui sort de l'étang par le déversoir de surface.

Le bassin du Grand Etang (tableau 2), qui draine 1 222 ha, est lui-même hérissé de multiples digues retenant des étangs plus petits sur les cinq affluents pérennes qui l'alimentent (**fig. 19**). Nous avons équipé deux de ces tributaires, qui ont la particularité de présenter des chaînes d'étangs, le ruisseau de Pranaud, long de 4 276 m, et celui du Theil occidental, long de 1 438 m. Le premier, de rang 3 à son entrée dans le grand étang, possède deux autres petits plans d'eau barrant le tronc principal lui-même. Il a la particularité de drainer une aire à forte dénivellation (pour le Limousin), allant de 514 m sur la ligne de crête des monts de Blond à 290 m à la surface du Grand Etang. Il offre donc la possibilité d'étudier des gradients. Le Theil occidental, cours d'eau de rang 1, compte un petit étang à moine sur source, puis deux étangs à déversoirs de surface, celui du Theil et celui des Garennes (tableaux 1 et 2, **fig. 20 à 23**).

Figure 19

Figure 20
Format A3

Figure 21
Recto seul en page de droite

Figure 22
A3

Figure 23

A4 recto seul en page de droite

	Etang du Theil	Etang des Garennes	Etang de Cieux
Altitude maximale bassin	377 m	377 m	514 m
Superficie bassin	0,6693 km ²	0,7508 km ²	12,22 km ²
Affluent principal	Theil (rang 1)	Theil (rang 1)	Prnaud (rang 3)
Longueur affluent princip.	1 063 m	1 216 m	4 276 m

Tableau 2 *Caractéristiques morphométriques des bassins d'alimentation des trois principaux étangs étudiés dans le bassin de la Glane*
Essentiellement d'après Graffouillère (2000)

L'étang du Theil (**fig. 20**) possède une plaine déportée vers le sud-ouest. Entre 2,20 et 2,34 m de profondeur, les pentes sont inférieures à 1 % sur 1 750 m² (**fig. 21**). C'est un véritable plafond sous-lacustre (« sous-stagnustre »), qui bute, au sud, sur un talus immergé assez déclive. La sédimentation fine, profonde, l'a construite en une trentaine d'années.

Le déversoir de surface, tout à fait décalé au nord, ne se trouve pas au droit de la plaine centrale, où la stratification thermique est potentiellement la plus accentuée. Il fait face à une dorsale immergée sous seulement 0,90 m d'eau et isolant un petit bassin ne dépassant pas 1,25 m de profondeur. L'orientation de l'étang d'ouest en est, qui favorise plutôt une accumulation des eaux superficielles les plus chaudes à l'opposé du déversoir, a donc une importance moindre que si la grille avait été au niveau de la plaine centrale, où des eaux profondes auraient pu affleurer en cas de vent dominant soufflant sur la colonne stratifiée.

L'étang des Garennes (**fig. 22**) possède une vaste plaine centrale. Entre 1,10 et 1,37 m, les pentes sont inférieures à 1 % sur 3 408 m² (**fig. 23**). La sédimentation fine n'a fait ici que conforter une topographie déjà très plane avant la mise en eau ; les talus immergés la délimitant ont une pente très faible et le point le plus profond constitue une forme en entonnoir trouant le plafond. Le déversoir de surface est décalé au nord, se trouvant ainsi au niveau de l'extrémité septentrionale de la plaine centrale. La grille ne se trouve pas si loin de l'endroit de stratification thermique potentielle maximale, cependant que la tranche d'eau n'atteint ici que 1,10 m.

L'émissaire de l'Etang de Cieux, de rang 4, s'appelle ruisseau du Grand Etang sur 3 800 m, du déversoir au confluent avec le Thivirou, puis il prend le nom de Vergogne sur 6 600 m. Le Thivirou descend lui aussi des monts de Blond avec une assez forte dénivellation, mais son bassin comprend peu d'étangs. Le suivi thermométrique du linéaire du tronc principal ne risque donc pas d'être perturbé par un réchauffement affluent important.

Au total, l'émissaire de l'étang de Cieux se jette dans la Glane au bout de 10 400 m. A ce confluent, la Glane a parcouru antérieurement 29 600 m, mais, surtout, elle ne compte aucun étang important et elle ne connaît pas les dénivellations de son affluent de rive droite, puisqu'elle prend sa source à 370 m d'altitude. Autant dire que c'est l'occasion d'étudier l'incidence du Grand Etang en l'isolant au mieux des changements d'origine hydrologique, pour ne lui garder que le rôle climatique, aidant ainsi à un linéaire d'influence le plus long possible.

Au-delà de tous ces avantages scientifiques, nous avons trouvé dans le bassin de la Vergogne un ensemble de gérants et propriétaires d'étangs et de berges fluviales particulièrement compréhensifs, aimables et intéressés, qui ont permis la multiplication des sites équipés comme nulle part ailleurs sur notre terrain d'étude. La pose d'une chaîne de thermomètres sur bouée a même été possible.

Figure 24

3.1.2 – Le bassin de la Gorre

A l'extrémité occidentale du Haut Limousin, le bassin de la Gorre est la deuxième région de plus forte concentration de nos thermomètres subaquatiques, puisque 11 sites sont concernés, dont 2 permanents (fig. 24). Les instruments fixent y fonctionnent en continu depuis le mois de novembre 1997.

La Gorre est un tributaire de rive gauche de la Vienne, long au total de 34,8 km, dont la partie aval sert de frontière entre le Limousin et l'Angoumois. L'un des intérêts de ce bassin réside dans l'importance des dénivellations. Le point le plus haut est à 512 m d'altitude, tandis que la Gorre coule à 190 m à la station de jaugeage de Chaillac-Ardilloux (drainant un bassin de 186 km²), pour se jeter dans la Vienne 7 km plus loin à 155 m d'altitude. De fait, les étroites vallées de la Gorre et de son principal affluent, le Gorret, sont fortement encaissées. Au confluent de ces deux rivières, le site défensif de Saint-Auvent et de son château profite de ces pentes abrupts. Pour notre propos, cela signifie la possibilité d'étangs de grande profondeur.

C'est justement le bassin du Gorret, le plus riche en étangs, que nous avons choisi pour concentrer les instruments de mesures. Une trentaine de plans d'eau s'y trouvent, dont l'étang des Latteries, qui s'étend sur 3,125 ha, et celui des Vergnes, qui couvre 1,6 ha, tous deux sur des affluents de rive gauche du Gorret. Le cours principal est lui-même beaucoup plus encaissé, surtout dans sa partie aval. La vieille voie préférerait l'interfluve, *podium* romain, dérivant en pouge en dialecte limousin. Ainsi, quand le Gorret fut barré, à une date antérieure à l'élaboration de la carte de Cassini, où il est déjà noté, il donna naissance à l'étang de la Pouge, plan d'eau profond dès l'origine, encore relevé depuis, pour atteindre une tranche d'eau de 5,60 m.

	Etang de la Pouge
Date de première mise en eau	Avant le XVIII ^e siècle
Altitude du plan d'eau	251,80 m (253 m)
Longueur	2 022 m
Largeur maximale	260 m
Largeur moyenne	132,5 m
Longueur du trait de côte	4 581 m
Développement côtier	2,50
Profondeur maximale	5,64 m (6,84 m)
Profondeur moyenne	2,82 m
Profondeur relative	0,92 %
Superficie	26,80 ha (Ign) ; 29,4 (Denardou)
Volume	830 000 m ³

Tableau 3 *Caractéristiques morphométriques de l'étang étudié dans le bassin de la Gorre*

D'après Denardou (1987), Rebérac (1998) et traitement de la carte IGN par Graffouillère (2001)

Tous les chiffres sont donnés à la cote du plan d'eau dite normale de 251,80 m. La crue millénale est entre parenthèses. L'estimation de la profondeur moyenne, donc du volume, par Denardou (qui a simplement divisé la profondeur maximale par deux) ne repose sur aucune carte bathymétrique et sera sans doute largement modifiée par des travaux ultérieurs.

L'étang de la Pouge s'étend en outre sur une large superficie et c'est l'un des plus volumineux du Limousin. Il draine, par l'intermédiaire du Gorret, cours d'eau de rang 4 à son entrée dans l'étang, un bassin de 31,4 km², de 379 à 251 m d'altitude. Il convenait d'autant plus d'étudier l'étang de la Pouge que son fonctionnement par un moine permet une fructueuse comparaison avec l'étang de Cieus, de surface analogue mais évacuant son eau à un niveau résolument différent.

Figure 25

Il faut ajouter que l'intérêt est accru par l'existence en surface d'un déversoir de crue, qui fonctionne pendant le semestre des plus hautes eaux, en hiver et au printemps. Or, contrairement à beaucoup d'étangs, le lien entre le moine et le déversoir n'est pas immédiat, mais il y a 200 m de cours séparé avant la confluence et la reconstitution du Gorret en un seul bras. Il est donc possible de distinguer ici l'influence des températures de surface et de fond du plan d'eau sur la rivière, d'abord séparément, puis communément.

Enfin, l'acquisition de l'étang de la Pouge par le département de la Haute-Vienne en 1999 a rendu possible la pose d'une bouée et d'une chaîne thermique, par la signature d'une convention entre le Conseil Général et l'Université de Limoges.

	Etang de la Pouge
Altitude maximale du bassin	379 m
Superficie du bassin	31,4 km ²
Affluent principal : module brut	Gorret (rang 4) : environ 400 litres par sec.
Longueur de l'affluent principal	8 000 m

Tableau 4 *Caractéristiques morphométriques du bassin d'alimentation de l'étang étudié dans le bassin de la Gorre*

Le module brut est estimé à 350 l.s⁻¹ de 1966 à 1983 selon Srae (1986) et de 460 l.s⁻¹ de 1966 à 1996 selon Diren (1997)

3.1.3 – Le bassin de la haute Vézère

A l'est du Limousin, sur le plateau de Millevaches, le bassin de la haute Vézère est le moins équipé des trois régions d'étangs choisies. Il comporte seulement deux thermomètres enregistreurs subaquatiques, mais tous deux sont fixes (**fig. 25**).

Une station de jaugeage est installée au Maisonnial, pour un bassin de 52 km² qui a la particularité, rare en Limousin, de ne compter que trois étangs notables. L'un d'entre eux se trouve cependant être important, celui des Oussines, barrant la Vézère elle-même. A une dizaine de kilomètres en aval de sa source, celle-ci est de rang 4. Le bassin d'alimentation de l'étang couvre 21,98 km². Plan d'eau pelliculaire de quelques décimètres de tranche d'eau, l'étang s'étend néanmoins sur une superficie de 14,74 hectares.

Notre démarche ayant paru quelque peu suspecte dans la Montagne Limousine, l'instrumentation a été réduite en nombre, cependant que les deux thermomètres fixes y fonctionnent en continu depuis juillet 1998. Nous avons ici fait porter nos efforts sur la thématique altitudinale. Le sommet du bassin culmine à 973 m au Puy Pendu et l'étang des Oussines lui-même a sa surface à 836 m. A part l'étang du Diable, moins intéressant pour notre problématique puisqu'il est sur source, c'est le plan d'eau le plus élevé du Limousin.

La Vézère supérieure et l'étang des Oussines ont surtout été utilisés pour étudier le gradient altitudinal des températures de l'eau et tenter une esquisse de régionalisation.

3.2 – Les régions lacustres

Les régions lacustres cumulent des équipements personnels ou placés par certains de nos étudiants et d'autres dont les résultats nous sont aimablement communiqués par les administrations concernées. Elles comptent 14 sites, dont 7 munis de nos thermomètres enregistreurs. Les régions lacustres choisies sont surtout équipées sur le linéaire de l'émissaire, afin de saisir l'influence des plans d'eau.

Figure 26

3.2.1 – Le bassin de la haute Charente

Aux confins du Limousin et de l'Angoumois, le bassin de la haute Charente est muni de 8 sites thermométriques, dont 7 fixes (fig. 26). A la sortie du lac de Lavaud, le Conseil Général de la Charente opère des reconstitutions thermiques, disponibles sur Minitel. Les autres sites sont équipés par nos thermomètres enregistreurs, que deux étudiants, d'abord L. Thybaud puis B. Savy, se sont chargés de surveiller et de changer depuis décembre 1997. Avec une tranche d'eau de plus d'une quinzaine de mètres, les lacs de Lavaud et du Mas Chaban constituent l'échelon supérieur aux étangs en termes de stratification thermique (tableau 5). Ils ne brûlent néanmoins pas la moindre étape, d'autant que le marnage considérable, près d'une dizaine de mètres chaque année, les réduit à des plans d'eau peu profonds à la fin de l'été.

C'est le centième amont du bassin d'alimentation total de la Charente qui est concerné par notre étude, un peu plus d'une centaine de kilomètres carrés sur 10 000 (tableau 6). L'ouverture béante sur le milieu océanique atlantique, la faiblesse des altitudes, le paysage découvert eu égard à celui du Limousin, les prémices du golfe d'ensoleillement qui s'épanouit en Saintonge, l'indigence des précipitations et les problèmes d'étiage accentué lors de nombreux étés étaient autant de raisons d'inclure le bassin de la haute Charente dans notre étude, depuis que le fleuve avait été barré à la fin des années 1980.

Le lac de Lavaud est retenu par une digue en terre, recouverte d'enrochement. La longueur de la crête est de 370 m, pour une hauteur de 20 m. La mise en eau a commencé en décembre 1988 et le lac de Lavaud est devenu, avec ses 225 ha, le plus grand plan d'eau de tout l'Angoumois. Il est formé de digitations allongées caractéristiques d'un plan d'eau très récent et possède une bathymétrie reproduisant fidèlement l'ancienne vallée, c'est-à-dire se réduisant en général à deux talus se faisant face. Ce sont les 6 875 premiers mètres de la Charente, cours d'eau de rang 4 drainant un bassin de 47 km², qui alimentent le lac.

	Lac de Lavaud	Lac de Mas Chaban
Date de première mise en eau	1988	2000
Altitude aux hautes eaux	224,0 m	218,7 m
Longueur	4 625 m	3 200 m
Largeur maximale	1 000 m	800 m
Largeur moyenne	318,5 m	330 m
Longueur du trait de côte	17 210 m	8 440 m
Développement côtier	3,24 m	1,77
Profondeur maximale	16 m	20 m
Marnage moyen	9 m	
Profondeur relative	0,94 %	1,32 %
Superficie	225 ha	180 ha
Volume aux hautes eaux	10 000 000 m ³	15 000 000 m ³
Volume aux basses eaux	1 500 000 m ³	1 300 000 m ³

Tableau 5 *Caractéristiques morphométriques des deux lacs étudiés dans le bassin de la haute Charente*
(essentiellement d'après Thybaud, 1997, et Savy, 2000)

Figure 27

Naturellement réduite à un misérable ruisseau très chaud lors des étés les plus secs, la Charente a été largement modifiée par l'érection du barrage, dont le but est le soutien d'étiage et l'apport d'un débit supplémentaire d' $1,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pendant une bonne part de l'été, généralement du 1^{er} juillet au 15 septembre de chaque année. Non seulement la quantité d'eau est ainsi artificiellement augmentée, mais le soutirage se fait par des vannes situées à trois niveaux différents. Pour un lac rempli à la cote 224 m, la vanne de surface puise l'eau à 3 m de profondeur, celle de mi-fond à 6,5 m et celle de fond à 12,5 m. La tendance éventuelle au rafraîchissement de l'eau de la Charente méritait d'être étudiée.

	Lac de Lavaud	Lac de Mas Chaban
Altitude maximale du bassin	314 m	323 m
Superficie du bassin	47 km ²	52 km ²
Affluent principal	Charente (rang 4)	Moulde (rang 4)
Longueur affluent principal	6 875 m	5 556 m

Tableau 6 *Caractéristiques morphométriques des bassins d'alimentation des deux lacs étudiés dans la région de la haute Charente*

L'intérêt s'est accru lors de la construction, une nouvelle fois à l'instigation de « l'Institution Interdépartementale pour l'Aménagement du fleuve la Charente et des ses affluents », d'un second barrage sur un affluent de rive gauche de la Charente, la Moulde. Le lac du Mas Chaban, mis en eau en l'an 2000 dans le même but que celui de Lavaud, a des caractères morphométriques comparables (tableau 5). Les deux lacs sont situés sur deux cours d'eau analogues (tableau 6), à la même distance respective du confluent. Mais le plus récent a été pourvu dès l'origine d'un déstratificateur thermique, tandis que le plus ancien restait sans. Cette différence, isolée des autres traits pour le reste comparables, rend dès lors l'étude simultanée des deux plans d'eau particulièrement importante.

3.2.2 – Le bassin de la Dordogne

Aux confins du Limousin, du Quercy et du Périgord, la moyenne Dordogne a été équipée de thermomètres subaquatiques par l'Etablissement Public Interdépartemental de la Dordogne (Epidor, dir. G. Pustelnik). Quatre sites égrenés d'Argentat à Bergerac ont fonctionné d'août 1996 à février 1997 (**fig. 27**). En 1999, six sites ont remplacé les précédents, trois sur la moyenne Dordogne, reprenant en partie les précédents, et trois autres sur le cours aval de ces principaux affluents, la Vézère, la Cère et la Maronne.

La thématique est ici résolument tournée sur le devenir de l'eau sortie de la chaîne lacustre de la haute Dordogne, dont le dernier barrage est celui d'Argentat, et son évolution jusque dans le Bergeracois. Après les petites retenues du cours supérieur que sont la Bourboule et Saint-Sauves, le tronc principal est en effet barré à Bort-les-Organes, Marèges, l'Aigle, le Chastang et Argentat-le Sablier (Pustelnik, dir., 1993). Ce sont des barrages de grande taille, retenant des lacs de forte capacité. Bort-les-Organes, avec ses 477 millions de mètres cubes d'eau, se trouve ainsi parmi les premiers volumes lacustres artificiels en France, loin cependant derrière Serre-Ponçon (un milliard et trente millions de mètres cubes). La superficie étant réduite, ces gros volumes sont dus à la grande profondeur, issue de l'enneigement d'une vallée très encaissée.

Les lacs de la Dordogne, qui plus est tout à fait au sud du Limousin, sont ainsi susceptibles de connaître une stratification estivale prononcée et complète. Ce sont les seuls de notre terrain d'étude à pouvoir posséder un important hypolimnion.

	Bort-les-Orgues	Marèges	Aigle	Le Chastang
Construction	1942-1952	1932-1935	1940-1947	1942-1952
Mise en service	1952	1935	1947	1952
Type de barrage	Poids-voûte	Poids-voûte	Poids-voûte	Poids-voûte
Hauteur barrage	118,8 m	89,5 m	90 m	79 m
Longueur crête	390 m	247 m	289 m	300 m
Epaisseur base	80 m	19 m	47,5 m	23,6 m
Nombre groupes	2	4	5	3
Débit max turbiné	250 m ³ / s	240 m ³ / s	555 m ³ / s	533 m ³ / s
Puissance	230 000 kW	140 000 kW	360 000 kW	290 000 kW
Production an.	325 millions kWh	158 millions kWh	500 millions kWh	520 millions kWh
Hauteur chute	114,8 m	75,5 m	83,7 m	73,75 m
Longueur lac	21 km	15 km	25 km	31 km
Superficie lac	10,73 km ²	2 km ²	7,5 km ²	7,06 km ²
Capacité lac	477 300 000 m ³	47 030 000 m ³	158 400 000 m ³	187 000 000 m ³

Tableau 7 *Caractéristiques des barrages de la haute Dordogne*
(d'après divers documents EDF et Brajou, 1997)

Bort, Aigle et le Chastang sont des barrages EDF, mais Marèges a la particularité d'appartenir à la SNCF.

Cette chaîne lacustre récolte aussi les eaux des barrages situés sur les affluents de la Dordogne. Ceux du bassin de la Rhue, dont les Essarts et Voussaire, ainsi que la digue barrant la Diège aux Chaumettes (retenant le lac de Val-Bénéyte) apportent leur eau dans le lac de Marèges. Le grand lac de Neuvic sur la Triouzoune se déverse dans le lac de l'Aigle. Le lac de la Luzège, sur la rivière du même nom, envoie ses eaux dans le lac du Chastang, comme le lac de Feyt, retenu par le barrage de Servières sur la Glane. L'ensemble, augmenté par le barrage de la Valette (ou de Marcillac) sur le Doustre, finit par aboutir dans une retenue de compensation, le lac d'Argentat.

	Lac d'Argentat (barrage du Sablier)
Date de première mise en eau	1957
Altitude du plan d'eau	192 m (194,5 – 185 m)
Longueur	8 500 m
Largeur moyenne	124,7 m
Profondeur maximale	23 m
Profondeur moyenne	6,8 m
Profondeur relative	1,98 %
Superficie	106 ha (/ - 50 ha)
Volume	7 200 000 m ³ (10 500 000 m ³ – 1 620 000 m ³)
Superficie du bassin d'alimentation	4 420 km ²
Module Dordogne sortie barrage	68 m ³ / s (année 1996)

Tableau 8 *Caractéristiques morphométriques du lac de barrage étudié*
dans le bassin de la Dordogne

(essentiellement d'après la fiche du 22 septembre 1988 de la Direction Régionale de l'Industrie et de la Recherche du Limousin et le Service Hydrologique Centralisateur)
Les chiffres sont ceux de la cote maximale en exploitation normale. Nous avons indiqué entre parenthèses ceux de la cote maximale exceptionnelle et de la cote minimale en exploitation normale.

Le barrage du Sablier, qui retient le lac d'Argentat, a été construit de 1953 à 1957, sous une forme rectiligne de type poids-évidé. La longueur de la crête est de 196 m et l'épaisseur à la base de 35,5 m. La digue fait 31 m de hauteur et abrite quatre groupes, qui peuvent turbiner un maximum de 344 m³ / s. La puissance est de seulement 48 400 kW et la production moyenne annuelle de 107 millions de kWh. En cas de crue, quatre vannes spéciales peuvent évacuer 4 000 m³ / s. Le barrage du Sablier n'a donc pas pour vocation première la production électrique, mais celle de régulariser la chaîne lacustre se trouvant en amont. Le lac d'Argentat est un réservoir de compensation.

Le tronçon de la Dordogne étudié est celui qui sort du lac d'Argentat. Moins profond que les autres retenues situées plus en amont (tableau 8), sa tranche d'eau est cependant suffisante pour connaître une stratification thermique complète. Les quatre prises d'eau sont ainsi susceptibles de puiser dans l'hypolimnion pour alimenter la Dordogne. La problématique est dès lors différente de celle des autres plans d'eau étudiés. Ici, l'eau est *a priori* caractérisée par une faible amplitude thermique, annuelle et diurne, et la rivière est refroidie par le lac en été. D'autres traits risquent d'être liés au soutirage d'une eau issue de la stratification profonde, comme la faiblesse de l'oxygénation.

Conclusion du chapitre I

Depuis les travaux pionniers d'Horace-Bénédict de Saussure au XVIIIe siècle, l'histoire de la thermométrie lacustre consista, pendant un siècle, à trouver le moyen d'éviter le réchauffement du thermomètre à la remontée des couches d'eau sus-jacentes. L'invention du thermomètre à renversement dans les années 1870 provoqua un progrès décisif et son utilisation reste fréquente jusqu'à aujourd'hui. Au XXe siècle, les thermophones, les thermomètres à résistance électrique et les thermographes frayèrent la voie au thermomètre enregistreur électronique. Il est cependant rarement tiré profit de ce dernier, pour plusieurs raisons. Avant tout, l'habitude des mesures ponctuelles est solidement ancrée et ne pose pas le risque de laisser l'instrument sur le terrain en permanence. Ensuite, à prix raisonnable, les thermomètres électroniques n'ont pas une très haute précision, notamment pour les travaux prenant en compte la pression.

Nous avons fait, en 1997, le choix des thermomètres enregistreurs, car les problèmes de la grande profondeur et de la précision au centième de degré ne se posaient pas dans notre région d'étude. Celle-ci nécessitait en revanche la continuité des mesures, afin de ne manquer aucun événement, d'apporter des chiffres incontestables et de vraies réponses aux polémiques existantes. Outre la constance temporelle, il importait de posséder plusieurs dizaines de sites fournissant des données synchrones, répartis sur l'ensemble d'une région. Hors l'intérêt proprement géographique d'une telle approche et la possibilité de souligner ainsi quelques gradients, cette méthode est indispensable à la prise en compte des différents types de plans d'eau, étangs à déversoir de surface et à moine, lacs de barrage de différentes tailles, et de cours d'eau, tant dans leurs dimensions que leur localisation. La pertinence de la quantification générale peut ainsi s'appuyer à la fois sur la continuité temporelle et une spatialisation possédant une densité correcte.

Notre terrain d'étude embrasse une part importante du Limousin et déborde sur l'Angoumois et le Périgord. La recherche se concentre néanmoins surtout à l'ouest et au nord-ouest de Limoges. Les étangs sont privilégiés, car ce sont eux qui posent les problèmes thermiques les plus cruciaux et sont le plus souvent cités à ce sujet. Réchauffent-ils déraisonnablement les cours d'eau limousins ? Cette question a pris une grande importance régionale, au point d'occulter souvent l'intérêt pour la composition chimique. Les lacs de barrage formèrent un volet quelque peu en retrait jusqu'en été 2000, mais leur étude devient plus conséquente depuis l'installation d'un déstratificateur thermique dans le réservoir du Mas Chaban, équipement très rare dans notre pays.

CHAPITRE II

LES FACTEURS de RECHAUFFEMENT et de REFROIDISSEMENT DES EAUX,

Ou

LES TEMPERATURES DE L'EAU A PETITE ECHELLE

« Angoulême est une vieille ville, bâtie au sommet d'une roche en pain de sucre qui domine les prairies où se roule la Charente. Ce rocher tient vers le Périgord à une longue colline qu'il termine brusquement sur la route de Paris à Bordeaux, en formant une sorte de promontoire dessiné par trois pittoresques vallées. [...]

En sachant combien il déployait de luxe, car il était question d'un service de porcelaine demandé à Limoges, elles avaient tâché de mettre de l'harmonie entre les choses qu'elles apportaient et celles que s'achetait David. »

Honoré de Balzac, *Illusions perdues*.

CHAPITRE II :

LES FACTEURS de RECHAUFFEMENT et de REFROIDISSEMENT DES EAUX, Ou LES TEMPERATURES DE L'EAU A PETITE ECHELLE

L'évolution des températures de l'eau est commandée par un certain nombre d'éléments dont les principaux sont, à l'origine, d'essence climatique. Sans aborder, par des mesures directes, les divers bilans énergétiques conduisant à la formation du degré de chaleur de l'eau, il convient de présenter les différents paramètres, en les hiérarchisant d'une manière géographique. En ce sens, leur étude doit mettre en avant l'importance du facteur temporel et privilégier une petite échelle cartographique.

Si l'énumération des facteurs peut paraître immuable, leur mariage se dose dans différentes proportions en fonction du système aquatique considéré, lac, étang ou cours d'eau, et, parmi eux, selon leur taille et leur situation. Ainsi, la différence entre la composante climatique d'une part et hydrologique d'autre part n'est-elle pas, au fond, un contraste d'échelle géographique ? Les autres éléments, parfois mis en avant, comme la couverture végétale, ne sont-ils pas justement du même ordre de grandeur que le fonctionnement hydrologique ? L'opposition entre les eaux dormantes et courantes ne tient-elle avant tout, dans ce cas, à l'individualité des premières, séparées les unes des autres ?

Bien que la connaissance de l'irrégularité interannuelle et du cycle annuel soit indispensable pour relativiser la valeur des données et cadrer les mesures, ce sont cependant les écarts interdiurnes et le cycle diurne qui sont les plus importants quant aux incidences biologiques. Ils représentent, par leur cumul, une échelle de temps brève, celle qui s'approche le plus des sautes de température préjudiciables aux organismes. Mais, à l'intérieur de ces temps courts, quelle prédominance est-il possible de distinguer ? Cette prépondérance provient-elle directement du climat océanique de l'ouest de la France ? Tout en diminuant bien évidemment les écarts absolus, la température de l'eau fluviale abaisse-t-elle aussi les différences proportionnelles ?

Afin d'isoler au mieux le rôle du climat et des facteurs annexes dans l'évolution et les rythmes des températures de l'eau, il convient d'occulter, temporairement, l'influence perturbatrice des plans d'eau, en traitant, dans ce chapitre, des cours d'eau situés en amont des lacs et des grands étangs. Seuls ces segments permettent une esquisse de régionalisation à petite échelle cartographique. En quoi est-elle dominée, en Limousin, par le gradient altitudinal ? A quelle échelle de temps l'influence de ce dernier est-elle la plus forte ? La moyenne montagne implique-t-elle des conditions thermiques particulières ou se conduit-elle, en l'absence de seuils, comme une simple transition ? Dans quelle mesure la généralisation est-elle possible et quels sont les critères non altitudinaux pouvant prendre quelque importance dans d'autres régions ?

En aval, l'influence prépondérante des différents plans d'eau nécessite une recherche à plus grande échelle cartographique, qui sera l'objet des chapitres suivants. Cette division n'est autre que le reflet d'un ensemble climatique graduel, prolongé d'un continuum fluvial, bouleversé par les discontinuités induites par les étangs et les lacs.

Dans quelle mesure une influence à petite échelle est-elle susceptible d'offrir des conditions d'accroissement, ou, à l'inverse, de contradiction des futurs effets à grande échelle ?

1 – LE BILAN THERMIQUE DE L’EAU : UNE SOMME DE BILANS

Le bilan thermique est un décompte des facteurs provoquant le réchauffement ou le refroidissement de l’eau. L’isolement des différents termes de la balance fut achevé dès la fin du XIX^e siècle. Il n’est pas lieu de reprendre ici la quantification de chaque facteur, mais, dans une approche hydrologique, de souligner l’originalité du bilan thermique des eaux continentales.

1.1 – Les termes du bilan thermique : une connaissance séculaire

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, comme la barrière constituée par la thermocline, 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 lacs.

« 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).

Ce ne fut qu’à la charnière du XIX^e et du XX^e siècles que s’effectua le classement des facteurs, leur hiérarchisation et le regroupement en bilans. L’inventeur de la limnologie énuméra huit facteurs de réchauffement possibles des eaux des lacs et cinq de refroidissement.

« 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).

Le savant suisse soulignait la très grande faiblesse des gains f, g et h et son opposition entre gains et pertes le conduisaient bien entendu à un bilan.

On admet, depuis un siècle, que les termes du bilan thermique sont bien là. La présentation a certes changé, notamment par l’apparition d’un nouveau vocabulaire, d’organigrammes compliqués à souhait et de la subdivision en sous-bilans, mais les facteurs pris en compte restent ceux énoncés par F.-A. Forel.

La hiérarchie des termes n’est, d’autre part, pas exactement la même en fonction des organismes hydrologiques. Les limnologues (Horne & Goldman, 1994, Lemmin, 1995, etc.) et les potamologues (Walker & Lawson, 1977, Ward, 1985, Calow & Petts, 1992, etc.) présentent différemment et isolément les bilans thermiques, qui dans les lacs, qui dans les cours d’eau. Les étangs sont souvent oubliés. Il nous intéresse ici, non pas de rappeler ces bilans séparés bien connus, mais de tenter une succincte comparaison et une hiérarchisation géographique, fondée sur les échelles.

1.2 – Le bilan thermique en fonction de l'échelle de l'organisme hydrologique

Le bilan thermique peut être considéré, géographiquement, comme formé de trois sous-ensembles : le bilan climatique, le bilan hydrologique et le bilan des facteurs secondaires. 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. Le bilan hydrologique est constitué des échanges thermiques se faisant d'une part entre affluents et effluent, d'autre part avec les eaux souterraines. Le bilan des facteurs secondaires regroupe des termes habituellement négligeables (phénomènes biochimiques, contact avec le substrat, énergie de frottement), mais pouvant prendre, rarement et localement, une certaine importance.

1.2.1 – La partie climatique du bilan thermique

Le bilan radiatif 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. Les gains pour l'eau dus au rayonnement depuis le milieu (atmosphérique, végétal, pédologique, rocheux) 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, alors que, chez les seconds, c'est le large qui domine sans partage. La même gradient existe entre les ruisseaux et la partie aval des grands fleuves. La radiation solaire fournit, en général, le principal apport, loin devant tous les autres facteurs. C'est que l'albédo de l'eau est très faible (3 à 5 % dans les conditions habituelles) : pratiquement toute la radiation incidente pénètre donc dans l'eau.

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 bilan de chaleur latente est celui du couple de l'évaporation et de la condensation, qui permet un transfert thermique entre l'air et l'eau, puisque la chaleur de vaporisation de l'eau est de plusieurs centaines de calories par gramme⁵¹. L'évaporation, favorisée par un air sec, venté et plus froid que l'eau, prélève de l'énergie. Concrètement, la marche saisonnière s'observe par la fréquence des brouillards de drainage au-dessus de l'eau en automne, qui donnent l'impression que le lac, l'étang ou le cours d'eau fume : ce sont par exemple les *toumany ispariènia* 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 okhlajdiènia* du Baïkal.

Au total, et en laissant de côté les exceptions, la partie climatique du bilan thermique a une importance proportionnelle décroissante des lacs aux étangs et aux cours d'eau. Elle est d'autant plus prépondérante que le lac est grand. Elle reste importante dans les petits lacs et les étangs, mais ceux-ci sont proportionnellement plus affectés par leur bassin d'alimentation. Dans les cours d'eau, la

⁵¹ Selon Dussart (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 deux formules sont très différents : à 0°C : 606 et 680 cal/g, à 20°C : 592 et 666 cal/g. Rappelons que Ragotzkie (1978, p. 2) écrit que, dans la fourchette habituelle des températures lacustres, on peut prendre la valeur de 590 cal/g.

prépondérance du bilan climatique augmente vers l'aval et la notion de continuum fluvial en est en partie l'expression.

1.2.2 – La partie hydrologique du bilan thermique

Les affluents apportent une eau tantôt plus chaude, tantôt plus froide que celle de l'organisme principal. Dans les cours d'eau, le tronc reçoit ainsi une influence thermique majeure et, de confluent en confluent, le degré de chaleur se modifie, l'ensemble s'homogénéisant par la turbulence au bout d'une certaine distance. Le comportement saisonnier des cours d'eau importe largement, que les basses eaux chaudes correspondent à la période de fort réchauffement atmosphérique, comme en régime méditerranéen et pluvio-évaporatif océanique, ou que les hautes eaux froides, dues à la fonte des neiges et des glaces, coïncident avec la saison climatiquement chaude, comme dans les différents régimes nivaux et glaciaires.

Donc « le régime hydrologique joue un rôle important dans le régime thermique » (Angelier, 2000, p. 17).

Dans les plans d'eau, 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). Le rôle des affluents est d'autant plus grand que : le plan d'eau est soumis à son bassin d'alimentation, le temps de renouvellement des eaux est court, les écarts thermiques possibles entre l'eau stagnante et courante sont importants (les climats à forte amplitude sont donc plus concernés). L'émissaire évacue lui aussi des calories. Dans les très grands lacs, à long séjour des eaux, comme le Baïkal, pour lequel le bilan thermique entre les affluents et l'effluent a été estimé par Osmolovskaâ (1964), cette partie du budget est proportionnellement faible. Elle prend une importance plus conséquente dans les petits lacs et les étangs et devient forte dans les cours d'eau.

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 étangs. L'existence de sources sous-lacustres, comme la résurgence karstique du Boubioz dans le lac d'Annecy ou les sources hydrothermales du rift du Baïkal, se noient dans le volume de ces lacs sans modifier grand-chose à leur degré de chaleur. Cependant, dans quelques cas particuliers, la proportion devient forte. C'est le cas de petits lacs volcaniques, pour les apports par les sources chaudes comme pour la perte de calories par infiltration dans les scories, ou encore de certains lacs de poljé, ou enfin des petits étangs sur source de tête de bassin.

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.

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.

1.2.3 – Les termes secondaires du bilan thermique

Il existe un certain nombre de facteurs, souvent négligeables et, à ce titre, éliminés de la plupart des équations simplifiées du bilan thermique. Il convient cependant parfois de prendre en compte l'un ou l'autre d'entre eux, dans quelques cas particuliers.

L'énergie de frottement concerne à la fois les relations avec le fond et celles avec la surface. Dans les cours d'eau, les frottements turbulents avec le fond sont moins négligeables dans le bilan thermique que les très faibles mouvements de fond des lacs et des étangs. A l'inverse, la chaleur

développée par la transformation du travail mécanique du vent à la surface de l'eau est plus importante dans les plans d'eau, surtout dans les grands lacs.

Le contact avec le substrat, dans le sens de conduction de chaleur entre l'eau et le fond, est plus fort dans les cours d'eau et les étangs, où les radiations solaires sont susceptibles d'arriver jusque sur le substrat. Dans ce cas, la couleur du fond, ainsi que sa granulométrie, jouent un rôle certain. Dans les lacs, la profondeur est telle que ce processus n'existe pas ; seuls quelques cas particuliers, volcaniques par exemple, peuvent être concernés par la chaleur du contact entre l'eau et le substrat.

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.

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 prend de l'ampleur dans les petits lacs, les étangs et surtout, les cours d'eau, tout particulièrement dans leur cours amont. 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). En Limousin, où prennent leur source les cours d'eau de l'ouest de la France, c'est la partie amont du réseau fluvial qui apparaît. La partie hydrologique du bilan thermique en acquiert d'autant plus d'importance. Cela apparaît dans les cours d'eau eux-mêmes, mais aussi dans les étangs, qui barrent des ruisseaux ou des rivières de faible rang, ainsi que dans les lacs, qui sont des réservoirs d'origine anthropique largement soumis à leur bassin d'alimentation. A l'inverse, cette même partie hydrologique du bilan thermique est amoindrie par le fait que les échanges avec les nappes sont faibles, en liaison avec le caractère cristallin du substrat. La partie climatique, qui, directement ou indirectement, reste le facteur majeur du bilan, confère aux eaux du Limousin nombre de ses caractères thermiques.

2 – LE COMPORTEMENT THERMIQUE DES EAUX CONTINENTALES EN LIMOUSIN

Effectuer des recherches concernant la température de l'eau en Limousin revient à étudier le comportement physique des eaux continentales en domaine océanique de la zone tempérée. Si la faiblesse de l'amplitude thermique annuelle est le trait marquant de ces contrées, il convient aussi de prévoir l'étude des échelles de temps plus longues, interannuelles, et plus courtes. Ces dernières concernent particulièrement l'influence de la température de l'eau sur les organismes vivants.

2.1 – Le climat limousin : un ensemble de facteurs influençant la température de l'eau

Avant leur entrée dans des lacs ou des étangs, les cours d'eau limousins voient leur température dépendre des caractères radiatifs et thermiques du climat hyperocéanique de la région et du régime hydrologique pluvio-évaporal qui lui est associé.

2.1.1 – Un climat océanique vrai

L'ensemble de la littérature insiste sur le caractère océanique du milieu limousin (Balabanian et Bouet, 1989, 1994, Bernard-Allée, 1994, Estienne, 1956, Lemarchand & Galliot, 1992, Pagney, 1988, p. 183). Bien que d'aucuns y décèlent quelque influence plus méridionale (« climat subméditerranéen-subocéanique » de Coq, 1976), l'important est bien la béance du Limousin sur l'océan.

« Le climat des plateaux de l'ouest ne peut être défini sans rappeler que c'est la région du Massif central qui est la plus proche de l'océan. Or, cette situation joue d'autant plus que l'inclinaison régulière des plateaux vers l'ouest favorise au maximum la pénétration des influences atlantiques. » (Estienne, 1956, p. 126). « Ce monde privilégié ne s'étale d'ailleurs sur de vastes espaces que dans l'ouest et le sud du Limousin. On le doit assurément aux influences océaniques qui pénètrent vers l'intérieur à la faveur de l'inclinaison générale des plateaux » (Estienne, 1956, p. 18).

Pratiquement dans tout le Limousin, les deux grands critères d'appartenance au climat « hyperocéanique » ou « océanique vrai » d'Estienne & Godard (1970), ou « breton » de Viers et Vigneau (1970) sont respectés :

- une amplitude thermique annuelle faible, en général inférieure à 15°C, car l'air venu de l'océan rafraîchit les étés et adoucit les hivers
- des pluies en toute saison, avec, néanmoins, un régime à minimum de saison chaude et maximum de saison froide, car, en été, l'anticyclone subtropical remonte au sud-ouest du continent tempéré. De plus, « en été, l'air marin frais circule sur un sol chauffé par le soleil ; sa température augmente et son humidité relative diminue » (Escourrou, 1982, p. 13).

Outre ces deux grands signes distinctifs, le Limousin possède tous les autres attributs de ce climat.

2.1.1.1 – Le Limousin et les deux grands critères du climat océanique vrai : faible amplitude thermique annuelle et régime pluviométrique à minimum estival

La faiblesse de l'amplitude thermique annuelle, trait primordial du climat tempéré océanique, dont les conséquences sur la température de l'eau sont directes, est respectée dans tout le Limousin. Estienne (1956, p. 127) insiste sur « la modération des régimes thermiques » de cette région. A l'échelle des normales sur trente ans, l'amplitude annuelle est légèrement inférieure au seuil des 15 °C. Par exemple, à Limoges, pour la normale 1961-1990 (Lemarchand & Galliot, 1992), l'amplitude thermique annuelle est de 14°8. A l'est, la Montagne Limousine fait chuter la moyenne annuelle des températures, d'où la croyance, dans le public, à une continentalisation du climat. Mais c'est une

erreur, car la Montagne abaisse toutes les températures, si bien que les écarts restent les mêmes. Ainsi, pour la période de 1966 à 1991 (Lemarchand & Galliot, 1992), la station de Peyrelevade, à 820 m d'altitude, connaît une amplitude thermique annuelle de 14°5. Les hauts plateaux limousins sont tout autant océaniques que le bas pays. A l'échelle des trois années étudiées, l'amplitude annuelle dépasse légèrement 15 °C, mais, comme dans les normales, la Montagne n'augmente en aucun cas cette valeur.

	1998	1999	2000
Limoges-Bellegarde	15,3 °C	16,6 °C	16,45 °C
Peyrelevade	14,45 °C	16,5 °C	16,3 °C

Tableau 9 *L'amplitude thermique annuelle de l'air à Limoges (402 m) et Peyrelevade (820 m)*
(Données Météofrance)

L'autre grand critère du climat océanique vrai se trouve être la possibilité de pluies en toute saison, avec, cependant, un minimum estival. A Limoges (1961-1990), les trois mois les moins humides sont, dans l'ordre décroissant, juillet, juin et août (202 mm à eux trois, soit 20,7% du total annuel). Il s'agit bien d'un « régime [...] franchement océanique » (Estienne, 1956, p. 127). A l'est, la Montagne Limousine change les valeurs absolues, en augmentant les précipitations. C'est ce bouleversement des totaux qui amène certains ouvrages de vulgarisation à parler de continentalisation du climat au centre et à l'est du Limousin. Mais c'est faux, car la Montagne ne change pas les rythmes. L'été reste la saison la moins arrosée. A Peyrelevade (1966-1991), les trois mois les moins arrosés sont, dans l'ordre décroissant, juillet, août et juin (251 mm pour ces trois mois, soit 18,5% du total annuel). Il s'agit donc d'une montagne océanique vraie, en pente vers l'ouest, ouverte aux influences atlantiques.

Finalement, l'ensemble du Limousin répond aux deux grands critères d'appartenance au climat hyperocéanique. Seuls les bassins de l'extrême nord-est du Limousin, en position d'abri, voient une dégradation du caractère océanique de leur climat. Là, en Marche orientale, dans les bassins de Boussac et Gouzon, au pied septentrional de la Combraille limousine, l'amplitude annuelle peut dépasser 15°C et l'été perd sa qualité de saison la moins arrosée, bien que juillet reste, dans un certain nombre de stations, le mois le moins humide de l'année. On pourrait ainsi classer le bassin de Gouzon dans le climat « océanique de transition » d'Estienne & Godard (1970) ou « semi-continental de type lorrain » de Viers & Vigneau (1990), bien qu'il s'agisse d'une « transition continentale, encore timide » (Estienne, 1956, p. 129).

2.1.1.2 – *Le Limousin et les signes distinctifs secondaires du climat océanique vrai*

Outre les deux grands critères de faible amplitude thermique annuelle et de minimum pluviométrique estival, le Limousin possède tous les autres attributs du milieu océanique vrai :

- le climat océanique vrai offre une amplitude diurne faible, inférieure à 10°C en moyenne annuelle (Estienne & Godard, 1970). A Limoges, pour la normale 1961-1990, l'amplitude diurne est de 8°5, pour les trois années 1998 à 2000, elle est de 7,4 °C. A Peyrelevade, pour la quasi-normale 1966-1991, l'amplitude diurne moyenne est de 9°0, pour les trois années 1998 à 2000, elle est de 8,5 °C (données Météofrance).

- Le climat océanique vrai présente des températures extrêmes atténuées (Estienne et Godard, 1970). A Limoges, pour la normale 1961-1990, le maximum maximorum est de 36°0, le minimum minimorum de -19°2, soit une amplitude des extrêmes de 55°2. Le maximum maximorum du siècle à Limoges fut de 39°5 en 1911, à Brive de 40°8 en 1904. A Peyrelevade, l'amplitude des extrêmes est de 62°7 pour la période 1966-1991 (34°2 et -28°5). Le Limousin occidental est l'une des régions où l'amplitude entre les extrêmes est la plus faible de tout le Massif Central (Estienne, 1956, p. 27). « La nébulosité relativement forte, la plus grande humidité de l'air portent la responsabilité de maxima sensiblement moins vigoureux que dans le reste du Massif central » (Estienne, 1956, p. 127).

- Le climat hyperocéanique laisse apparaître un « décalage de la courbe thermique annuelle : février est plus froid que décembre, mai plus frais qu'octobre et le maximum estival se situe en août » (Viers et Vigneau, 1990, p. 113). Mais le cumul de l'ensemble de ces retards est un trait proprement breton, qui n'est même pas respecté sur le littoral poitevin, aunisien et saintongeais. Ainsi, à La Rochelle, la moyenne mensuelle la plus faible est bien janvier, et non février. Quoi qu'il en soit, à partir de septembre, mois du maximum thermique de l'Atlantique au large des côtes françaises, l'océan restitue sa chaleur, adoucissant l'automne et la première moitié de l'hiver. C'est pourquoi, à l'ouest du Massif Central, « les automnes sont relativement doux, comme dans le climat océanique » (Escourrou, 1982, p. 106). A l'inverse, en Limousin, « l'humidité du climat entraîne un certain retard du printemps, plus frais que partout ailleurs » (Estienne, 1956, p. 127) dans le Massif Central. A Limoges, pour la normale 1961-1990, c'est juillet le mois le plus chaud et décembre et octobre sont plus froids que février et mai, mais de très peu (juillet n'est ainsi que 2,8% plus chaud qu'août). De même, seul un dixième de degré sépare les moyennes mensuelles de septembre et juin. Et à Peyrelevade (1966-1991), décembre est même moins froid que février et septembre est plus chaud que juin, preuves que la Montagne ne dégrade pas, bien au contraire, le rythme océanique vrai du climat limousin. Pour les trois années étudiées, août a été plus chaud que juillet en 1998 et 2000 à la fois à Limoges-B. et à Peyrelevade. Février a été le mois le plus froid en 1999 dans les deux stations et septembre a été plus chaud que juin en 1998 (données Météofrance).

- Le milieu océanique vrai présente une insolation annuelle un peu plus faible que la moyenne tempérée, mais une insolation hivernale nettement plus faible (Estienne et Godard, 1970). Pour la moyenne annuelle, le Limousin, terminaison orientale du golfe d'ensoleillement charentais, est plutôt dans la partie supérieure de la fourchette océanique. A Limoges (normale 1961-1990), la durée d'insolation est de 1 930 heures par an (avec une certaine irrégularité interannuelle, comprise, de 1942 à 1990, entre 1 600 heures en 1954 et 2 300 heures en 1989), à Brive (1988-1991) de 2 080 heures. En hiver, l'insolation du Limousin est forte, relativement à un climat océanique. A Limoges (normale 1961-1990), la durée d'insolation du mois de décembre est de 84 heures, à Brive (1988-1991) de 110 heures, contre par exemple 40 heures à Genève (1951-1988).

- Le climat océanique vrai subit une grande fréquence des vents : il n'y a que 10% de calmes (vents de vitesse inférieure à 2 m/s) à Brest, contre 45% à Strasbourg (Estienne et Godard, 1970). A Limoges, les calmes représentent 28% (quasi-normale de 29 ans, de 1963 à 1991, Lemarchand & Galliot, 1992), mais 13% à Guéret et 5,5% à Brive pour la période 1988-1991 (id). Ainsi, « ces plateaux de l'ouest sont par excellence pays de vent [...] Les vents vraiment forts n'y sont sans doute pas plus fréquents qu'ailleurs, mais les jours de calme, surtout au-dessus de 800 m, sont rares » (Estienne, 1956, p.127).

- Le climat océanique vrai se caractérise par une remarquable instabilité du temps, « lequel change en moyenne tous les deux ou trois jours » (Estienne & Godard, 1970, p. 253). Or en Limousin, « La rapidité des changements de temps, si frappante dans la plus grande partie du Massif, atteint ici ses valeurs les plus remarquables » (Estienne, 1956, p. 127).

Les traits océaniques vrais du climat limousin ont pour la plupart une grande importance sur les températures de l'eau. Les caractères radiatifs et thermiques du climat ont une influence directe sur la température de l'eau. Quant aux caractères thermiques et pluviométriques, ils se combinent pour donner naissance au régime hydrologique pluvio-évaporatoire océanique, à maximum d'hiver et minimum d'été, pondéré entre les saisons et irrégulier entre les années, dont l'influence sur la température de l'eau est indirecte.

Figures 28, 29

2.1.2 – L'influence directe des caractères climatiques sur les températures de l'eau en Limousin

La partie climatique du bilan thermique des eaux fluviales dans l'ouest du Massif Central comporte un certain nombre de particularités, comme l'importance des cours sous forêt protégés de la radiation directe, qui n'ont pas tous été quantifiés.

Concernant le bilan radiatif, la radiation incidente en Limousin est relativement forte par sa durée annuelle, pour un climat océanique. Elle suit le rythme des moyennes latitudes. Le sud du Limousin est traversé par le 45° parallèle. La saison froide est, pour un climat océanique, assez ensoleillée, si bien que les différences saisonnières d'insolation sont, par rapport à d'autres régions comparables, plus faibles. En Limousin, le cours supérieur des rivières est à peu près toujours à l'ombre, soit véritablement sous forêt soit sous une haie d'arbres bocagère. La radiation solaire directe ne l'atteint donc que rarement, à la faveur de percées. Le contraste avec la surface des plans d'eau, lacs ou étangs, dont l'étendue même provoque inévitablement l'ensoleillement, sera donc, dans cette région, particulièrement prononcé. La prise en compte des secteurs à l'ombre et au soleil est cependant plus intéressante en aval des plans d'eau, car les segments sont plus longs et la problématique de rétablissement du caractère fluvial après une traversée lacustre est plus pertinente. Il faut mettre à part les cours d'eau dont la source même est un étang de tête de bassin, qui ne sont pas rares en Limousin, où la radiation incidente joue un rôle important dès l'origine.

Les échanges de chaleur sensible au contact entre l'eau et l'air ont, en Limousin et Angoumois, un rythme tel que l'air chauffe l'eau pendant la plus grande part de l'année. La comparaison des données de la station Météofrance de Chéronnac et de nos mesures de température dans la Charente à Saint-Gervais (rang 4) est particulièrement adaptée, puisque les instruments aériens et subaquatiques ne sont distants que de 3 km. A l'échelle des moyennes mensuelles, la comparaison est claire (**fig. 28**). Les deux courbes ont la même forme ; le régime est exactement le même, mais l'air est nettement plus chaud que l'eau en été, alors que les températures atmosphériques et fluviales sont sensiblement les mêmes en hiver.

Du fait que la corrélation entre les températures de l'air et de l'eau est remarquable (**fig. 29**), l'équation permet de déterminer que le seuil se trouve à 7,3 °C (précisément $1,6449 / (1,2261-1)$). A cette valeur, les températures de l'air et de l'eau sont les mêmes. Au-dessus, l'air est plus chaud que le fleuve et l'est d'autant plus que la température est élevée. C'est pourquoi, au cœur de l'été, l'atmosphère est beaucoup plus chaude que la Charente et l'est un peu au printemps et en automne. En hiver, les moyennes mensuelles sont proches de 7 °C, si bien que les températures de l'air et de l'eau sont presque les mêmes. Il n'y a que lors de quelques rares mois très froids, comme février 1999 ou janvier 2000, pendant lesquels la température de l'air était de près de 3 °C plus basse que le seuil, que la Charente est plus chaude que l'atmosphère.

Aux échelles de temps plus fines que celle des moyennes mensuelles, les corrélations entre les températures atmosphériques et fluviales sont moins rigoureuses, notamment du fait de l'inertie de l'eau, qui était masquée avec un long pas de temps. A l'échelle de la moyenne thermique quotidienne, les données Météofrance possédées sont celles de la station de la Péruse, située à 8,5 km au nord-ouest du thermomètre subaquatique de Saint-Gervais. Les liens les plus intéressants sont ceux qui unissent la température de l'air et la différence de température entre l'air et l'eau.

Pendant une longue saison chaude, l'air est presque en permanence plus chaud que l'eau fluviale. Comme la température de l'eau augmente dans de faibles proportions par rapport à celle de l'air, tout réchauffement de l'air a tendance à augmenter l'écart positif existant entre l'air et l'eau. En juin 1999, c'est à partir d'une température atmosphérique de 13,75 °C que l'air réchauffe l'eau et la croissance de l'écart thermique en fonction de la température de l'air est linéaire (**fig. 30**).

Figures 30, 31, 32

Pendant une très courte saison froide, qui ne dure qu'un ou deux mois certaines années, l'air est presque en permanence plus froid que l'eau fluviale. Or la température du fleuve diminue peu par rapport aux possibilités atmosphériques, d'autant qu'une température nettement négative est impossible pour l'eau. Tout refroidissement de l'air a tendance à accroître l'écart négatif existant entre l'air et l'eau. En février 1999, c'est en dessous d'une température atmosphérique de 6,5 °C que l'air refroidit l'eau et l'écart, non linéaire, est de plus en plus grand au fur et à mesure que la température de l'air s'abaisse, surtout dans les valeurs en dessous de 0 °C, quand celle de l'eau de la Charente ne peut plus diminuer (**fig. 31**).

Entre la saison chaude et la saison froide s'intercalent des périodes intermédiaires. En avril 1999, l'air réchauffe l'eau pour des températures supérieures à 11,5 °C. Les variations atmosphériques se produisent tant au-dessus qu'en dessous de cette valeur (**fig. 32**). L'écart entre l'air et l'eau a tendance à croître plus vite quand la température de l'air s'abaisse nettement en dessous de celle de l'eau que quand elle augmente pour la dépasser.

Les échanges de chaleur latente entre l'eau et l'air sont ceux du couple de l'évaporation et de la condensation. En Limousin, le Cemagref (1987, 1989) a mesuré l'évaporation directement sur plusieurs étangs creusois pendant deux étés. A la station de Limoges, l'évapo-transpiration potentielle par la formule de Penman est de 750 mm par an en normale trentennale. L'évaporation réelle sur plan d'eau doit avoisiner 1000 mm par an.

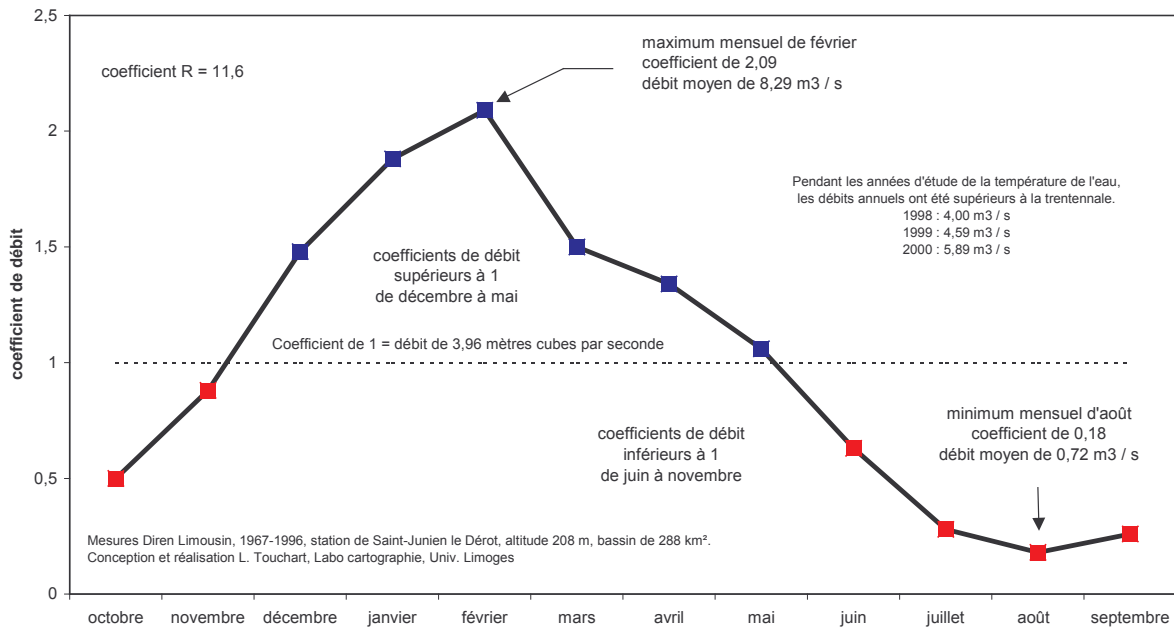
2.1.3 - L'influence indirecte des caractères climatiques sur les températures des cours d'eau limousins par l'intermédiaire du régime hydrologique

Les facteurs secondaires du bilan thermique, comme le contact avec le fond, ne seront pas étudiés ici. La couleur et la granulométrie de la cuvette des plans d'eau les moins profonds, dans lesquels la lumière peut arriver jusqu'au fond, peuvent cependant jouer quelque rôle. Lors de notre campagne de mesure thermique de la température de l'étang de Rochechouart, le 16 août 1998, les températures de l'eau au-dessus de la plage artificielle de sable blanc étaient plus basses de deux à quatre dixièmes de degré que celles, comparables, situées au-dessus des fonds vaseux noirâtres.

C'est cependant la partie hydrologique du bilan thermique qui a une importance beaucoup plus grande, elle-même largement dépendante du climat limousin. Celui-ci détermine un régime hydrologique pluvio-évaporal océanique, avant tout commandé par la forte évaporation estivale. Celle-ci règle un régime à basses eaux de saison chaude et à hautes eaux de saison froide. Secondairement, le minimum estival du régime pluviométrique limousin, typique du caractère hyperocéanique de son climat, accentue les basses eaux de saison chaude. Pour la normale 1961-1990, à Limoges, l'évapo-transpiration potentielle est supérieure aux précipitations pendant cinq mois. Cet été hydrologique dure de mai à septembre.

Sur les bas plateaux du Haut Limousin, le plus grand nombre de nos thermomètres est installé dans le bassin de la Glane. Près de son confluent avec la Vienne, à la station du Dérot (288 km², Diren Limousin), son régime est typiquement pluvio-évaporal océanique (**fig. 33**). Le coefficient de débit est supérieur à 1 (soit 3,96 m³.s⁻¹) de décembre à mai et inférieur à la moyenne annuelle de juin à novembre. Le minimum moyen mensuel (1957-1996) arrive en août, tandis que le mois des plus hautes eaux est février. L'autre bassin concentrant de nombreuses sondes thermiques se trouve être celui de la Gorre. Près de son confluent avec la Vienne, à la station de Chaillac (186 km², Diren Limousin), le coefficient de débit est supérieur à 1 (soit 2,02 m³.s⁻¹) de décembre à avril et inférieur à la moyenne de mai à novembre. Comme pour la Glane, le minimum moyen mensuel (1965-2000) arrive en août, tandis que le mois des plus hautes eaux est février.

Fig. 33 Le régime hydrologique pluvio-évaporatif océanique de la Glane au Dérot



Dans la montagne limousine, à la station du Maisonnial (52 km²), la Vézère supérieure (Diren Limousin), qui intéresse directement d'autres de nos thermomètres, a un régime quelque peu différent, légèrement avancé par rapport au bas pays. Le coefficient de débit est supérieur à 1 (soit 1,46 m³.s⁻¹) de novembre à avril et inférieur à la moyenne annuelle de mai à octobre. Le minimum moyen mensuel (1957-1996) arrive ici aussi en août, mais le maximum survient en décembre.

A l'échelle mondiale, la pondération du régime limousin est moyenne, avec des coefficients R (quotient de la moyenne mensuelle maximale par la moyenne mensuelle minimale) de 6 à 7 sur les rivières de taille intermédiaire, d'un module d'une dizaine de mètres cubes par seconde. Cependant, si cette pondération est assez bonne, c'est grâce aux hautes eaux, qui sont étalées, les débits de décembre à février étant, en moyenne mensuelle, sensiblement les mêmes. Cela ne doit pas masquer le fait que les basses eaux de fin d'été sont, elles, accentuées, les coefficients de débits tombant à moins de 0,3 pour des rivières de module d'une dizaine de mètres cubes par seconde. Sur la Glane au Dérot, le coefficient R est de 11,6 et le coefficient de débit tombe à 0,18 en août (0,26 en septembre, 0,28 en juin), sur la Gorre à Chaillac, le coefficient R est de 13,4 et le coefficient de débit chute à 0,16 en août.

Dans la Montagne Limousine, les débits estivaux sont proportionnellement plus soutenus et la pondération est bonne. Sur la Vézère au Maisonnial (52 km²), le coefficient R est de 4,3 et le coefficient de débit descend à 0,37 en août.

Ce rythme saisonnier des moyennes se retrouve quelque peu dans les extrêmes. Les crues sont modérées. La plus forte crue jamais enregistrée en Limousin, celle du 4 octobre 1960, qui provoqua un débit de pointe de 750 m³/s sur la Corrèze à Brive, n'avait qu'un coefficient A de 24,4 (la superficie du bassin-versant est de 947 km²). Sur la Glane au Dérot, la crue vingtennale a un débit instantané de 66 m³.s⁻¹, soit un coefficient A de 3,9. En revanche, les étiages de fin d'été peuvent être extrêmement accentués en Limousin, allant jusqu'à l'assèchement pour des petits cours d'eau drainant des bassins de quelques dizaines à centaines d'hectares (ruisseau de Monsac dans la région de Cieux). Pour des rivières plus importantes, les débits spécifiques peuvent tomber à nettement moins d'1 l/s/km², comme en août 1976 sur la Corrèze à Brive (0,7 m³/s pour 947 km², soit 0,74 l/s/km²).

Ce rythme saisonnier peut influencer sur les températures des cours d'eau en amont des plans d'eau. En été, l'alimentation des cours d'eau limousins provient de la nappe et celle-ci a tendance à tarir à la fin de l'été. Août et septembre sont les deux mois à plus faible débit de l'année. Sur notre terrain d'étude, en 2000, le débit mensuel de la Glane en septembre a été inférieur à celui d'août.

« Juillet, mois le plus chaud et le moins pluvieux, possède un débit mensuel moyen supérieur à ceux d'août et de septembre, car il est davantage soutenu par la vidange des nappes phréatiques, presque totalement épuisées en revanche à la fin de l'été. » (Bernard-Allée, 1994, p. 15).

Or les températures de l'eau des nappes sont plus fraîches (Amoros & Wade, 1993, p. 219) et avec des écarts de température moins grands que ne le seraient des températures estivales d'eau d'origine superficielle. C'est en ce sens que les averses survenant lors d'une période chaude et sèche, si la réponse par ruissellement est rapide, augmentent la température des cours d'eau (Shanley & Peters, 1988). Il faut ainsi s'attendre, entre autres caractères, à ce que les maxima thermiques estivaux des cours d'eau limousins en amont des plans d'eau ne soient pas très élevés, d'autant que, vu la fréquence des étangs dans la région, leur étude concerne forcément leur cours supérieur, relativement peu loin de la source. Cela ne rend que plus intéressant la connaissance du rôle de ces plans d'eau. S'il y a réchauffement estival entre les eaux courantes qui entrent et sortent, par fonctionnement propre de l'épilimnion des plans d'eau, il ne peut être qu'accentué par le fait que ce sont des eaux fraîches, provenant des nappes, qui pénètrent dans les plans d'eau.

A la sortie des plans d'eau, c'est le régime saisonnier du niveau de l'étang (calqué sur celui des affluents) qui change l'épaisseur de la tranche d'eau qui sort. La température ne provient donc pas du même mélange selon les moments de l'année. Par exemple, l'émissaire de l'étang du Theil correspond à la tranche du 1^{er} cm de l'étang en août, mais à celle des 30 premiers centimètres lors de certaines crues hivernales. A la limite, une température de surface de l'étang plus chaude en juillet pourrait donner, par le jeu d'un niveau d'eau plus haut, un émissaire plus froid qu'en août, alors que la température d'août de l'étang serait plus faible.

Dans la pratique, il n'en est rien, puisqu'une certaine turbulence due au déversement de l'émissaire et la convection mécanique de la couche superficielle de l'étang a de toute façon tendance à homogénéiser la température de sortie. A l'étang des Oussines, où l'eau sort en permanence par deux déversoirs dont le fond n'est pas au même niveau, nous avons mesuré 21°0 à celui qui laissait passer 4 cm d'eau et 20°9 à celui qui laissait passer 20 cm le 26 août 1999 à 15 heures 15.

L'autre grand caractère du régime pluvio-évaporal océanique est son irrégularité interannuelle. Les débits moyens annuels diffèrent largement d'une année à l'autre. Les débits annuels peuvent s'éloigner de plus de deux écarts-types du module de la normale (Corrèze à Brive entre 1927 et 1990, 2 écarts-types en plus en 1931 et 1932, 2 écarts-types en moins en 1950 et 1954). Quant aux mois extrêmes, ils sont différents selon les années. Le minimum normal est août, mais il peut arriver en septembre ou en juillet. Le maximum est encore plus irrégulier, en fonction de ce que la nappe, selon les années, a été rechargée plus ou moins tôt. Cette irrégularité interannuelle du régime hydrologique pourra se retrouver dans celle des caractères thermiques des cours d'eau limousins.

Les relations entre les débits et les températures de l'eau des cours d'eau sont difficiles à séparer des relations avec les températures de l'air. Ainsi, à l'échelle de l'année, les températures élevées de l'eau correspondent à celles de l'air. Et le fait est qu'en saison chaude, les débits limousins sont plutôt faibles. Une certaine coïncidence des fortes températures de l'eau et des faibles débits est donc à attendre.

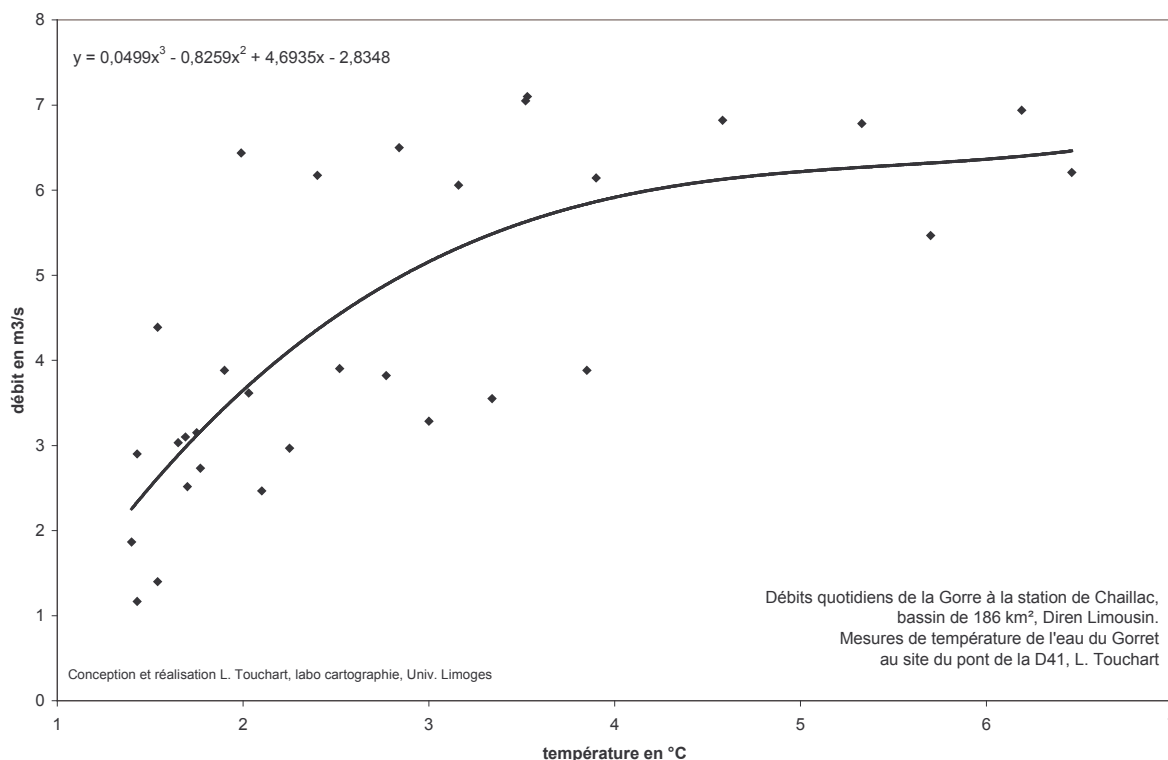
Figure 34

Cependant, les corrélations entre les moyennes diurnes de température de l'eau fluviale et de débit sont peu probantes (**fig. 34**). Certes, sur les 365 données de l'année 1999 dans le bassin de la Gorre, les températures les plus élevées ont plutôt tendance à survenir au moment de débits assez bas, mais, d'une part, la réciproque n'est pas vraie, et, d'autre part, les exceptions sont nombreuses et les décalages importants. Ainsi, à la fin du printemps, des températures très élevées surviennent assez souvent, tandis que les débits sont encore relativement hauts. Et, à la fin de l'été, les températures assez fraîches arrivent avant la remontée du débit.

Le débit journalier minimum de l'année 1999 a été atteint le 12 septembre et, comme d'habitude en Limousin, les niveaux ont été très bas pendant toute la première moitié de ce mois, alors même que les températures de l'eau avaient baissé depuis plusieurs semaines. En outre, les débits les plus élevés n'arrivent jamais quand les eaux sont les plus froides. Le mois de janvier 2000, par exemple, montre au contraire que les crues hivernales correspondent à des températures de l'eau assez douces, lors des passages dépressionnaires, tandis que les bas niveaux hiémax coïncident avec les plus faibles températures et un temps anticyclonique (**fig. 35**).

Il y a donc plusieurs tendances contradictoires au cours de l'année. En outre, dans la pratique, les corrélations présentées concernent des sites distincts, les stations limnimétriques du Sema étant situées très en aval de nos sites de mesure thermique.

Fig 35 Le débit de la Gorre et la température de l'eau du Gorret en janvier 2000



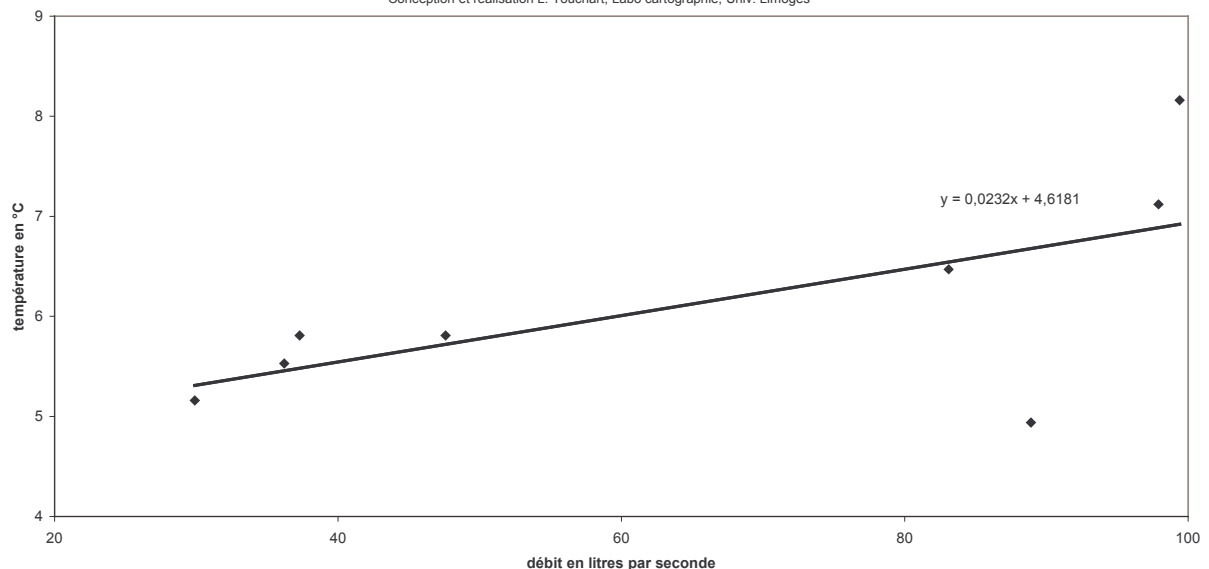
Plus en amont, là où les cours d'eau sont barrés par des plans d'eau et où sont installés les thermomètres subaquatiques, l'effort de la recherche portait sur les étangs et la qualité de leur eau. Cela ne permettait pas d'enregistrer les débits sur les cours d'eau, qui constituent un sujet en soi. Cependant, sur le ruisseau du Theil, grâce aux 77 mesures instantanées de débit effectuées au déversoir de l'étang par Graffouillère (2000) sur 11 mois, de juillet 1999 à mai 2000, soit une tous les quatre à cinq jours, il a été possible de les confronter aux moyennes diurnes de nos enregistrements thermiques à l'entrée dans le premier étang, à environ 1 100 m en aval de sa source.

Figure 36

A l'échelle de l'année, le nuage de points est plutôt représentatif d'une indépendance des deux caractères (**fig. 36**). Il est vrai qu'il existe une légère tendance à ce que l'eau soit d'autant plus chaude que le débit est faible et d'autant plus froide qu'il est fort, correspondant ainsi au régime hydrologique annuel, mais elle n'est pas significative. La lacune du mois de juin et le plus faible nombre de mesures en juillet, qui minimisent la saison chaude, y sont peut-être pour quelque chose. D'autre part, les débits utilisés sont ceux de sortie et la température est celle du ruisseau à l'entrée. Tout en sachant que l'étang a un seul affluent et en ayant corrigé les valeurs avec le temps de renouvellement des eaux de l'étang, la méthode reste peu précise.

Au-delà de ces précautions méthodologiques, il semble pourtant, ici aussi qu'il y ait plusieurs tendances contradictoires, chaque saison se conduisant différemment. Ainsi, en janvier, le degré de chaleur de l'eau fluviale et le débit varient dans le même sens (**fig. 37**). A courte échelle de temps, au cœur de la saison froide, les températures les plus hautes du ruisseau affluent coïncident plus ou moins avec le passage des perturbations, qui sont le moment des températures de l'air élevées et des hauts débits.

Fig. 37 Le débit et la température du ruisseau du Theil en janvier 2000
 Mesures de débits instantanés M. Graffouillère, mesures de températures moyennes diurnes L. Touchart
 Conception et réalisation L. Touchart, Labo cartographie, Univ. Limoges



2.2 – Une eau de milieu tempéré océanique

Les températures de l'eau varient selon quatre échelles de temps principales, l'irrégularité interannuelle (Webb & Walling, 1996, 1997), le cycle annuel (Ward, 1963, 1985, Collings, 1969, Cluis, 1972, Steele, 1982), les variations interdiurnes (Eckel, 1951, El-Jabi *et al.*, 1995) et le cycle diurne (Mackichan, 1967, Vannote, 1980, Garcia de Jalon *et al.*, 1988, Kobayashi *et al.*, 1995). Chacune de ces échelles de temps est habituellement examinée séparément, tantôt par une approche naturaliste (Webb *et al.*, 1996), tantôt sous forme de mise en équation (Ward, 1963, Collings, 1969, 1973, Cluis, 1972, etc.).

Après une brève présentation analytique, surtout fondée sur les mesures réelles, mais appliquant aussi certaines de ces équations au cas Limousin, nous nous attacherons plutôt à montrer que le croisement de plusieurs échelles de temps, par une nouvelle méthode et une approche géographique, apporte des résultats proches du fonctionnement naturel.

2.2.1 – Les températures de l'eau aux échelles de temps séparées

Deux échelles de temps longues, l'irrégularité entre les années et la marche des températures à l'intérieur de l'année, s'opposent à deux échelles courtes, l'irrégularité entre les journées et la marche des températures à l'intérieur de la journée. Deux échelles de temps acycliques, les variations d'une année à l'autre et d'un jour à l'autre, contrastent avec deux échelles cycliques, le rythme annuel et diurne. Leur étude d'abord isolée doit permettre de hiérarchiser leur importance dans la conduite des températures de l'eau, afin d'ensuite pouvoir croiser celles qui influencent le plus le fonctionnement trophique fluvial.

2.2.1.1 – Les températures de l'eau pluriannuelles et annuelles : une modération irrégulière

Aux échelles de temps longues, la formule de Ward peut permettre de caler et confronter les données. S'il reste difficile d'estimer l'irrégularité interannuelle par l'intermédiaire de mesures ayant commencé fin 1997 et début 1998, le cycle des saisons se caractérise par d'assez faibles variations de température dans les cours d'eau et un décalage de milieu océanique, réchauffant l'automne et refroidissant le printemps.

2.2.1.1.1 – Un outil adapté : la formule de Ward et Collings

La formule de Ward et Collings est une sinusoïde, qui a été critiquée pour sa symétrie, apparaissant comme très théorique (Moatar, 1997, p. 68), mais dont la simplicité a tenté de nombreux auteurs, qui l'utilisent pour l'étude de l'échelle annuelle. Elle permet une réflexion à deux échelles, bien qu'elle n'ait pas forcément été conçue pour ce double emploi :

- si on considère la courbe théorique comme remplaçant une courbe réelle d'une normale de 30 ans qu'on ne possède pas, la formule de Ward permet d'étudier l'irrégularité interannuelle. Il suffit de comparer la courbe réelle d'une année avec la courbe théorique, pour déceler les distorsions.

- Si on possède la courbe réelle sur une normale de 30 ans, ou si on a une courbe réelle pluriannuelle sur un assez grand nombre d'années, la comparaison de celle-ci avec la courbe théorique, c'est-à-dire en quelque sorte astronomique, peut permettre de voir si le cycle normal réel des saisons et des mois à l'intérieur de l'année est symétrique comme la courbe théorique, ou présente des retards, des décalages, dus au caractère hyperocéanique du milieu.

La formule de Ward (1963) et Collings (1969, 1973), utilisée notamment par Steele (1982), est faite pour les 365 moyennes quotidiennes de l'année.

$$T(x) = A \sin (b x - c) + M$$

Avec :

A = demi amplitude annuelle des moyennes quotidiennes

b = 0,017214 radian, soit $2 \pi / 365$ (ou 366 jours)

x = nombre de jours depuis le début de l'année (x = 1 pour le 1^{er} janvier, ..., x = 365 pour le 31 décembre)

c = angle de changement de l'harmonique en radian, soit le ϵ ième jour de l'année (celui de la température quotidienne la plus élevée de l'année) fois $\pi/365$ (ou 366)

M = moyenne annuelle

Nous avons décidé de la simplifier pour l'utiliser pour les 12 moyennes mensuelles de l'année. Cela permet en effet de réfléchir à l'échelle des anomalies importantes et non pas de déceler des groupes de quelques jours seulement, qui finissent par rendre difficile une vue d'ensemble.

$$T(x) = A' \sin (b' x - c') + M'$$

Avec :

A' = demi amplitude annuelle des moyennes mensuelles

b' = 0,523598 radian, soit $2 \pi / 12$

x = nombre de mois depuis le début de l'année

c' = angle de changement de l'harmonique en radian, soit le ϵ nième mois de l'année (celui de la température mensuelle la plus élevée de l'année) fois $\pi/12$

M' = moyenne annuelle

2.2.1.1.2 – D'un hiver à l'autre et d'un été à l'autre : une irrégularité interannuelle de saisons pleines

La plupart des mesures de température de l'eau étant menées sur des périodes assez courtes, la prise en compte de l'irrégularité interannuelle est rare dans la littérature. Pour le géographe britannique Keith Smith, la cause est à chercher dans l'organisation même de la science anglo-saxonne, reflet de la société, où la brève échéance est systématiquement privilégiée. Dans son article sur les températures fluviales, l'universitaire écossais émet son affirmation.

« Au Royaume-Uni et aux Etats-Unis, on a moins insisté sur l'analyse des données sur des longues périodes. Les expériences, en Grande Bretagne, ont souvent été le fait des biologistes, tandis que les impératifs écologiques et économiques à relativement court terme étaient sous-jacents aux travaux américains » (Smith, 1972, p. 212, en anglais).

Il est vrai que les recherches japonaises, allemandes, autrichiennes (Wundt, 1967) et surtout tchécoslovaques ont fait date à ce sujet, mais le pessimisme du maître de conférences de l'Université de Strathclyde doit être tempéré par les études de quelques années de Hopkins (1971) sur un petit cours d'eau néo-zélandais, et, aux Etats-Unis, celles de Bolke & Waddell (1975) sur la Green River en aval du lac de barrage de Flaming Gorge pendant plus de 5 ans. La plainte écossaise aura sans doute servi à ce que la durée des mesures anglaises de Webb & Walling (1996), traitant 14 ans de données thermiques pour les rivières Pulham et Haddeo (sud-ouest de l'Angleterre, Exmoor), fût exceptionnelle.

A la date de ce rapport, les thermomètres de notre étude, posés en Limousin à la fin de l'année 1997, offrent un suivi de mesures horaires sur près de quatre ans, dont il est prévu la poursuite pendant encore plusieurs années. Les températures fluviales ici présentées sont celles des cours d'eau du Haut Limousin avant leur entrée en plan d'eau. Vu la fréquence des étangs dans la région, cette règle stricte ne pourrait être appliquée qu'à des cours d'eau de rang 1 ou 2, dont l'étude interannuelle ne serait pourtant pas la plus intéressante, liée qu'elle serait au comportement de la nappe, en partie distinct de celui du climat. Ce sont donc des cours d'eau de rang 4 qui sont étudiés, dans une situation précédant l'entrée dans des lacs ou de vastes étangs de plusieurs dizaines d'hectares. Le Gorret avant son entrée dans l'étang de la Pouge et la Charente en amont du lac de Lavaud sont concernés, dans des bassins qui, surtout le premier, possèdent certes déjà plusieurs plans d'eau, mais de petite taille et situés hors le tronc principal, assez loin des thermomètres.

Pour le Gorret, la température moyenne triennale est de 11,61 °C (11,16 °C en 1998, 11,64 °C en 1999, 12,03 °C en 2000). Pour la Charente, elle est de 11,31 °C (10,79 °C en 1998, 11,35 °C en 1999, 11,80 °C en 2000). Cela correspond exactement à la moyenne triennale de l'air à Limoges-Bellegarde⁵² : 11,65 °C (11,45 °C en 1998, 11,65 °C en 1999, 11,85 °C en 2000).

⁵² La totalité des données atmosphériques citées a, sauf indication contraire, comme source Météofrance direction de Limoges-Bellegarde. Toutes les données de température de l'eau sont inédites, mesures L. Touchart.

Figure 38

La moyenne des écarts à cette moyenne pluriannuelle est très faible, mais il ne serait pas judicieux de la commenter, puisque la température des trois années a varié dans le même sens. L'année 2000 a été plus chaude que 1999, elle-même plus chaude que 1998.

D'après le critère de l'ordre des mois, l'irrégularité diffère selon la saison. Le printemps et l'automne sont les saisons les plus régulières. Pour six années exprimées (au sens d'individus statistiques, trois dans le Gorret, et les trois mêmes dans la Charente), octobre et avril sont les deux seuls mois à avoir toujours occupé le même rang, celui de sixième mois le plus chaud de l'année pour octobre, celui de septième mois pour avril. Février, mars et novembre ont occupé quatre ou cinq fois le même rang. Pour les sept autres mois, estivaux et hivernaux, le rang n'est égal que trois fois sur six. L'irrégularité concerne surtout les saisons pleines.

Ainsi, selon les années, c'est juillet ou août le mois le plus chaud. Juillet a surpassé août en 1998 et 1999 pour le Gorret⁵³, en 1999 pour la Charente, mais août a été le mois le plus chaud en 2000 pour le Gorret, en 1999 et 2000 pour la Charente. Parmi les deux tendances contradictoires qui existent pour juillet et août (cf. *supra*), il est très difficile de conclure à la primauté de l'un ou l'autre des facteurs climatique ou hydrologique, d'autant que, pour l'air (Limoges-Bellegarde), août a été le mois le plus chaud en 1998 et 2000. Contrairement à la normale climatique atmosphérique, qui voit juillet dominer sur 30 ans, ce mois n'a été le premier qu'en 1999, pour les trois années étudiées. Dans le ruisseau du Theil, de rang 1, à 1100 m de sa source, la régularité est plus grande et août est systématiquement le mois le plus chaud (1998, 1999 et 2000). Ici, le facteur hydrologique semble prédominer.

Le troisième mois le plus chaud est en général juin (en 1998 et 1999 pour le Gorret, en 1999 pour la Charente), mais ce fut juillet en 2000 à la fois dans le Gorret et la Charente. Cependant, le fait que septembre l'est parfois (en 1999 pour la Charente) rappelle le trait hyperocéanique du milieu limousin et angoumois, sans pour autant démontrer l'importance du facteur hydrologique puisque septembre a été plus chaud que juin aussi pour l'air à Limoges-Bellegarde.

En hiver, huit années sont exprimées (quatre dans le Gorret, quatre dans la Charente). Février est le plus souvent le mois le plus froid (quatre citations, soit en hiver 1997-1998 et 2000-2001 pour les deux cours d'eau) contre deux citations à janvier (hiver 1999-2000 dans les deux cours d'eau) et deux à décembre (hiver 1998-1999 dans les deux cours d'eau). Au-delà de la prédominance de février, donc de l'importance climatique du milieu hyperocéanique, il est intéressant de noter que, contrairement aux mois d'été, ceux d'hiver ont systématiquement le même rang dans les deux cours d'eau. Cela est sans doute à relier à la dépendance climatique hiémale, tandis que la composante hydrologique, proportionnellement plus forte en été du fait des faibles débits et donc de variations relatives importantes d'un cours d'eau à l'autre et d'une année à l'autre, provoque des différences entre le Gorret et la Charente.

Un autre critère de l'irrégularité thermique interannuelle est celui de « l'écart de variabilité⁵⁴ des températures moyennes mensuelles » défini par Bénévent (1926) pour les températures de l'air. Il consiste à calculer pour chaque mois la différence entre la moyenne mensuelle la plus élevée et la plus basse sur un certain nombre d'années.

⁵³ A quelques minutes de mettre sous presse, il est possible d'ajouter les chiffres de l'été 2001, uniquement pour le Gorret : juillet fut plus chaud qu'août, mais pour seulement quinze centièmes de degré.

⁵⁴ Pour conserver le vocabulaire concernant les comparaisons entre les années, nous emploierons « écart d'irrégularité » à la place d' « écart de variabilité ».

Figure 39

Durant les trois années allant de 1998 à 2000, l'écart d'irrégularité est, d'une manière générale, plus fort dans l'air que dans l'eau d'environ 0,5 °C (tableau 10 et **fig. 38**). Le régime, dans les cours d'eau de rang 4 comme dans l'air, montre une irrégularité plus forte en hiver et été, qu'en mi-saison, printemps et automne. Le critère de l'écart d'irrégularité confirme celui du rang, octobre et avril étant, dans les cours d'eau, les deux mois les plus réguliers. A l'inverse, l'hiver est la saison la moins régulière et les écarts les plus grands, dans l'eau et dans l'air, se produisent de novembre à février⁵⁵.

	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Août	Sep	Oct	Nov	Déc
Air	2,20	4,40	0,90	1,70	1,10	1,70	2,75	0,50	1,75	1,90	2,95	3,45
Gorret	1,54	1,40	0,87	0,73	1,04	2,13	0,80	1,58	1,08	0,41	2,69	3,37
Char.	1,59	1,45	0,90	0,81	1,53	2,20	1,07	0,96	0,92	0,80	3,42	3,32

Tableau 10 *L'écart d'irrégularité de la température de l'air à Limoges (données Météofrance), de celle de l'eau du Gorret en amont de l'étang de la Pouge et de la Charente en amont du lac de Lavaud (mesures L. Touchart), en degrés C (1998-2000)*

Différence entre la moyenne la plus chaude et la plus froide sur trois ans de chaque mois

Le principal décalage réside dans la relativement forte irrégularité estivale de la température de l'eau, alors que, d'un été à l'autre, la température de l'air est assez régulière. Juin et août sont ainsi les deux seuls mois pendant lesquels l'irrégularité des deux cours d'eau est supérieure à celle de l'air (**fig. 38**). La faiblesse des débits de fin d'été, avec des écarts importants d'une année à l'autre, pourrait expliquer la forte irrégularité aoûtienne de température de l'eau, qui coïncide au contraire avec une grande régularité atmosphérique.

Mais l'irrégularité se voit encore mieux à l'échelle de la décade, la décade la plus chaude de l'année, la plus froide de l'année sont très différentes selon les années. La formule de Ward (1963) et Collings (1969, 1973) permet, si on y rentre des données pluriannuelles (pour A, c et M), de tracer une courbe théorique du cycle annuel des températures au cours de l'année normale. Si on la superpose à la courbe réelle des températures moyennes quotidiennes d'une année donnée, cela donne une vision des groupes de jours qui s'en écartent, donc de l'irrégularité, à l'échelle de la semaine ou de la décade. Ainsi, les 15 derniers jours de novembre de l'année 1998 ont été exceptionnellement froids et se détachent des courbes construites pour tous les cours d'eau. En revanche, la fin de novembre et le début de décembre 2000 ont été particulièrement doux (**fig. 39**).

L'irrégularité interannuelle de l'amplitude annuelle, de l'amplitude diurne, et de nombreux autres traits thermiques peut être calculée, en coefficients de variation ou en valeurs absolues.

2.2.1.1.3 - Des variations saisonnières modérées

En liaison avec le climat océanique et le faible rang des organismes fluviaux étudiés, le cycle saisonnier des températures laisse apparaître, tant dans les moyennes que dans les extrêmes, un régime et des amplitudes écrasés.

⁵⁵ En ce qui concerne l'atmosphère, l'irrégularité de la saison froide en Limousin est connue pour être supérieure à celle de la saison chaude. D'ailleurs, pour les températures de l'air, Estienne (1956) insiste sur « l'extrême irrégularité des hivers, tantôt rigoureux, tantôt bénins » (p. 19).

Figure 40

2.2.1.1.3.1 – Le régime des moyennes mensuelles : un été décalé sur l'automne

En Limousin et Angoumois, l'amplitude thermique annuelle des eaux fluviales, en amont des grands plans d'eau, est très inférieure à 15°C. Sur les cours d'eau de rang 4, l'amplitude périodique (différence entre la moyenne pluriannuelle du mois le plus chaud et la moyenne pluriannuelle du mois le plus froid) est de 12,53 °C sur le Gorret (moyenne de juillet 1998-1999-2000 : 17,81 °C – moyenne de janvier 1998-1999-2000 : 5,28 °C), et de 11,54 °C sur la Charente (moyenne d'août 1988-1999-2000 : 17,13 °C – moyenne de janvier 1998-1999-2000 : 5,59 °C). L'amplitude annuelle apériodique (moyenne pluriannuelle des différences entre le mois le plus chaud et le plus froid de chaque année) est de 13,34 °C sur le Gorret (13,11 °C en 1998, 12,92 °C en 1999, 13,99 °C en 2000) et 12,14 °C sur la Charente (11,38 °C en 1998, 12,23 °C en 1999, 12,80 °C en 2000).

Les écarts thermiques du Theil occidental, ruisseau de rang 1, sont nettement plus faibles. L'amplitude annuelle périodique est de 8,85 °C (moyenne d'août 1999-2000 : 15,37 °C – moyenne de janvier 1999-2000 : 6,52 °C), l'amplitude apériodique est de 9,09 °C (9,47 °C en 1999, 8,71 °C en 2000).

La faible amplitude thermique de l'eau répond à celle de l'air du climat hyperocéanique limousin (amplitude annuelle périodique 15,08 °C, apériodique : 16,12 °C, 1998-2000, station de Limoges-Bellegarde, données Météofrance). Mais il faut ajouter le rôle du régime hydrologique, le fait que les basses eaux sont estivales, la nappe refroidissant les températures d'été des cours d'eau de faible rang. En juillet, le réchauffement de l'eau pour des raisons climatiques directes est fort, mais la nappe est encore suffisamment abondante pour restituer son eau fraîche. En août, le réchauffement climatique direct peut être un peu moindre, mais, la nappe s'épuisant, l'alimentation souterraine se réduit aussi et, du fait de la faiblesse du courant, de la vitesse, cela a tendance à accentuer le réchauffement des cours d'eau.

Ces tendances se combinent pour donner, sur une moyenne pluriannuelle, des températures des eaux courantes de juillet et d'août extrêmement proches : sur la Charente, la différence entre la moyenne triennale 1998-2000 de juillet et celle d'août est de treize centièmes de degré (juillet 16,90 °C, août 17,13 °C), sur le Gorret, elle est de huit centièmes de degré (juillet 17,81 °C, août 17,73 °C).

Le rôle de la nappe apparaît dans la comparaison entre le Theil occidental et les deux autres rivières. Le cours d'eau de rang 1, le plus influencé par la température de la source, possède l'amplitude annuelle la plus faible.

La courbe des moyennes mensuelles pluriannuelles (1998/99) montre une dissymétrie, avec une chute de fin d'automne particulièrement accentuée. La plus forte hausse mensuelle a lieu entre avril et mai (+ 4,22 °C sur le Gorret). La plus forte chute mensuelle a lieu entre octobre et novembre et se trouve être de -5,46 °C sur le Gorret.

La comparaison de la courbe réelle pluriannuelle à celle, théorique, issue de la formule de Ward, montre le décalage systématique (et non l'irrégularité interannuelle) de certains groupes de mois, qu'il est permis d'imputer au milieu hyperocéanique.

Pour le Gorret avant son entrée dans l'Etang de la Pouge, la formule (dans la transformation à l'échelle mensuelle que nous proposons) est, pour la courbe biannuelle 1998/99 :

$T(x) = 6,41 \sin (0,52 x - 1,83) + 11,40$ (angles exprimés en radians et températures en degrés C).

FIGURE 41

Les écarts entre les deux courbes sont significatifs. Par rapport à la courbe théorique, astronomique, la température réelle des cours d'eau limousins est plus froide à la fin de l'hiver et pendant tout le printemps et, surtout, elle est beaucoup plus chaude à la fin de l'été et au début de l'automne (fig. 40 et 41). Le mois qui connaît l'écart le plus fort entre la théorie et la réalité mesurée est le mois de septembre, plus chaud de 2,21 °C que la marche des autres mois ne le laisserait penser. Cette dissymétrie annuelle est dans la logique du climat hyperocéanique de l'ouest de la France. Elle est cependant si forte que la cause hydrologique des faibles débits et des nappes épuisées de fin d'été mérite d'être ajoutée.

2.2.1.1.3.2 – Les événements extrêmes : des maxima maximorum ne dépassant guère 22 °C

L'amplitude extrême entre le maximum maximorum et le minimum minimorum de toutes les données est assez faible. Elle est de 22,4 °C sur la Charente en amont du lac de Lavaud de 1998 à 2000 (maximum maximorum de 22,3 °C le 19 juin 1999 de 18 h à 21 h, minimum minimorum de – 0,1 °C le 22 novembre 1998 de 8 à 10 heures) et de 23,5 °C pour le Gorret avant son entrée dans l'Étang de la Pouge lors de la même période triennale (maximum maximorum de 23,4 °C le 19 juin 2000 à 19 h et 20 h, le 11 août 1998 de 18 à 21 heures, minimum minimorum de –0,1 °C d'assez nombreuses fois, dont le 22 novembre 1998 de 6 à 11 heures, le 23 novembre 1998 de 7 à 10 heures et le 24 novembre 1998 de 5 à 12 heures). Ces amplitudes extrêmes représentent la moitié de celles de l'air. Elles sont en partie en rapport avec le faible rang des organismes étudiés.

Les dates d'arrivée des maxima absolus annuels semblent surtout liées au fait climatique. En effet, en 1998 et 2000, les maxima instantanés annuels sont arrivés exactement au même moment, le 11 août 1998 et le 19 juin 2000, dans la Charente et le Gorret, alors que les deux cours d'eau n'ont pas exactement les mêmes caractères hydrologiques. À l'intérieur de l'influence climatique, le fait radiatif a montré son importance en 2000, quand le maximum maximorum a eu lieu le 19 juin, à proximité du solstice d'été, alors que c'était le mois d'août qui était, en moyenne mensuelle, le plus chaud de l'année.

L'année 1999 a été plus complexe : le maximum absolu n'est pas arrivé à la même date dans les deux cours d'eau de rang 4 : 22,0 °C dans le Gorret le 4 août de 15 à 16 h, 21,3 °C dans la Charente le 31 juillet à 17 h. Tout en étant dans la même période caniculaire de fin juillet et début août 1999, la composante hydrologique a pu apporter ici quelques nuances.

Dans les cours d'eau proches de leur source, cette composante hydrologique acquiert une importance accrue. Le Theil occidental, cours d'eau de rang 1, possède une amplitude entre les extrêmes instantanés sur trois ans de seulement 17,2 °C, avec un maximum maximorum de 19,8 °C, moins élevé de 3,6 °C que celui des cours d'eau de rang 4, et un minimum minimorum de 2,7 °C, plus élevé de 2,8 °C. Les maxima absolus annuels ont été de 19,5 °C le 11 août 1998, 19,8 °C le 2 juillet 1999 et 18,1 °C le 14 août 2000. Ainsi, même à seulement 1 100 m de la source, la date du 11 août 1998 se retrouve, mais le fait hydrologique abaisse fortement les valeurs et, pour les autres années, décale les dates.

La principale conséquence de ces faibles écarts instantanés en amont des plans d'eau se trouve être l'importance de l'influence de ces derniers. Lacs et étangs sont en effet susceptibles de connaître, dans leurs strates supérieures, des maxima maximorum exacerbés. L'influence des plans d'eau sur les émissaires sera d'autant plus grande que les extrêmes des affluents sont modérés. Même sans atteindre les températures létales, les maxima ont d'importantes conséquences biologiques et vont dans le sens de l'éloignement du *preferendum* thermique.

Figure 42

2.2.1.2 – Les écarts de températures interdiurnes : un automne variable et instable

Les variations de température d'un jour à l'autre ont « une signification géographique éminente, qui n'a jusqu'à présent pas été reconnue à sa juste valeur » pouvait écrire Supan (1896, p. 83, en allemand) à propos de la température de l'air. En ce qui concerne les températures de l'eau, les écarts interdiurnes ont, semble-t-il, une influence biologique significative (Eckel, 1951, El-Jabi *et al.*, 1995). Vu les traits hyperocéaniques du milieu angoumois et limousin, cette échelle de temps prend une valeur particulière dans ces deux régions. Il s'agit de déterminer les variations thermiques interdiurnes de l'eau fluviale en amont des plans d'eau. Ces derniers subissant, en surface, de forts écarts de température à courte échelle de temps, la connaissance des caractéristiques de l'eau affluente est indispensable.

Deux approches sont possibles, selon que l'on privilégie la valeur de l'écart ou le sens de celui-ci. La première méthode peut s'exprimer par la « variabilité moyenne interdiurne » (Péguy, 1970, pp. 166-167), qui correspond à la moyenne arithmétique des valeurs absolues des écarts thermiques entre deux journées consécutives (un jour et la veille de ce jour). Appliqué à la température de l'eau de la Charente en amont du lac de Lavaud et au Gorret avant son entrée dans l'étang de la Pouge, cet indice montre que l'écart moyen d'un jour à l'autre est de 0,72 °C (tableau 11). Les variations interdiurnes sont les plus fortes à l'automne, avec un maximum annuel en septembre, et les plus faibles au printemps, tandis que les saisons pleines sont dans la moyenne annuelle (**fig. 42**).

	Charente 98	Charente 99	Charente 00	Gorret 98	Gorret 99	Gorret 00	Moyenne
Janvier	0,52	0,86	0,77	0,49	0,79	0,69	0,69
Février	0,65	0,73	0,96	0,60	0,67	0,87	0,75
Mars	0,76	0,80	0,58	0,65	0,74	0,61	0,69
Avril	0,46	0,44	0,63	0,59	0,45	0,72	0,55
Mai	0,63	0,48	0,64	0,53	0,48	0,63	0,57
Juin	0,67	0,77	0,87	0,79	0,82	0,96	0,81
Juillet	0,78	0,59	0,75	0,87	0,71	0,73	0,74
Août	0,76	0,57	0,80	0,79	0,50	0,73	0,69
Septembre	0,67	0,65	0,82	1,44	0,59	0,72	0,82
Octobre	0,87	0,78	0,64	0,72	0,73	0,67	0,74
Novembre	1,03	0,97	0,36	0,94	1,00	0,52	0,80
Décembre	0,86	1,10	0,49	0,92	0,96	0,49	0,79
Année	0,72	0,73	0,69	0,77	0,70	0,70	0,72

Tableau 11 *La variabilité moyenne interdiurne de la Charente en amont de Lavaud et du Gorret en amont de la Pouge, en °C (données L. Touchart)*

Moyenne de l'écart entre la moyenne thermique du jour et celle de la veille

Le second critère prend en compte le sens de la variation, et non plus sa valeur. Pour la Charente et le Gorret, la température diurne ne varie dans le même sens que pendant en moyenne deux jours et demi d'affilée (tableau 12). Cela souligne d'ailleurs combien le cycle sinusoïdal de la courbe de Ward, qui provoque une variation interdiurne allant dans le même sens pendant 182 jours d'affilée, est un calcul simplificateur. En trois ans (1 090 jours), sur deux sites fluviaux de rang 4, jamais la température de l'eau n'est montée pendant plus de dix jours de suite et la baisse la plus longue fut de neuf jours (tableau 12). Le printemps apparaît comme la saison la plus stable, tandis que l'automne est la plus instable.

Figure 43

	Charente 98	Charente 99	Charente 00	Gorret 98	Gorret 99	Gorret 00	Moyenne
Janvier	1,9 (5)	2,1 (4)	2,0 (6)	1,9 (5)	2,2 (4)	2,3 (5)	2,1
Février	1,9 (4)	2,5 (8)	2,1 (4)	2,3 (6)	3,1 (7)	2,1 (4)	2,3
Mars	2,1 (4)	2,2 (5)	2,5 (6)	2,0 (4)	2,2 (5)	2,4 (5)	2,2
Avril	2,4 (7)	2,7 (6)	2,3 (5)	3,2 (7)	2,6 (5)	2,7 (5)	2,7
Mai	2,7 (7)	2,3 (7)	2,3 (4)	3,5 (10)	3,2 (9)	2,8 (6)	2,8
Juin	2,3 (4)	3,9 (7)	1,8(3)	2,8 (5)	3,0 (5)	2,8 (6)	2,8
Juillet	1,9 (5)	2,3 (7)	2,8 (6)	2,4 (5)	2,2 (5)	2,1 (4)	2,3
Août	3,2 (7)	2,3 (5)	2,8 (7)	2,9 (7)	3,3 (7)	3,2 (8)	2,5
Septembre	2,0 (4)	1,9 (4)	1,7 (4)	1,9 (4)	2,2 (4)	1,9 (4)	1,9
Octobre	2,1 (4)	2,4 (6)	1,8(4)	2,5 (4)	2,9 (7)	1,6 (3)	2,2
Novembre	3,2 (9)	1,9 (4)	1,9 (5)	2,7 (8)	1,8 (4)	2,4 (6)	2,3
Décembre	2,5 (6)	2,4 (5)	2,3 (5)	2,5 (6)	2,4 (5)	2,3 (4)	2,4
Année	2,35	2,4	2,2	2,55	2,6	2,4	2,4

Tableau 12 *L'instabilité interdiurne : le nombre de jours d'affilée pendant lesquels la température moyenne quotidienne de l'eau de la Charente en amont du lac de Lavaud et du Gorret en amont de l'étang de la Pouge varie dans le même sens (données L. Touchart)*

Moyenne mensuelle suivie entre parenthèses du maximum mensuel

La réunion des deux critères permet d'insister sur le fait que, en Limousin et Angoumois, la température de l'eau fluviale change beaucoup d'un jour à l'autre, en valeur et plus encore en fréquence. Le régime de ces oscillations interdiurnes laisse cependant apparaître l'exception printanière. Pendant cette saison, les écarts d'un jour à l'autre ne dépassent guère un demi degré, tout en connaissant des hausses sans retour en arrière tous les deux jours. La montée des températures de l'eau en avril et mai est lente, douce, sans à-coup. A l'inverse, le mois de septembre est le plus fantasque. La température hésite en permanence entre montée et descente et ces oscillations fréquentes mettent en jeu de forts écarts, qu'il n'est pas rare de voir dépasser 1 °C d'un jour à l'autre. Le reste de l'automne connaît également de forts écarts interdiurnes de température, eux aussi couplés à une instabilité en fréquence. En effet, les passages de perturbations sont nombreux.

2.2.1.3 - Une faible amplitude diurne

Les variations de la température de l'eau des rivières limousines en amont des influences lacustres sont faibles à l'intérieur de la journée. Dans la plupart des cours d'eau étudiés, les écarts tournent aux alentours de 2 à 2,5 °C. Il est cependant important de déceler l'évolution saisonnière de ces amplitudes diurnes, sachant que c'est en saison chaude que ces écarts à courte échelle de temps seraient le plus préjudiciable aux organismes vivants.

2.2.1.3.1 – Une amplitude diurne de moins de 3°C

L'amplitude journalière des rivières limousines est très faible. Avant leur entrée dans des lacs ou des étangs, les cours d'eau des bas plateaux connaissent des amplitudes diurnes apériodiques⁵⁶ nettement inférieures à 3°C. D'une part, elles varient quelque peu en fonction du rang hydrographique, d'autre part, elles sont toutes très inférieures aux valeurs atmosphériques.

⁵⁶ L'amplitude diurne apériodique est la moyenne des amplitudes diurnes. L'amplitude diurne périodique est la différence entre la moyenne horaire maximale et la moyenne horaire minimale.

Figure 44

Sur nos sites de mesure, la plus forte valeur correspond à celle du ruisseau du Theil en amont de l'étang du même nom. Là, la moyenne biannuelle (juin 1998 - mai 2000) de l'amplitude thermique diurne apériodique est de 2,7 °C. Viennent ensuite la Charente en amont du lac de Lavaud, où la moyenne triannuelle (1998-2000) est de 2,6 °C, puis le Gorret en amont de l'étang de la Pouge, qui subit une amplitude de 2,1 °C pour la même période. Le ruisseau de Pranaud au hameau de La Betoulle connaît des écarts quotidiens encore plus faibles. La moyenne annuelle (juin 1998 – mai 1999) y est de 1,8 °C. Les amplitudes diurnes périodiques ont des valeurs encore plus basses. La moyenne triannuelle 1998-2000 du Gorret est de 1,88 °C⁵⁷.

Les cours d'eau de rang 4 que sont la Charente à Saint-Gervais et le Gorret au pont de la D41 ont ainsi des amplitudes diurnes supérieures aux ruisseaux de rang 1, représentés ici par le Pranaud à la Betoulle. Cela répond aux études anglo-saxonnes, selon lesquelles les écarts diurnes évoluent avec le rang de l'organisme fluvial considéré. D'après Vannote (1980), l'amplitude diurne de la température est la plus faible pour les cours d'eau de rang 1, du fait de l'influence majeure de la source, puis monte jusqu'à son maximum pour les cours d'eau de rang 4, puis redescend au-delà, du fait de l'inertie de la masse d'eau fluviale. Reste le cas du Theil, certes de rang 1, mais alimenté par un petit étang sur source. L'influence crénogénique est ici noyée par celle du plan d'eau de tête de bassin (cf. chap. V).

Quoi qu'il en soit, l'amplitude diurne de l'eau est très inférieure à celle de l'air, dans un rapport d'environ un à quatre. Pour les années 1998 à 2000, l'amplitude diurne apériodique de l'air à Chéronnac, station Météofrance se trouvant à proximité du thermomètre placé dans la Charente à Saint-Gervais, a été de 9,6 °C⁵⁸.

2.2.1.3.2 – Des écarts intradiurnes plus élevés en saison chaude

Dans les cours d'eau de rang 4 étudiés (tableau 13), l'amplitude diurne est plus forte pendant le semestre chaud. Au-dessus de la moyenne de mars à septembre, les valeurs élevées se concentrent au printemps et en été. Dans les ruisseaux de rang 1, les écarts intradiurnes suivent un régime saisonnier assez proche (**fig. 43**).

Le régime saisonnier de la température de l'eau peut, en première approximation, être expliqué par celui de l'air. Par exemple, on sait que, d'une manière générale, dans toute la zone tempérée, l'amplitude diurne de l'air est plus forte en saison chaude et connaît son maximum de printemps (Estienne et Godard, 1970, pp. 52-53). Pourtant, à Limoges, pour la normale 1961-1990 (Lemarchand & Galliot, 1992), les amplitudes diurnes de l'air sont plus fortes en été qu'au printemps⁵⁹. Cela, et l'irrégularité interannuelle, est-il suffisant pour expliquer, de 1998 à 2000, une amplitude diurne de l'eau aussi forte en été qu'au printemps ?

On sait aussi que, en domaine océanique, les amplitudes diurnes de l'air ont tendance à être faibles en automne. Et cette saison est connue en Limousin pour posséder de faibles écarts thermiques entre le jour et la nuit.

« La nébulosité élevée et les brouillards atteignent alors leur maximum de fréquence, ce qui tend à atténuer l'amplitude diurne, car ils s'opposent au rayonnement nocturne, source des minima les plus accentués » (Estienne, 1956, p. 22).

⁵⁷ Chaque moyenne horaire est calculée au moyen de 1 096 valeurs (soit 26 304 données pour les 24 heures). La moyenne horaire triannuelle minimale est de 10,71 °C à 7 h (heure solaire). La moyenne horaire maximale est de 12,59 °C à 17 h (heure solaire).

⁵⁸ La normale trentennale des amplitudes diurnes atmosphériques est de 8°5 à Limoges (1961-1990, données Météofrance).

⁵⁹ Hiver 6,8 °C, printemps 8,8 °C, été 10,3 °C, automne 8,6 °C. J 7,2, F 6,9, M 8,1, A 8,9, M 9,3, J 9,9, J 10,7, A 10,3, S 10,0, O 8,9, N 6,9, D 6,4 (Limoges-Bellegarde, 1961-1990, Lemarchand & Galliot, 1992).

Cela est-il suffisant pour rendre compte des si faibles valeurs de l'amplitude diurne de l'eau fluviale d'octobre à décembre ?

	Charente 98	Charente 99	Charente 00	Gorret 98	Gorret 99	Gorret 00	Moyenne
Janvier	1,4	1,9	1,6	1,2	1,4	1,3	1,5
Février	2,9	1,9	2,3	2,4	1,2	1,8	2,1
Mars	3,3	3,9	3,7	2,7	2,6	2,7	3,2
Avril	2,1	3,5	3,4	1,9	2,5	2,7	2,7
Mai	3,0	3,7	3,8	2,8	2,3	2,7	3,1
Juin	2,2	3,5	3,6	2,6	2,7	3,0	2,9
Juillet	2,3	3,1	3,3	2,4	2,8	3,0	2,8
Août	3,0	3,0	3,8	3,4	2,6	3,5	3,2
Septembre	1,7	2,3	3,5	1,9	2,6	3,5	2,6
Octobre	1,7	1,9	1,9	1,3	1,8	1,6	1,7
Novembre	1,9	1,6	0,8	1,4	1,4	0,9	1,3
Décembre	1,7	1,7	1,1	1,2	1,2	0,8	1,3
Année	2,3	2,7	2,7	2,1	2,1	2,3	2,4

Tableau 13 *Les moyennes mensuelles des amplitudes diurnes apériodiques de la température de l'eau de la Charente en amont du lac de Lavaud et du Gorret en amont de l'étang de la Pouge, en degrés C (données L. Touchart)*

En fait, si l'on compare, sur la même période allant de 1998 à 2000, les écarts diurnes de l'eau de la Charente à Saint-Gervais à ceux de l'air à la station de Chéronnac, il apparaît qu'on ne peut se contenter de ces explications (tableau 14 et **fig. 44**). Les mi-saisons apparaissent comme les plus décalées. Par rapport à celles de l'air, les amplitudes diurnes de l'eau sont étonnamment faibles en automne et anormalement fortes au printemps. Il reste difficile de préciser le rôle de la partie hydrologique du bilan thermique dans ces distorsions entre les écarts de l'air et de l'eau.

<i>Amplitude diurne</i>	Eau Charente 98-00	Air Chéronnac 98-00	Quotient air/eau
Janvier	1,6	6,8	4,3
Février	2,4	9,0	3,8
Mars	3,6	10,8	3,0
Avril	3,0	8,5	2,8
Mai	3,5	11,4	3,3
Juin	3,1	11,7	3,8
Juillet	2,9	11,9	4,1
Août	3,3	13,3	4,0
Septembre	2,5	10,4	4,2
Octobre	1,8	8,1	4,5
Novembre	1,4	7,4	5,3
Décembre	1,5	6,3	4,2
Année	2,6	9,6	3,8

Tableau 14 *Les moyennes triannuelles mensuelles des amplitudes diurnes apériodiques de la température de l'eau de la Charente en amont du lac de Lavaud et de la température de l'air à Chéronnac, en degrés C (données L. Touchart et Météofrance)*

Si l'étude de l'échelle diurne de la température de l'eau est importante, c'est en liaison avec les chocs thermiques que pourraient subir les organismes vivants, notamment les poissons. Ce sont donc surtout les différents décalages entre l'amont et l'aval qui méritent toute l'attention, par l'intermédiaire de l'amplitude périodique et de l'ensemble du cycle diurne, qui seront étudiés à moyenne échelle (cf. chap. V). Ce sont d'autre part les chocs thermiques tels qu'ils se produisent réellement qui retiennent notre intérêt. Or, en pratique, toutes les échelles de temps, cycliques et acycliques, sont mêlées. C'est pourquoi il semble préférable de mettre au point une méthode d'étude des températures de l'eau à plusieurs pas de temps croisées.

2.2.2 – Les températures de l'eau aux échelles de temps croisées

La proposition de synthèse de plusieurs échelles de temps est destinée à se rapprocher de la réalité subie par les organismes aquatiques. Elle implique d'abord une réflexion méthodologique générale, puis une hiérarchisation des différents croisements possibles. En pratique, les échelles de temps les plus courtes, qui mêlent le cycle diurne aux variations dans un intervalle de quelques jours, conditionnent tout particulièrement les êtres vivants poïkilothermes, quand elles sont plus réduites que le temps d'acclimatation.

2.2.2.1 – Les hydro-thermo-isoplèthes

Sur le plan méthodologique, il a semblé intéressant de réhabiliter les thermo-isoplèthes, tout en les transformant en fonction du but visé. Le principe du diagramme thermo-isoplèthe⁶⁰ est de représenter sur une même figure le régime thermique moyen à la fois des variations diurnes et annuelles de température. Pour cela, les jours sont portés en abscisses et les heures en ordonnées. La température correspond à une troisième variable, dont la valeur chiffrée est reportée sur le graphique à l'endroit caractérisé par les deux coordonnées précédentes. On réunit enfin tous les points dont la valeur est la même par une isotherme. Le maniement des échelles annuelles et diurnes est complété par l'emploi du coefficient de Paffen (1967), rapport entre l'amplitude thermique annuelle et l'amplitude diurne⁶¹.

Tout le monde s'accorde à vanter l'importance de ce quotient, ainsi que la clarté de ces diagrammes et leur grande utilité pour l'étude couplée des échelles de temps annuelle et diurne des températures de l'air. En revanche, leur construction n'est pas fréquente, car il faut des données horaires, que beaucoup de stations ne possèdent pas, se contentant de la température maximale et minimale de chaque jour.

En outre, les diagrammes thermo-isoplèthes, inventés par le météorologue français L. Lalanne en 1843, mais diffusés scientifiquement seulement un siècle plus tard par le géographe allemand Carl Troll (1943), étaient à l'origine fastidieux à construire, tracés à la main. Bien qu'on simplifiât largement la technique et qu'on réduisît le nombre de points, la longueur de la construction a provoqué leur relative rareté, voire leur oubli partiel. Les manuels de climatologie qui présentent l'intérêt de cette technique illustrent souvent leur propos par des diagrammes réalisés par Troll lui-même ou ses disciples (Blüthgen, 1966, Trewartha, 1968, Estienne & Godard, 1970, Péguy, 1970, Godard & Tabeaud, 1993, Tabeaud, 1998).

⁶⁰ Du grec « plethos » : grandeur se rapportant à la durée, à l'étendue, et « iso » : égal. Le terme a été inventé par Ch. A. Vogler en 1877.

⁶¹ En dénominateur, il s'agit de la moyenne annuelle de l'amplitude diurne apériodique, c'est-à-dire la différence entre la moyenne des maxima diurnes et la moyenne des minima diurnes, et non de l'amplitude diurne périodique, qui est la différence entre la moyenne horaire maximale et minimale. Paffen (1966) justifie la préférence de l'emploi de la première.

Figure 45

Dans le cas de la rivière Gorret et du fleuve Charente, un certain nombre de thermo-isoplèthes et de coefficients ont été construits, qui répondent aux nouvelles préoccupations suivantes (**fig. 45 et 46**) :

- la présentation de blocs-diagrammes thermo-isoplèthes (1)
- l'application aux températures de l'eau (2)
- le maniement des échelles diurne, interdiurne et annuelle (3)

(1) Comme certains climatologues ont pu le faire remarquer, l'important se trouve être que trois variables sont représentées, bien que le mode traditionnel soit à plat.

« Les graphiques de régime diurne ou annuel ne sont rien d'autre que les coupes moyennes que l'on pourrait faire à travers le réseau des thermo-isoplèthes parallèlement soit au grand côté, soit au petit côté de la figure » (Péguy, 1970, p. 164).

Un observateur habitué au maniement de ces graphiques est bien évidemment à même de réaliser dans l'esprit l'ensemble des coupes qui le constituent. Mais, puisque l'essence d'un tel schéma est de marier les variations annuelles et diurnes, il est clair que la vision en trois dimensions est ici particulièrement appropriée, les pentes thermiques fondant justement les deux échelles de temps.

D'ailleurs, le géographe allemand, évoquant pourtant ces diagrammes en plan, les disait représentés « in einem dreidimensionalen Koordinatensystem » (Troll, 1943, p. 82).

Mais l'important réside dans le fait que les blocs-diagrammes réclament la constitution de modèles numériques de terrain, qui prennent en compte toutes les données, au contraire des diagrammes classiques, dans lesquels, pour simplifier la construction manuelle, on réduisait les 8 760 points normalement nécessaires (365 jours fois 24 heures) à seulement environ 200 judicieusement choisis (Péguy, 1970).

(2) L'utilisation de cette technique pour les températures de l'eau donne une signification concrète à la coupe qui correspond à la tranche des abscisses du bloc-diagramme. En effet, celle-ci correspond au cycle de la température à minuit, qui se trouve être, pour l'eau, du fait de son inertie, proche de la moyenne diurne⁶². Dans ces conditions, la variabilité interdiurne, notamment le passage de trains de perturbations, devient visible, si on fait une troisième proposition.

(3) Si l'axe des abscisses du diagramme thermo-isoplèthe classique permet une parfaite visualisation des variations saisonnières, il est entendu que les changements à l'échelle de quelques jours sont éliminés, car il s'agit de moyennes normales sur plusieurs décennies. Alors que toutes les échelles de temps sont sensées être visibles, pour être, comme le disait si bien le grand climatologue allemand, la représentation de la marche globale des températures avec le temps (« die Darstellung des gesamten zeitlichen Temperaturablaufes », Troll, 1943, p. 82), l'une d'entre elles est plus ou moins évacuée de fait. Quant aux diagrammes à deux dimensions, la représentation simultanée des échelles diurnes et interdiurnes sur ceux-ci oblige à choisir, pour la seconde, un seul moment de la journée, par exemple le maximum (Kobayashi *et al.*, 1995).

Or, dans une région de milieu océanique comme l'est le Limousin, le passage très fréquent de trains de perturbations induit comme caractère climatique majeur une succession de types de temps à l'échelle de quelques jours, tout en préservant l'intérêt de l'échelle diurne, dont le cycle est ici comparable d'un bout à l'autre du graphique, puisque les heures de lever et coucher du soleil sont semblables. C'est pourquoi nous proposons de construire des thermo-isoplèthes de mois donnés, permettant ainsi de lire en même temps les variations intradiurnes et interdiurnes.

⁶² La moyenne diurne arrive par exemple à 23 heures dans le ruisseau du Theil en amont des étangs.

Figure 46

De même, l'équivalent d'un coefficient de Paffen mensuel, qui serait le rapport entre l'amplitude mensuelle des moyennes diurnes et la moyenne mensuelle des amplitudes diurnes, permettrait de quantifier le lien entre ces deux échelles. Une troisième raison, la polymicticité des étangs, rend les thermo-isoplèthes mensuelles indispensables à l'étude des plans d'eau et non pas seulement des cours d'eau, mais elle sera présentée à grande (chap. III) et moyenne échelle spatiale (chap. V).

Au total, les blocs-diagrammes hydrothermo-isoplèthes des valeurs instantanées sont un outil intéressant, qui permet de croiser les échelles annuelle et diurne sur certains, interdiurne et diurne sur d'autres, l'irrégularité interannuelle se lisant même sur quelques-uns.

2.2.2.2 – Le croisement des échelles de temps cycliques

Le bloc-diagramme hydro-thermo-isoplèthe annuel du Gorret à l'amont de l'étang de la Pouge (**fig. 45**) peut être pris comme exemple de croisement des échelles de temps cycliques, à travers lesquelles se profile déjà d'autres pas de temps, plus irréguliers.

Ce cours d'eau de rang 4 montre une très forte prédominance des variations saisonnières de l'abscisse sur les variations diurnes de l'ordonnée, les premières étant à la fois beaucoup plus fantasques et ayant une amplitude beaucoup plus grande que les secondes. Le cycle annuel montre évidemment un soulèvement de chaleur en été et une dépression de froid en hiver, mais aussi des traits propres à l'année 1998, comme les froids longs et intenses du mois de novembre. Emboîtées dans la première échelle, des séquences d'une vingtaine de jours sont eux mêmes accidentés de périodes de deux à quatre jours. Le cycle diurne apparaît essentiellement au printemps et en été.

Cette primauté des fluctuations saisonnières est typique d'un cours d'eau de zone tempérée, tout en étant plus élevée que les données climatiques ne le laisseraient supposer. C'est que le coefficient de Paffen (1967) est de 1,7 pour l'air à Limoges, valeur très faible pour la zone tempérée, dénotant un climat hyperocéanique, dans lequel les amplitudes saisonnières sont peu élevées. Or, si l'on applique à l'eau ce coefficient, on obtient pour le Gorret une valeur de 6,2, plus de trois fois et demi supérieure à celle de l'air. Cela est dû au fait que le cours d'eau et l'atmosphère possèdent pratiquement la même amplitude annuelle (respectivement 13,1 et 14,9 °C, soit une diminution de 12 % seulement dans l'eau), tandis que l'amplitude diurne est fortement abaissée par le cours d'eau (respectivement 2,1 et 8,5 °C, soit une baisse de 75 % dans l'eau).

2.2.2.3 – Le croisement des échelles de temps les plus courtes

Le croisement des échelles interdiurne et intradiurne peut s'appréhender par le calcul du quotient de l'écart thermique mensuel par l'amplitude diurne pour chaque site (tableau 15). Pour tous les mois, le coefficient est supérieur à 1, les variations à l'échelle de quelques jours étant toujours plus importantes que celle à l'échelle de la journée. Les thermo-isoplèthes mensuelles de l'eau des plateaux limousins sont typiques d'un milieu tempéré océanique. Plus le coefficient est fort, plus les formes longitudinales de variations interdiurnes dominent dans les diagrammes thermo-isoplèthes pris isolément à l'amont, ou à l'aval. Ainsi, les mois de novembre, décembre et janvier donnent les blocs-diagrammes les plus contrastés. A l'inverse, c'est en mars que les formes longitudinales dominent le moins sur les hydrothermo-isoplèthes.

Le bloc-diagramme thermo-isoplèthe mensuel de la Charente en amont du lac de Lavaud en août 1998 présente un cycle nyctéméral assez régulier, quel que soit le type de temps (**fig. 46**). Il est représentatif du développement important de l'amplitude diurne pendant la saison chaude, août étant, en 1998, le mois pendant lequel celle-ci est la plus forte. Cependant, même en été, les variations interdiurnes dominent sur le diagramme. Cela est manifeste à travers le grand versant de réchauffement correspondant à la canicule du 5 au 13 août, mais aussi au léger refroidissement accompagnant les pluies du 21 au 24 août.

Figure 47

Mois	Charente	Gorret	Moyenne
Janvier 98	3,9 = (5,5 / 1,4)	4,6 = (5,5 / 1,2)	4,3
Février 98	2,0 = (5,8 / 2,9)	2,5 = (6,0 / 2,4)	2,3
Mars 98	1,6 = (5,3 / 3,3)	2,0 = (5,4 / 2,7)	1,8
Avril 98	2,2 = (4,6 / 2,1)	3,3 = (6,3 / 1,9)	2,8
Mai 98	2,3 = (6,8 / 3,0)	2,6 = (7,4 / 2,8)	2,5
Juin 98	2,1 = (4,6 / 2,2)	2,2 = (5,8 / 2,6)	2,2
Juillet 98	2,4 = (5,6 / 2,3)	2,2 = (5,3 / 2,4)	2,3
Août 98	2,7 = (8,1 / 3,0)	2,5 = (8,6 / 3,4)	2,6
Septembre 98	2,7 = (4,6 / 1,7)	2,1 = (4,1 / 2,0)	2,4
Octobre 98	3,1 = (5,3 / 1,7)	3,9 = (5,1 / 1,3)	3,5
Novembre 98	5,5 = (10,4 / 1,9)	7,6 = (10,7 / 1,4)	6,6
Décembre 98	4,1 = (6,9 / 1,7)	5,7 = (6,8 / 1,2)	4,9

Tableau 15 *Le quotient de l'écart thermique mensuel par l'amplitude diurne de température du fleuve Charente à l'amont du lac de Lavaud et de la rivière Gorret à l'amont l'Etang de la Pouge (données L. Touchart)*

Le quotient est indiqué en caractères gras. Entre parenthèse, le numérateur est la différence en degrés Celsius entre la moyenne diurne la plus élevée du mois et la moyenne diurne la moins élevée du mois ; le dénominateur est la moyenne mensuelle de l'amplitude diurne aperiodique.

En novembre 1998, les isoplèthes de la Charente présentent plusieurs cycles et aléas (**fig. 47**). Le cycle diurne est pratiquement inexistant, surtout lors des périodes douces. Les seules formes notables sont donc longitudinales et c'est le mois de l'année où elles dominent proportionnellement le plus. A l'échelle de deux à trois jours, l'alternance de passages dépressionnaires et de périodes anticycloniques se distingue clairement lors de la première moitié du mois. Du 19 au 24 novembre 1998, le Limousin et l'Angoumois connaissent une vague de froid exceptionnelle, puisque les températures de l'air n'avaient jamais été aussi basses depuis 1902. La Charente gèle partiellement et les températures de notre thermomètre de fond sont proches de zéro. Un léger cycle diurne se met en place lors de cette période anticyclonique par l'ensoleillement de l'après-midi. Malgré la forte remontée de la fin du mois vers des températures plus conformes aux normales, le tendance au refroidissement pendant l'ensemble du mois se lit bien sur le diagramme, inclination générale de l'automne.

Ainsi, parmi les différentes caractéristiques thermiques des cours d'eau du centre-ouest de la France, leur hiérarchie conduit à souligner la prédominance des variations d'un jour à l'autre. Ce trait est certes conforme au climat hyperocéanique, mais il est proportionnellement accentué dans les cours d'eau. Fleuves et rivières de l'Angoumois et du Limousin connaissent en effet de très faibles variations cycliques, annuelle et diurne, qui rehaussent l'importance relative des écarts thermiques interdiurnes. Il reste à déterminer si cet ordre est préservé ou bouleversé par les différences régionales à l'intérieur même du Limousin.

FIGURE 48

3 – LE GRADIENT ALTITUDINAL DE LA TEMPERATURE DES COURS D’EAU LIMOUSINS

Reflet de la régionalisation majeure du climat limousin, la température des cours d’eau situés en amont des lacs et des étangs se voit modifiée par le relief. Au-delà des valeurs mêmes des gradients moyens et de l’évolution saisonnières de ces derniers, il convient de déterminer en quoi les différents pas de temps subissent une influence distincte. Il est indispensable de s’attacher notamment à la modification, induite par l’altitude, de l’échelle interdiurne, qui se trouve être le trait de variation essentiel de la température de l’eau fluviale en Limousin.

3.1 – L’altitude et les valeurs : un refroidissement concernant surtout les maxima

Grâce à une taille de cours d’eau et des débits comparables, les mesures effectuées sur la Charente, le Gorret et la Vézère sont les plus pertinentes pour étudier l’influence de l’altitude sur les cours d’eau en amont des lacs et des étangs. Avant leur entrée dans les plans d’eau étudiés, ce sont tous trois des cours d’eau de rang 4 (méthode de Strahler, 1957). Le thermomètre du Pont de l’Asne sur la Vézère est situé à 841 m d’altitude. Le thermomètre de Saint-Gervais sur la Charente se trouve à 237 m d’altitude, celui sur le Gorret en amont de l’Etang de la Pouge est à 254 m d’altitude. Les températures de ces deux dernières stations sont remarquablement proches l’une de l’autre, si bien qu’il a été décidé de construire une valeur moyenne les concernant, correspondant à un thermomètre qui serait situé à 245,5 m d’altitude. Pour comparaison, le gradient thermique de l’air a été pris entre Chéronnac à 295 m d’altitude et Peyrelevade à 820 m⁶³.

3.1.1 – Un gradient altitudinal moyen annuel de 0,5 °C par 100 m

D’août 1998 à juillet 2000, la température de l’eau fluviale a offert un gradient thermique moyen biannuel de 0,50 °C par 100 m. En effet, entre la Charente, le Gorret et la Vézère, la température de l’eau a baissé de 0,46 °C par 100 m d’août 1998 à juillet 1999 et 0,54 °C par 100 m d’août 1999 à juillet 2000.

Il s’agit d’un refroidissement légèrement inférieur aux valeurs atmosphériques mesurées entre Chéronnac et Peyrelevade. Pour l’air, le gradient lors des mêmes 24 mois a été de 0,65 °C par 100 m (0,63 °C / 100 m en 1998-1999 et 0,67 °C / 100 m en 1999-2000).

3.1.2 – Le gradient des maxima et des minima diurnes moyens

Entre la Charente et la Vézère, le gradient altitudinal de la température fluviale semble posséder des valeurs moyennes très proches entre le jour et la nuit. De janvier à décembre 1999, la moyenne annuelle des minima de chaque jour a ainsi été diminuée de 0°48 par 100m, exactement comme celle des maxima de chaque jour.

Pourtant, pour la même année, entre Chéronnac et Peyrelevade, les maxima diurnes moyens ont été abaissés de 0,76 °C par 100 m, contre 0,70 °C pour les minima diurnes moyens. Cette différence reste très faible et, à l’échelle de la normale trentennale, ce sont au contraire les minima atmosphériques qui sont plus diminués que les maxima (entre Limoges et Peyrelevade, les minima diurnes moyens sont diminués de 0,83°C par 100 m, tandis que les maxima diurnes moyens ne le sont que de 0,5°C par 100 m (période 1961-1990 Limoges, 1966-1990 Peyrelevade).

⁶³ Données climatiques : mesures Météofrance, données de température de l’eau : mesures L. Touchart. La station de Chéronnac se trouve tout à fait à l’ouest du département de la Haute-Vienne, à proximité de la limite avec le département de la Charente, permettant ainsi une coupe complète du Limousin d’ouest en est.

Vu la faiblesse des différences, voire leur changement de sens selon la période considérée, il est difficile d'en tirer des conclusions, mais le Plateau de Millevaches semble ne pas se conduire clairement comme une montagne selon ce paramètre.

En montagne, « d'une façon générale, [...] le gradient est plus fort le jour que la nuit » (Viers & Vigneau, 1990, p. 184), car l'air de plaine est chauffé au contact du substrat dans la journée, alors que ce n'est pas le cas en montagne, « où, l'air n'étant jamais stagnant, l'influence du substratum est moins marquée qu'en plaine » (ibid.).

3.1.3 – Le gradient des extrêmes instantanés

Les différences sont plus accentuées concernant les extrêmes instantanés. Sur trente ans, le minimum minimorum de l'air est énormément diminué par l'altitude, avec un gradient de 2,2°C par 100 m entre Limoges et Peyrelevade. A l'inverse, le maximum maximorum n'a qu'un gradient de 0,43°C par 100 m.

Pour l'eau, c'est évidemment très différent, dans le sens où, qu'elle que soit le froid de l'air en température négative, l'eau de surface ne peut faire pire que geler et laisser couler en profondeur une eau proche de 0°C. Comme il arrive un moment où l'eau gèle à la fois dans la montagne et le bas pays, le minimum minimorum n'a aucun gradient. Quant au gradient du maximum maximorum de l'eau, il a été de 0,43 °C pour l'année 1999, avec un maximum de 21,65 °C dans la Charente et le Gorret contre 19,1 °C dans la Vézère.

3.1.4 – Des amplitudes moyennes inchangées par l'altitude

Pour les températures de l'air, l'altitude diminue classiquement toutes les amplitudes : amplitude annuelle, amplitude entre les extrêmes, amplitude diurne (Estienne et Godard, 1970, p. 58). Cela est vrai aussi pour le Massif Central (Estienne, 1956, p. 23 à 27). Mais on sait que ce phénomène général n'est plus exact pour les amplitudes des températures au sol et cela est également le cas dans le Massif Central (Estienne, 1956, p. 26).

Pour les températures de l'eau⁶⁴ dans l'ouest de la France, nos mesures montrent que les amplitudes restent inchangées avec l'altitude. Ainsi, en 1999, l'amplitude annuelle est de 12,58 °C sur les bas plateaux pour les cours d'eau de rang 4 (Charente et Gorret) et 12,53 °C pour la Vézère 600 m plus haut. Leur amplitude diurne aperiodique moyenne annuelle est de 2,39 °C, contre 2,36 °C pour la Vézère. Cependant, le gradient de l'amplitude diurne est nul du fait de la compensation qui s'exerce entre les saisons. Il est donc nécessaire d'étudier le régime de ces gradients.

3.2 – L'altitude et les rythmes : une moyenne montagne océanique diminuant les irrégularités et décalant les cycles

Du fait de l'atténuation des cycles thermiques annuel et diurne et de leurs amplitudes associées, l'originalité du Limousin provient plutôt de la relative importance des variations acycliques, tant pour l'irrégularité interannuelle qu'interdiurne (cf. chap. II-2). Comment cette caractéristique des bas plateaux évolue-t-elle avec l'altitude ?

3.2.1 – D'une année à l'autre et d'un jour à l'autre : des écarts réduits par l'altitude

Bien que nos mesures concernent une période trop courte pour en tirer des conclusions définitives, il semble la Montagne Limousine diminue les écarts d'une année à l'autre et l'irrégularité interannuelle. Ainsi, entre 1999 et 2000, la différence de moyenne annuelle a été de 0,45 °C dans la Charente à 237 m, de 0,39 °C dans le Gorret à 254 m et de seulement 0,29 °C dans la Vézère à 841 m.

⁶⁴ Concernant les gradients d'amplitude, l'eau est un indicateur plus radiatif que l'air, puisque c'est la température sous abri, due à la diffusion, qui est mesurée dans ce dernier cas.

Pour ce qui est de l'écart d'irrégularité de la température de l'eau (cf. chap. II-2), il tend à diminuer pendant sept mois de l'année. En février, mars, avril, juin, octobre, novembre et décembre, il est plus faible dans la Vézère que dans la Charente. Ainsi, en Limousin, l'altitude diminue l'écart d'irrégularité interannuelle de la température de l'eau au printemps et à l'automne, qui étaient justement déjà des saisons où l'écart d'irrégularité était faible sur les bas plateaux.

La Montagne Limousine paraît aussi réduire les autres variations acycliques, celles de l'échelle interdiurne. Pour l'année 1999, l'écart thermique mensuel, différence entre les moyennes diurnes maximale et minimale de chaque mois, est plus bas de 0,76 °C dans la Vézère que dans l'ensemble Charente-Gorret.

Malgré des écarts plus faibles, il semble que les autres critères de l'échelle interdiurne varient dans le même sens. La variabilité interdiurne (cf. chap. II-2) est ainsi réduite de 0,09 °C entre l'ensemble Charente-Gorret et la Vézère pour l'année 1999.

3.2.2 – *Le régime saisonnier du gradient altitudinal : des écarts amoindris en saison froide*

Dans un objectif de prévision, il est nécessaire de connaître les décalages entre les gradients thermiques atmosphériques et aquatiques. Au-delà du maximum printanier des moyennes, il convient de s'attacher à l'évolution des écarts à courte échelle de temps avec l'altitude, importante pour la biologie, afin de faire le point sur l'état thermique des cours d'eau de la Montagne Limousine avant leur entrée dans les quelques étangs et les nombreux lacs de barrage de la région.

3.2.2.1 – *Le régime du gradient des températures moyennes mensuelles : un maximum de printemps*

Classiquement, pour les températures de l'air, le gradient thermique vertical des moyennes mensuelles est le plus fort au printemps et le plus faible en fin d'automne.

« Aux latitudes moyennes, le gradient est maximal au printemps et minimal à la fin de l'automne et au début de l'hiver, suivant à peu près le rythme de l'insolation. [...] Le maximum de printemps est dû sans doute à la neige qui absorbe le rayonnement solaire pour sa fusion sans que la température de l'air en bénéficie ; la montagne enneigée reste froide quand la plaine est déjà réchauffée. » (Viers & Vigneau, 1990, p. 184).

Ja	Fé	Ma	Av	Ma	Ju	Ju	Ao	Se	Oc	No	Dé
0°57	0°71	0°74	0°81	0°69	0°71	0°64	0°62	0°67	0°57	0°62	0°55

Tableau 16 *Le régime des gradients thermiques moyens mensuels de l'air (en degrés par 100 m) entre Limoges (400 m – 1961-1990) et Peyrelevalde (820 m – 1966-1991), calculé à partir des données de Lemarchand & Galliot, 1992*

En grisé, les mois pendant lesquels le gradient est supérieur à la moyenne

En Limousin, il s'agit certes d'une moyenne montagne à couverture nivale très réduite, mais les gelées sont encore nombreuses au printemps, alors qu'elles disparaissent du bas pays. De fait, pour les températures de l'air, le gradient de la normale sur 30 ans entre Limoges et Peyrelevalde est le plus fort en avril (où il est 27% plus fort que la moyenne annuelle) et mars (tableau 16). Il est le plus faible en décembre, janvier et octobre. On sait depuis longtemps que, dans le Massif Central, « le mois de janvier est assez uniformément froid » (Estienne, 1956, p. 19). Le gradient étant inférieur dans un air saturé, les mois pendant lesquels l'humidité relative est forte correspondent à des gradients thermiques plus faibles, cas de décembre et janvier.

Figure 49

Pour les années étudiées, de 1998 à 2000, le gradient thermique de l'air entre Chéronnac et Peyrelevade est beaucoup plus modéré que celui de l'eau entre la Charente-Gorret et la Vézère. Les valeurs atmosphériques sont pratiquement toujours les mêmes, aux alentours de 0,65 °C, alors que les valeurs fluviales varient largement. Ces fluctuations se font cependant toujours à des valeurs inférieures à celles de l'air. Le mois de mai est le seul pendant lequel le gradient thermique de l'eau est supérieur à celui de l'air. En avril, les valeurs sont égales. Dans l'eau, c'est bien le printemps qui apparaît comme la saison des forts gradients thermiques. La fin de l'automne et le début de l'hiver sont les périodes des plus faibles gradients (tableau 17 et **fig. 48** et **49**).

mois	Charente (237m)	Gorret (254m)	Moyenne 245,5m	Vézère (841m)	Gradient en °C / 100m	Gradient air en °C / 100m
août-98	16,55	16,77	16,66	14,63	0,34	0,67
sept-98	14,64	14,73	14,69	11,56	0,52	0,74
oct-98	11,37	11,73	11,55	8,5	0,51	0,66
nov-98	6,34	6,09	6,22	4,25	0,33	0,66
déc-98	5,17	4,61	4,89	2,59	0,39	0,58
janv-99	5,75	5,59	5,67	5,06	0,10	0,67
févr-99	5,34	5,34	5,34	2,65	0,45	0,74
mars-99	8,84	9,01	8,93	5,46	0,58	0,70
avr-99	11,06	11,41	11,24	7,06	0,70	0,70
mai-99	14,74	15,78	15,26	11,21	0,68	0,56
juin-99	14,91	16,01	15,46	12,55	0,49	0,66
juil-99	17,57	18,26	17,92	15,18	0,46	0,67
août-99	17,32	18,07	17,70	14,89	0,47	0,63
sept-99	15,56	15,81	15,69	13,15	0,43	0,59
oct-99	11,73	11,99	11,86	8,85	0,51	0,59
nov-99	7,34	6,71	7,03	4,49	0,43	0,61
déc-99	6,02	5,72	5,87	3,28	0,43	0,66
janv-00	4,71	4,36	4,54	2,67	0,31	0,68
févr-00	6,79	6,74	6,77	3,68	0,52	0,60
mars-00	7,94	8,14	8,04	4,98	0,51	0,64
avr-00	10,69	11,10	10,90	6,75	0,70	0,69
mai-00	15,03	15,80	15,42	10,54	0,82	0,66
juin-00	17,11	18,14	17,63	13,37	0,71	0,56
juil-00	16,64	17,46	17,05	13,10	0,66	0,67
août-00	17,51	18,35	17,93	14,35	0,60	0,63
sept-00	14,77	15,36	15,07	12,31	0,46	0,62
oct-00	12,17	12,14	12,16	8,90	0,55	0,65
nov-00	9,76	8,78	9,27	6,41	0,48	0,67
déc-00	8,49	7,98	8,24	3,28	0,83	0,70

Tableau 17 *Le gradient altitudinal des moyennes mensuelles de température de l'eau entre les bas plateaux et la Montagne Limousine (données L. Touchart)*
(le gradient atmosphérique est donné pour comparaison entre Chéronnac et Peyrelevade, source Météofrance)

Dans le détail, à l'intérieur de l'été, saison pendant laquelle le gradient correspond à celui de la moyenne annuelle, il y a pour l'air, un très léger minimum d'août. On peut l'expliquer par le fait que, en général, le maximum thermique de l'air est en juillet sur les bas plateaux et en août sur le Plateau de Millevaches, d'où un gradient altitudinal plus faible en août.

Dans la Montagne Limousine, « en raison de la forte humidité, juillet est rarement le mois du maximum thermique qui se reporte le plus souvent sur août » (Estienne, 1956, p. 128). Lors des années sèches, ce décalage n'existe pas (Estienne, 1956, p. 21).

Pour l'eau, de 1998 à 2000, le minimum aoûtien est notable, plus accentué que celui de l'air.

La faiblesse du gradient hivernal de l'eau est patente, saison pendant laquelle ce dernier est le plus faible de l'année. Mais il est difficile de déceler l'influence du seuil de 0°. « Les écarts entre hautes et basses terres sont assez réduits. Il demeure cependant que les hauts du massif ont une température presque constamment voisine de 0°, alors que les versants inférieurs, les plateaux et les plaines connaissent non moins constamment des températures positives : c'est là une situation fondamentale dont on retrouve l'illustration dans la tenue du manteau nival » (Estienne, 1956, p. 19). Le faible gradient de l'air, parce qu'il est au niveau du seuil, pourrait démultiplier le gradient thermique de l'eau, qui, dans la Montagne Limousine, perdrait ses calories pour faire fondre la glace de rive ou encore serait alimentée dans la journée par une légère fonte de la neige, alors que, pour une température de l'air pourtant très peu inférieure, le bas pays ne connaîtrait pas cette situation. D'autres données sont nécessaires.

3.2.2.2 – Le régime du gradient des extrêmes diurnes moyens mensuels : l'altitude diminue les minima en semestre chaud et les maxima en semestre froid

L'étude analytique des maxima et des minima a tendance à masquer les vrais enjeux, qui sont de définir la saison pendant laquelle tel ou tel extrême est modifié par l'altitude. Une recherche croisée à leur sujet donne de meilleurs résultats.

3.2.2.2.1 – Le régime du gradient des maxima diurnes moyens mensuels : un maximum de printemps précédant un minimum secondaire d'été

Que ce soit pour l'air ou pour l'eau, la courbe d'ensemble de 1999 est la même que celle des moyennes générales, avec les gradients les plus hauts arrivant typiquement au printemps (tableau 19).

	Charente (237m)	Gorret (254m)	moyenne 245,5m	Vézère (841m)	Gradient eau en °C/100m	Gradient air en °C/100m
janv-99	6,75	6,29	6,52	5,87	0,11	0,69
févr-99	6,39	5,95	6,17	3,29	0,48	0,88
mars-99	10,99	10,38	10,69	6,52	0,70	0,88
avr-99	12,99	12,73	12,86	8,72	0,70	0,78
mai-99	16,67	17,03	16,85	13,13	0,62	0,69
juin-99	16,62	17,39	17,01	14,59	0,41	0,82
juil-99	19,16	19,7	19,43	16,99	0,41	0,88
août-99	18,82	19,37	19,10	16,43	0,45	0,76
sept-99	16,76	17,13	16,95	14,54	0,40	0,67
oct-99	12,71	12,93	12,82	9,6	0,54	0,65
nov-99	8,22	7,48	7,85	5,01	0,48	0,70
déc-99	6,88	6,33	6,61	3,69	0,49	0,70
an99	12,75	12,73	12,74	9,87	0,48	0,76

Tableau 18 Les gradients des moyennes mensuelles des maxima diurnes moyens des températures de l'eau (données L. Touchart) et de l'air (Météofrance, gradient entre Chéronnac et Peyrelevade).

Quelques légères nuances percent cependant. Il apparaît ainsi pour l'eau un minimum estival secondaire qui n'existe pas pour l'air, sauf sur la trentennale⁶⁵. Il pourrait s'expliquer par le paysage découvert de la haute Vézère, subissant l'insolation directe et construisant des maxima assez élevés malgré l'altitude.

3.2.2.2.2 – Le régime du gradient des minima diurnes moyens mensuels : un maximum de printemps se poursuivant en été

En 1999, le régime des minima diurnes de l'eau reflète celui des moyennes totales, mais les fortes valeurs printanières ont la particularité de se poursuivre, tout en s'amenuisant, pendant tout l'été.

Le principal décalage entre l'eau et l'air se produit à l'automne, pendant lequel le gradient atmosphérique des minima est maximal⁶⁶, tandis que celui de l'eau fluviale est assez bas.

	Charente (237m)	Gorret (254m)	moyenne 245,5m	Vézère (841m)	gradient eau en °C/100m	Gradient air en °C/100m
janv-99	4,84	4,91	4,88	4,33	0,09	0,65
févr-99	4,46	4,78	4,62	2,13	0,42	0,61
mars-99	7,1	7,75	7,43	4,5	0,49	0,51
avr-99	9,48	10,23	9,86	5,57	0,72	0,63
mai-99	13	14,72	13,86	9,36	0,76	0,44
juin-99	13,16	14,66	13,91	10,63	0,55	-0,17
juil-99	16,03	16,86	16,45	13,47	0,50	0,53
août-99	15,86	16,74	16,30	13,31	0,50	0,72
sept-99	14,42	14,52	14,47	11,94	0,42	1,33
oct-99	10,79	11,13	10,96	7,99	0,50	1,73
nov-99	6,59	6,04	6,32	4	0,39	0,65
déc-99	5,16	5,13	5,15	2,91	0,38	0,82
an99	10,07	10,62	10,35	7,51	0,48	0,51

Tableau 21 *Les gradients des moyennes mensuelles des minima diurnes moyens des températures de l'eau (données L. Touchart) et de l'air (Météofrance, entre Chéronnac et Peyrelevalde)*

⁶⁵ Pour la normale trentennale, les valeurs du gradient atmosphérique sont inférieures à la moyenne en été.

Ja	Fé	Ma	Av	Ma	Ju	Ju	Ao	Se	Oc	No	Dé
0°43	0°57	0°60	0°67	0°57	0°57	0°48	0°43	0°45	0°40	0°38	0°40

Tableau 19 *Gradients des maxima diurnes moyens mensuels de la température de l'air entre Limoges et Peyrelevalde (1961-1990, données Lemarchand et Galliot, 1992), moyenne annuelle 0°50.*

⁶⁶ Mais cela ne s'avère pas à l'échelle de la normale trentennale.

Ja	Fé	Ma	Av	Ma	Ju	Ju	Ao	Se	Oc	No	Dé
0°12	0°90	0°83	0°95	0°86	0°88	0°86	0°83	0°88	0°74	0°81	0°71

Tableau 20 *Gradients des minima diurnes moyens mensuels de la température de l'air entre Limoges et Peyrelevalde (1961-1990, données Lemarchand et Galliot, 1992). Moyenne annuelle 0°83*

FIGURE 50

3.2.2.2.3 – Le régime du gradient des amplitudes diurnes

Le quotient du gradient des maxima diurnes moyens par le gradient des minima diurnes moyens permet de déterminer un cycle annuel à l'intérieur d'une moyenne annuelle où l'influence sur les maxima et les minima est égale. Cet indice fournit un rythme annuel beaucoup plus clair que les précédents. Pendant les six mois de saison froide, l'altitude joue plus sur les maxima diurnes de l'eau que sur les minima, tandis que pendant les six mois de saison chaude, l'altitude influence surtout les minima diurnes de température de l'eau (tableau 22).

	Gradient des max diurnes	Gradient des min diurnes	quotient
janv-99	0,11	0,09	1,22
févr-99	0,48	0,42	1,14
mars-99	0,70	0,49	1,43
avr-99	0,70	0,72	0,97
mai-99	0,62	0,76	0,82
juin-99	0,41	0,55	0,75
juil-99	0,41	0,5	0,82
août-99	0,45	0,5	0,90
sept-99	0,4	0,42	0,95
oct-99	0,54	0,5	1,08
nov-99	0,48	0,39	1,23
déc-99	0,49	0,38	1,29

Tableau 22 *Les gradients des moyennes mensuelles du quotient des maxima diurnes par les minima diurnes moyens des températures de l'eau (données L. Touchart)*

Pour expliquer le fait que les maxima sont peu touchés en été, on pourrait avancer l'hypothèse que le cours supérieur de la Vézère est au soleil, dans un paysage de lande et tourbière découvert, alors que les cours d'eau du bas pays sont sous forêt. En été, c'est-à-dire quand le rôle de la radiation incidente est le plus fort dans la journée, au moment des maxima, la Vézère supérieure est ainsi réchauffée. Pendant cette même saison, les minima sont largement influencés par l'altitude.

En saison froide, les minima de l'eau ont un faible gradient, à partir du moment où le seuil du gel de l'eau de surface est dépassé, tandis que les maxima sont diminués selon la moyenne, si bien qu'en croisant les deux, ce sont ces derniers qui sont les plus influencés.

Cette approche revient déjà à évoquer le régime des amplitudes diurnes.

Pendant le semestre chaud, la Montagne Limousine accroît l'amplitude diurne de la température de l'eau, et cet écart quotidien culmine en mai et en juin, au moment où les minima diurnes sont fortement refroidis par l'altitude.

Pendant les six mois froids, d'octobre à mars, l'amplitude diurne est au contraire abaissée par la montagne (**fig. 50**). C'est en mars que l'écart quotidien est le plus faible entre la Charente et la Vézère, quand les maxima diurnes sont nettement refroidis par l'altitude.

3.3 – L'altitude et son contexte spatial

La représentativité des trois cours d'eau de rang 4 choisis pour l'étude du gradient thermique fluvial en amont des lacs et des étangs mérite d'être discutée. En effet, il est certain que l'influence de l'altitude est beaucoup plus difficile à cerner dans l'eau, où les paramètres du réseau hydrographique jouent, que dans l'air. Il faut aussi se demander si l'effet de l'altitude est le seul critère spatial à prendre en compte en Limousin et dans quelle mesure les études à venir pourraient élargir cette prise en compte géographique.

3.3.1 – Une diminution des températures et des amplitudes non linéaire

Le gradient et la diminution des amplitudes ne varient pas d'une manière linéaire avec l'altitude. Dans l'air, il est classique que la diminution des températures et des amplitudes soit plus forte aux basses altitudes et plus faible près des sommets. Mais l'élévation des plateaux limousins ne se conduit pas comme un milieu montagnard. Entre la station Météofrance de Chéronnac (295 m) et Limoges-Bellegarde (402 m), le gradient est de 0,56 °C / 100 m, alors qu'il est plus fort entre Limoges et Peyrelevade (820 m) : 0,68 °C / 100 m (1998-2000).

Il est cependant beaucoup plus difficile d'étudier l'hétérogénéité du gradient de la température de l'eau, car le rang des organismes et l'influence des plans d'eau perturbent leur degré de chaleur beaucoup plus que l'altitude. Or il n'y a pas de cours d'eau de rang 4 non barré par un plan d'eau à des altitudes intermédiaires entre la Charente et le Gorret d'une part, la Vézère d'autre part. Par défaut, nous utiliserons nos stations de Betoulle (370 m) et Theil (298 m), bien qu'il s'agisse dans ces deux cas de cours d'eau plus petits (rang 1), les mesures s'effectuant plus près de la source, donc de la température de la nappe. Cette dernière incidence est surtout le fait de l'été. Les valeurs de Betoulle et de Theil sont très proches l'une de l'autre, si bien qu'il a été décidé de faire une moyenne des deux thermomètres, correspondant à une altitude de 334 m.

Tout en prenant la précaution de rappeler que la comparaison concerne des cours d'eau de rang différent, nos mesures tendent à montrer que, dans les 100 premiers mètres des plateaux, le gradient thermique est nettement plus fort (près de 3 fois) que le gradient total allant du Limousin occidental au Plateau de Millevaches.

3.3.2 – Les différences thermiques régionales : la prépondérance de l'altitude

L'élévation des plateaux et de la moyenne montagne d'ouest en est, faisant face aux vents de l'Atlantique, est le trait géographique majeur du relief et du climat limousin. Pourtant, outre le gradient altitudinal, deux autres évolutions spatiales, latitudinale et longitudinale, auraient aussi pu servir au découpage régional de la température de l'eau en Limousin. Il n'est pas inutile de tenter de dégager quelques généralités et extrapolations entre les mesures thermiques dans les cours d'eau de rang 4 et ce qu'on sait des gradients climatiques en Limousin.

3.3.2.1 – Le gradient altitudinal

Le gradient altitudinal est le paramètre essentiel pour chercher les seuils du découpage régional hydroclimatique, non seulement en Limousin, mais même dans l'ensemble du Massif Central. A l'échelle de cette moyenne montagne, la répartition des températures de l'air est avant tout conditionnée par l'altitude.

« Plus ou moins accentuée suivant les saisons, l'influence de l'altitude sur la température s'affirme comme l'élément le plus saillant de la distribution thermique » (Estienne, 1956, p. 20).

En Limousin, la température de l'air voit ses caractères varier avec l'étagement des plateaux. A ce propos, Coq (1976) avait proposé la subdivision principale du climat limousin en fonction de la succession de relief suivante :

- en dessous de 250 m, les bas plateaux connaissent un climat « aquitain, ou subméditerranéen-subocéanique » : « l'hiver est assez doux, l'été chaud, les pluies sont rares et violentes, l'ensoleillement est fort, la neige rarissime. La sécheresse d'été sévit à peu près deux années sur trois » (Coq, 1976, p. 105).
- Entre 250 et 500 m, les plateaux moyens offrent « un climat aquitain à nuance montagnarde » (ibid.). « Les températures de l'hiver comme de l'été sont moyennes ; l'enneigement est faible, l'ensoleillement assez fort ; les sécheresses estivales, quoique inhabituelles, ne sont pas exceptionnelles » (ibid.).
- Au-dessus de 500 m, les hauts plateaux, la Montagne Limousine, subissent un climat « tempéré froid » (Coq, 1976, p. 103), « semi-montagnard » (id. p. 107), à « hiver long et rude, été frais, pluies abondantes en toute saison, enneigement assez fort » (id., p. 104). Bref, il s'agit du milieu de moyenne montagne.

Ce qu'on sait de la température atmosphérique de la moyenne montagne limousine est cependant un peu moins utile à la connaissance du degré de chaleur de l'eau que dans le cas des bas plateaux. En effet, en altitude, la température de l'air est moins représentative de celle des différents éléments tels que le sol ou l'eau.

En montagne, « le climat du sol est très différent de celui de l'air » (Biro, 1968, p. 89).

Il est vrai que nos mesures de température fluviale dans la Vézère ont montré de fréquents décalages avec les températures atmosphériques. Par exemple, les maxima diurnes de la température de l'eau de la Vézère sont plus élevés que l'on pourrait s'attendre à la mesure des autres paramètres. Le gradient moyen général entre les bas plateaux et la montagne est lui-même plus faible que celui de l'air. Le degré de chaleur fluvial semble ici un peu plus dépendant de la radiation solaire directe que dans le bas pays. Il ne faut sans doute pas tant incriminer l'altitude en soi et les différences de température entre l'air et l'eau que provoque par exemple la haute montagne ; il s'agit ici d'une moyenne montagne et les hauteurs concernées sont somme toute assez peu élevées. Il faut sans doute bien plus mettre en cause l'absence de forêt dans la région plus précisément étudiée. La haute Vézère traverse de nombreux terrains découverts et est directement réchauffée sur son cours amont.

Cet aspect est important quant à l'enjeu de l'influence des plans d'eau de moyenne montagne sur les rivières et les organismes vivants. Il est susceptible de rendre plus faible l'effet relatif des lacs et des étangs sur le comportement thermique de l'eau fluviale, surtout aux températures les plus élevées, qui sont justement les plus cruciales pour la biologie.

Quelques autres critères de différenciation spatiale, plus secondaires, peuvent être ajoutés, qui mériteront des recherches ultérieures.

3.3.2.2 – *Le gradient latitudinal*

Pour les températures de l'air, le sud du Limousin, ou Bas Limousin, présente une variété légèrement plus chaude du climat océanique.

« Une insolation un peu plus généreuse vaut aux bas plateaux de la Corrèze un faible avantage des températures ; à égalité d'altitude, Tulle est légèrement plus chaud que Limoges » (Estienne, 1956, p. 128).

Au sud du Bas Limousin, le bassin de Brive offre un climat à nuance aquitaine :

- Il est un peu plus chaud en moyenne annuelle. Réduites au niveau de la mer, les températures moyennes annuelles de Brive (13°1) et de Limoges (12°7) sont distinctes de 0°4 au profit de la première (Estienne, 1956, p. 129).
- C'est le printemps et l'été qui sont plus chauds, les températures de saison froide étant les mêmes que plus au nord.

« La température des mois d'hiver est à peine plus forte [...]. En revanche s'affirme une étonnante précocité du printemps ; mars et avril, encore froids sur les plateaux, sont ici étonnamment tempérés » (Estienne, 1956, p. 130).

- Un printemps pluvieux. Cette saison n'est pas encore la plus arrosée, comme en climat aquitain pur, mais, dans le bassin de Brive, elle devient la deuxième saison la plus humide.

En ce qui concerne les températures de l'eau, il est vraisemblable que le rôle de la latitude soit presque indécélable à l'échelle du Limousin, eu égard aux autres paramètres, y compris hydrologiques et liés au substrat, venant brouiller la lecture.

3.3.2.3 – *Le gradient longitudinal :*

A l'extrême nord-est du Limousin, en Marche orientale, le bassin de Gouzon se trouve en situation d'abri. C'est le seul endroit de la région où une dégradation climatique du milieu hyperocéanique soit suffisante pour passer au climat océanique de transition. L'amplitude thermique annuelle de l'air devient supérieure à 15°C et le minimum pluviométrique estival n'est pratiquement plus visible.

Il s'agit cependant d'une région peu étendue, où les possibilités d'étude de la température de l'eau se réduisent au bassin de la Voueize. La représentativité des mesures face aux autres variables susceptibles de déterminer le degré de chaleur des cours d'eau est douteuse.

L'opposition régionale, due à l'altitude, a donc prévalu au long de l'étude. Il a ainsi été privilégié, dans la pose des thermomètres, un transect allant de l'Angoumois au plateau de Millevaches, en passant par le Haut Limousin. Cela ne signifie pas qu'il n'y ait ni gradient latitudinal ni longitudinal, mais il a paru vain de tenter de les déterminer pour la température de l'eau, car beaucoup d'autres paramètres entrent en jeu, hydrologiques au sens large, qui n'existent pas pour la température de l'air. Il est cependant possible que le bruit de fond ne noie pas complètement ces gradients et d'autres recherches, régionalement élargies, notamment à l'Auvergne, au Quercy et à la Brenne, pourraient permettre de faire la part des influences latitudinales et longitudinales.

Conclusion du chapitre II

Le bilan thermique des eaux continentales est d'autant plus dominé par la partie climatique que les eaux sont stagnantes et les dimensions importantes. La partie hydrologique prend de l'importance dans les cours d'eau, spécialement dans leur cours amont. Cela procède du niveau d'autonomie de l'organisme hydrologique, de sa sujétion plus ou moins forte à son bassin d'alimentation, de son inertie, du temps de séjour de ses eaux. Le réseau hydrographique limousin est formé de cours supérieurs, mais la partie hydrologique du bilan thermique est réduite par le caractère cristallin du substratum. La partie climatique reste, directement ou indirectement, le facteur principal du bilan.

Le climat limousin et angoumois, hyperocéanique, se retrouve dans les caractères thermiques des cours d'eau. L'amplitude annuelle est faible. Une douzaine de degrés séparent les moyennes mensuelles extrêmes des cours d'eau de rang 4 et la fin d'été et le début de l'automne ont des températures élevées. L'amplitude diurne est partout inférieure à 3 °C. La mise au point d'hydrothermoisoplèthes instantanées mensuelles et de certains indices ont montré que les variations interdiurnes de température fluviale en Limousin sont plus fortes que les écarts intradiurnes.

A rang égal et en amont des perturbations dues aux plans d'eau, les cours d'eau limousins se distinguent essentiellement les uns des autres par le gradient altitudinal allant des bas plateaux occidentaux à la Montagne Limousine. La température de l'eau s'abaisse d'environ 0,5 °C par 100 m, avec des valeurs maximales printanières. Pendant le semestre froid, l'altitude diminue surtout les maxima diurnes de l'eau, tandis que, pendant le semestre chaud, ce sont avant tout les minima diurnes qui sont abaissés. L'insolation joue un rôle certain en moyenne montagne et les maxima fluviaux sont susceptibles d'être relativement moins influencés par les plans d'eau que sur les bas plateaux.

Au total, parmi les différents traits thermiques des cours d'eau du centre-ouest de la France, leur hiérarchie conduit à mettre en avant la prédominance des variations interdiurnes. En partie le reflet du climat océanique vrai de la région, elles sont cependant fortement accentuées dans les cours d'eau, où les très faibles variations cycliques, annuelle et diurne, rehaussent leur importance relative. Déterminantes pour les organismes aquatiques poecilothermes, elles doivent être suivies avec soin quant à leur évolution spatiale. Cela est synonyme, en Limousin, de leur passage dans de multiples plans d'eau.

CHAPITRE III

LA REPARTITION GEOGRAPHIQUE DE LA TEMPERATURE DANS LES PLANS D'EAU

Ou

LES TEMPERATURES DE L'EAU A GRANDE ECHELLE

« Elle prit un aviron en bois d'érable
Et rama jusqu'au milieu du lac,
Où l'eau est sombre et profonde [...]
Sur le lac, l'aube vermeille s'alluma,
Et la marâtre sourit, rouge de joie »

Maxime Gorki, *Enfance*.

CHAPITRE III :

LA REPARTITION GEOGRAPHIQUE DE LA TEMPERATURE DANS LES PLANS D'EAU Ou LES TEMPERATURES DE L'EAU A GRANDE ECHELLE

L'enjeu de la recherche de la distribution géographique de la température dans les plans d'eau est double.

D'une part les caractères des émissaires proviennent de l'emplacement de la sortie d'eau dans les lacs et les étangs. Si, dans les lacs naturels, dont l'effluent n'est que le débordement du surplus d'eau par dessus la contre-pente de la dépression fermée, cette localisation fait seulement intervenir la composante horizontale, il n'en est pas de même dans les plans d'eau artificiels, susceptibles d'alimenter des émissaires à diverses profondeurs. La répartition géographique du degré de chaleur de l'eau lacustre acquiert alors une importance considérable.

Or les lacs et les étangs du centre-ouest de la France sont tous d'origine anthropique, munis d'équipements d'âge divers puisant l'eau à tous les niveaux, depuis le déversoir de surface jusqu'à la vanne de fond récente, en passant par le moine d'origine médiévale. En outre, le Limousin possède, entre les lacs profonds des vallées encaissées dans les plateaux cristallins et les étangs pelliculaires de la Basse Marche, un grand nombre de plans d'eau peu étendus mais très profonds.

Ces « étangs-lacs », particulièrement originaux, offrent des conditions intermédiaires favorables à la détermination des seuils de profondeur et de superficie, nécessaires à la mise en place d'une stratification verticale et d'une zonation horizontale. Leur cumul conduit à la recherche des volumes thermiques. Les seuils ainsi définis pourront-ils être le support d'une typologie à venir ?

D'autre part, les cours d'eau de milieu océanique subissent d'assez importantes variations thermiques d'un jour à l'autre (cf. chap. II), liées aux changements de temps. Or, en général, les plans d'eau connaissent, dans leur bilan thermique, une prépondérance encore plus affirmée que leurs tributaires des facteurs climatiques. Dans quels rythmes de stratification et déstratification cette irrégularité interdiurne est-elle emboîtée ? Dans quelle mesure la répartition horizontale des températures est-elle liée, par l'intermédiaire de la course du vent, à l'étagement vertical ? La faible superficie des étangs, exceptionnellement couplée, en Limousin, avec leur grande profondeur, perturbe-t-elle ces relations ? N'est-elle pas non plus l'occasion de remettre en cause l'homogénéité thermique trop souvent affirmée des étangs, tant pour la distribution verticale qu'horizontale ? Leur croisement, dans le but de cerner les variations à courte échelle de temps, mène à la notion d'inertie, corollaire du volume thermique.

Issu des échanges entre la surface et l'atmosphère, le degré de chaleur de l'eau diffuse ses variations en profondeur et, secondairement, provoque des rééquilibres en plan, qui constituent sans doute la grande différence entre les eaux stagnantes et courantes. Quels sont les profils thermiques représentatifs des plus forts gradients ? Par quels processus les échanges de température, ou, au contraire, la concentration du degré de chaleur se réalisent-ils dans les lacs et les étangs ? Quels sont les phénomènes permettant d'asseoir le caractère durable des différences géographiques de température de l'eau ?

La compréhension de ce fonctionnement forme le cœur de la réflexion, à grande échelle cartographique. Elle accompagne une démarche limnologique consistant à partir des phénomènes lacustres pour étudier ensuite l'effluent dominé.

1 – LA TEMPERATURE ET LA PROFONDEUR DES PLANS D’EAU

L’étagement thermique est sans aucun doute le fait majeur de toute la limnologie.

« 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).

La grande opposition entre les cours d’eau et les lacs réside dans le fait que les premiers sont pratiquement brassés en permanence, tandis que les seconds connaissent, sauf à de rares moments, une superposition de masses d’eau. Celles-ci, de densités différentes, ne se mélangent pas les unes aux autres. Dans les lacs d’eau douce, la barrière a pour cause le contraste de température. 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. A l’inverse, l’épaisseur plus ou moins grande d’une couche de même température permet la circulation. Bref, dans les lacs, c’est la température qui détermine le fonctionnement trophique général : elle contraint à la stabilité en temps normal (stratification thermique), mais permet parfois le brassage (homothermie). Tout dépend donc de la profondeur, de la durée et de la fréquence des homothermies.

Les étangs, qui sont aussi des plans d’eau, sont régis selon le même principe que les lacs, cependant que leurs dimensions plus modestes bouleversent l’épaisseur, la longueur et le rythme des brassages. L’enjeu fondamental est d’estimer les seuils de profondeur correspondant aux fréquences des homothermies. Le Limousin s’impose alors comme un terrain d’étude particulièrement adapté, par l’exceptionnelle profondeur de ces étangs.

1.1 – Les profils thermiques

La description des profils thermiques¹ et la discussion du vocabulaire fondamental s’appuient sur les relations indissolubles entre la température et la densité. La connaissance de la température de densité maximale et de celle de congélation d’un plan d’eau est le préambule à toute recherche de ce type. A partir de ce point, les variations thermiques varient de façon simple en eau salée, mais double en eau douce. Le cas des lacs et étangs d’eau douce sera donc logiquement étudié à la fin de ce cheminement.

1.1.1 – Les profils de densité et de température

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

¹ Les profils de température en fonction de la profondeur sont appelés « bathythermogrammes » par Munk & Anderson (1948, p. 276, en anglais).

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 & Thébaud (1997, p. 10) citent une valeur de 3,98 °C.

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 :

$$t_0 = -5,46 \cdot 10^{-2} S$$

où t_0 : température de congélation de l'eau, en °C

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

Ces deux droites se croisent pour une salinité d'environ 24,5 g.l⁻¹. Cela signifie que :

- dans un lac dont la salinité 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).

- 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, ceux qui nous intéressent dans l'ouest de la France, les équations simplifiées aboutissent au fait suivant. 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) :

$$\rho = 1000 \cdot \{1 - [6,63 \cdot 10^{-6} \cdot (t-4)^2]\}$$

où :

ρ : la densité de l'eau douce en kilogramme par mètre cube

t : température de l'eau en degré Celsius

Cette fonction étant une parabole avec un foyer à 4 °C, 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 kg.m⁻³, tandis que l'écart de densité provoqué par le passage d'une eau de 4 à 5 °C est de 0,0067 kg.m⁻³, soit 60 fois moins. Ce fait aura des conséquences essentielles sur la stabilité ou non d'une stratification (cf. 1.3).

Au total, du fait que les droites de température de densité maximale et de congélation en fonction de la charge dissoute sont différentes et se croisent, une eau à plus de 24,5 g/l devient d'autant plus dense qu'elle se refroidit, tandis que la relation est plus complexe en dessous de ce seuil, changeant de sens à une certaine température, comprise entre 0 et 4°C. 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.

1.1.2 – Les profils stratifiés en eau salée

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).

De tels plans d'eau n'existent pas sur notre terrain, mais il est indispensable de résumer succinctement leur fonctionnement, pour conserver une homogénéité thématique à notre recherche, permettre de cadrer notre étude à l'intérieur d'une problématique globale, mais aussi pour rappeler que, même en eau douce, la densité peut être augmentée par d'autres raisons que thermiques, notamment une eau superficielle se chargeant en poussières atmosphériques ou encore recevant des sédiments par les tributaires.

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 »³ 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) 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) est une anomalie qui consiste en un maximum thermique situé à l'intérieur du profil. 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.

³ 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 (cf. 1.2), 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.

La poïkilothermie, ou pœcilothermie, (« chaleur variable » en grec) 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. 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 (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. En eau douce, où la charge est négligeable, les profils de densité ne dépendent plus que de la température, si bien qu'une homogénéisation de la tranche tout entière devient alors possible.

1.1.3 – Profils stratifiés 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 par 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. 51**).

1.1.3.1 – 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 reconnus, 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.

« 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).

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 limpide 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, 1892, 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.

Figure 51

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, 1892, 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 fixé.

« 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).

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. 51**).

- La stratification directe (*direct stratification* en anglais, *direkte Schichtung* en allemand, *прямая стратификация*, *prâmaâ stratifikaciâ*, ou bien *прямое расслоение*, *prâmoie rassloenie*, en russe, *stratificazione termica estiva* en italien, *stratifica ția 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.

- La stratification inverse (*inverse stratification* en anglais, *verkehrte Schichtung* en allemand, *обратная стратификация*, *obratnaâ stratifikaciâ* ou *обратное расслоение*, *obratnoie rassloenie*, en russe, *stratificazione termica inversa* ou *stratificazione termica invernale* en italien, *stratifica ția 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, *гомотермия*, *gomotermiâ*, en russe, *isotermia* en italien, *homothermia* en roumain, *touon-sou* en japonais) désigne une température uniforme de la surface jusqu'au fond.

1.1.3.2 – Les différentes strates lacustres

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.

1.1.3.2.1 – La couche de saut thermique

Les premières descriptions de profils ont d'abord souligné 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 profondeur.

« 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).

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 francophones⁴, ou слой температурного скачка, « *sloj temperaturnogo skačka* » 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).

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'Écossais 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.

⁴ 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 ».

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 considérée 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 sens.

« 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 renfermées, qui mérite le nom de thermocline » (Brönsted et Wesenberg-Lund, 1911, pp. 262-263, en allemand).

Nous discuterons *infra* l'application qui a été faite de cette formule mathématique (cf. 1.4.2.1.4.2) et comment la transformer pour une utilisation concrète dans les plans d'eau limousins, mais, dans l'immédiat, 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 synonymie⁵. 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 plan.

« 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).

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.

« 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

⁵ 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.

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

Nous supposons que ce sont ces derniers mots, qui concernent en fait l'hypolimnion supérieur, qui furent décryptés comme une proposition quantitative concernant, *a 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. 1.1.1 et 1.3). 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 maximale jusqu'au plan inférieur de la courbure maximale (inverse) » (Hutchinson, 1957, p. 428, en anglais).

Le plan supérieur de la courbure maximale correspondait au « coude » (*knee*) défini par Munk & Anderson (1948, p. 285). 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 est une couche, la thermocline au sens strict un plan.

« 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).

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.

« 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).

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. 51**). 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. 1.2.3.2).

1.1.3.2.2 – 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. 1.2) 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. 51**). L'Écossais Buchanan (1886) et le Suisse Forel (1886) décrivent précisément cette couche dans le Lomond et le Léman, bientôt suivis de l'Autrichien Richter (1891). 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 », l'opposant à la couche profonde et calme, qu'il nomma « hypolimnion ». Notons qu'à l'origine ces deux termes ne devaient être employés que dans le cas d'une stratification directe.

« 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).

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.

Ainsi décrites et nommées, les différentes strates lacustres devaient encore être expliquées. Et les causes des différentes courbures des profils restèrent quelque peu floues tant que les trois grands processus de propagation des températures de la surface en profondeur ne furent pas reconnus.

1.2 - La propagation du froid ou de la chaleur en profondeur

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 plus du quart l'est déjà dans le premier centimètre. 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. 1.1) 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, par plongée de celle de surface vers les profondeurs. Elle-même se subdivise en un phénomène libre, la convection de densité, et un processus contraint de l'extérieur, la convection mécanique.

1.2.1 - 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 William M. Ripley Nichols avait tendance à expliquer tout contraste thermique par cette faiblesse de la conductibilité de l'eau.

Selon lui, « 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).

Tenant d'expliquer les profils thermiques convexo-concaves du lac Lomond, l'Écossais J.Y. Buchanan définit la strate peu dense de surface comme étant la couche sensible à la conduction.

« 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).

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 lacs.

« 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).

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 Dussart⁶ (1992, p. 35), ont permis 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.

1.2.2 - La convection thermique ou de densité : 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.

1.2.2.1 – Le libre passage de la stratification à l'homothermie

Le principe de la convection libre fut imaginé pour la première fois au XVIIIe 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 froids.

« 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'élevent 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).

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).

⁶ Dans le chapitre « conductivité thermique », terme repris par Salençon & Thébaud (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.

« 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.

1.2.2.2 – 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 diurne.

« 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).

Quelques années plus tard, l'Autrichien Eduard Richter (1891) insistait aussi sur le brassage nocturne. Cette explication persista assez longtemps chez les limnologues alpins. Elle est par exemple encore nette chez 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 profondeur⁷, 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

⁷ Dans la pratique, on n'arrive cependant souvent pas à déceler l'action de la convection thermique en dessous de 250 à 300 m (Vereščagin, 1927, 1937, 1949, Rossolimo, 1957, Votincev, 1961)

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 augmente la densité d'une eau de température donnée et diminue la température de densité maximale⁸. 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. Ainsi, une eau douce à 10 °C à 300 m de profondeur est plus dense qu'une eau à 4 °C à la surface d'un lac.

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.

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 leur 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).

Mais il n'en subsiste pas moins un problème de stabilité de la stratification thermique, qui ne fut réétudié d'une manière approfondie que pendant l'entre-deux-guerres, par le Norvégien Strøm dans le lac de Hornindal et, surtout, par le Soviétique Vereščagin dans le Baïkal. Ces derniers travaux, que nous avons résumés ailleurs (Touchart, 1994, 1998), montrent que les corrections thermiques à apporter restent faibles en fonction des grandes profondeurs. Il semble en fait que seuls les lacs à la fois chauds et très profonds, comme le Tanganyika, méritent un traitement à part de la température dans la tranche d'eau (Hutchinson, 1957, p. 207).

Quoi qu'il en soit, le problème, qui intéresse plus encore les océanographes, pour lesquels les profondeurs sont bien plus grandes que celles des lacs, est celui de la température potentielle, largement traitée dans les manuels d'océanographie et qui ne sera pas rappelée ici.

Même au fond du Baïkal, la température réelle n'est que de 0,025 °C plus élevée que la température qu'aurait cette molécule d'eau si on la remontait en surface sans échange avec l'extérieur, en adiabatique. Weiss *et al.* (1991), qui se piquent de posséder une instrumentation de mesure thermique au millième de degré, conseillent de préférer la température potentielle en limnologie.

Dans le terrain d'étude de l'ouest de la France, la question des très grandes profondeurs lacustres ne se pose pas, ni celle d'équipement plus précis que le dixième de degré.

⁸ La température de densité maximale de l'eau douce descend à environ 3 °C à 500 m de profondeur, 2 °C à 900 m, 1 °C à 1300 m.

1.2.2.3 – La théorie des panaches

Devenue plus dense par refroidissement, l'eau superficielle plonge. Dans la zone littorale, au-dessus de la beine, 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 beine 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, mais il s'agit alors plus d'une répartition horizontale que verticale des températures et son étude se fera donc dans la deuxième partie (cf.2).

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).

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 panaches.

« 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). « A 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).

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.

1.2.3 - La convection forcée ou convection mécanique : les liens entre vent et température

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 brasser⁹.

⁹ D'où le fait que la normalité est l'homothermie en cours d'eau et la stratification en lac.

A 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 profondeur¹⁰ (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 turbulente.

« 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).

Le principe a été reconnu pour la première fois au XVIIIe siècle par le savant genevois Horace-Bénédict de Saussure, lors de ses expériences sur le Léman.

« 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).

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.

1.2.3.1 - 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. Il est désormais convenu de qualifier de « barotrope » (Salençon & Thébault, 1997, p. 49, « *barotropic* » en anglais, Hutter *et al.*, 1998, p. 137) ce type de circulation.

Le mouvement forcé par le vent s'amenuise avec la profondeur tout en déviant de plus en plus de sa direction superficielle, selon le principe de la spirale définie par Ekman en 1905. Il finit par s'éteindre, au niveau de sa profondeur de frottement. Dans les océans, la formule classique permettant de déterminer cette profondeur-limite se trouve être (Guilcher, 1979, p. 120, Vanney, 1991, p. 81) :

$$D = 7,6W / \sqrt{\sin\phi}$$

Où :

D : profondeur de frottement, en m

W : vitesse du vent, en m.s⁻¹

Φ : latitude en degré

Pour des vitesses de vent inférieures à 5 ou 6 m.s⁻¹, une autre formule est préconisée (Guilcher, 1979, p. 120), créée par l'Allemand H. Thorade en 1914 (Dussart, 1992, p. 187) :

$$D = 3,67 \sqrt{W^3 / \sin\phi}$$

Guilcher (1979, p. 215) affirme que ces formules sont aussi applicables en lac, mais Dussart (1992, p. 187) rappelle que, pour leur garder leur exactitude, « ceci n'est vrai que dans une masse d'eau homogène ». Concrètement, sous nos latitudes, des vents de tempête de 100 km/h forcent

¹⁰ 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 ».

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 ses valeurs et intéresse particulièrement les mouvements verticaux et les transferts de chaleur. Tout lac étant, eu égard à l'océan, de dimensions horizontales très réduites, le courant vient buter contre la côte au vent¹¹. Il est alors contraint de plonger. Ce courant descendant, ou courant 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, courant de remontée, ou résurgence (*upwelling*). La masse d'eau est ainsi brassée en cellule.

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.

1.2.3.2 - 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, faisant jouer ces barrières mouvantes. Il est convenu de qualifier ce type de circulation et de structure de « barocline » (Salençon & Thébault, 1997, p. 49) ou « baroclinique » (Lemmin, 1995, p. 86, « *baroclinic* » en anglais, Hutter *et al.*, 1998, p. 137).

1.2.3.2.1 – 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 posée 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 vent¹², la masse d'eau peu dense s'y

¹¹ Voir note suivante.

¹² Nous employons ici, et dans la partie suivante (1.3), « 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. Cette précision était indispensable, puisque Salençon & Thébault (1997) emploient systématiquement 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* ».

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. Un courant de retour d'épilimnion profond se met en place le long (mais au-dessus) de cette barrière, aboutit sur le talus sous le vent et remonte vers la surface. Ainsi, une cellule constituée d'un courant de surface, de cascade, de retour et de remontée se construit à l'intérieur de la couche épilimnique.

Le courant de retour le long et au-dessus de la surface de discontinuité entraîne un courant de même sens le long (mais en dessous) de cette même barrière, lequel courant venant buter contre le talus sous le vent, plonge en cascade et provoque un courant de retour qui coule vers la surface au vent (c'est-à-dire finalement dans le même sens que le courant de surface), bute contre le talus profond au vent et remonte, pour former une seconde cellule. Deux cellules de courant brassent alors les deux masses d'eau, chaque cellule et chaque masse d'eau 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. Le Suisse Collet (1925), qui avait beaucoup écrit sur les lacs écossais et séjourné sur place, traduisait la pensée de Wedderburn en parlant de courant de retour primaire pour le flux situé juste au-dessus de la surface de discontinuité et de courant de surface secondaire pour le mouvement d'entraînement situé juste en dessous de la discontinuité. Le flux le plus profond représentait le courant de retour secondaire. 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.

1.2.3.2.2 – 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 (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.

1.2.3.2.3 – 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).

« 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).

L'Écossais Wedderburn les suivit dès 1907, mais ajouta que l'accompagnement du brassage forcé superficiel par un refroidissement de surface, donc une convection libre, étaient les meilleures conditions 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.

1.3 – Stabilité ou fragilité de la stratification

La stabilité d'une stratification par rapport au potentiel destructeur de la convection forcée est un sujet d'étude géographique, qui cumule les échelles spatiales et temporelles. Dans un lac, dont la tranche d'eau est spatialement suffisamment épaisse pour connaître un étagement, le caractère de celui-ci est, quant à l'échelle de temps, durable. Le métalimnion, avec sa thermocline-mère, est saisonnier. Cela signifie que sa stabilité ne peut être dérangée que par un forçage externe considérable.

Dans un étang ou dans l'épilimnion d'un lac, couche spatialement réduite aux premiers mètres d'épaisseur, le trait dominant est le mélange et la tendance à l'uniformisation thermique. Les stratifications sont donc réduites à de courtes échelles de temps. Ce sont des thermoclines fragiles de quelques jours ou quelques heures. La stabilité est fréquemment annulée. Il s'agit cependant dans les deux cas de tenter de quantifier cette stabilité plus ou moins forte.

1.3.1 – La détermination de la stabilité d'une colonne d'eau complète

Dans un lac homotherme, il y a absence totale de stabilité. Dans cet état, le centre de gravité se situe à mi-distance entre la surface et le fond, au milieu de la colonne d'eau. Mais, à partir du moment où une stratification existe, elle s'accompagne d'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. Quant au terme utilisé aujourd'hui de stabilité (*Stabilität*), il fut créé par l'Allemand Schmidt (1928).

« 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).

L'important est qu'en situation de stratification, le centre de gravité se trouve plus bas (Dussart, 1966, 1992). 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.

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.

Si l'important est donc la différence de densité entre l'épilimnion et l'hypolimnion, cela signifie qu'en lac d'eau douce celle-ci est réduite au gradient thermique. Le contraste de densité en fonction de la température 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 stable par rapport à une stratification directe. Ainsi, l'écart de densité 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. 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.

C'est sur ce point fondamental de la différence de densité entre l'épilimnion et l'hypolimnion que s'appuyèrent les premières formules de détermination de la stabilité d'un lac, depuis l'équation de Schmidt (1928) à celle d'Eckel (1950), en passant par l'estimation simplifiée de Ruttner (1963).

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), permet de quantifier 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).

1.3.2 – La détermination de la stabilité d'une colonne d'eau épilimnique

La partie superficielle d'un plan d'eau 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). Ces thermoclines éphémères se constituent en général dans les premiers décimètres (Steinböck, 1934, Olszewski, 1953).

La tendance à la destruction de la stratification par convection prend deux formes : la déstratification par convection libre due au refroidissement nocturne, celle par convection forcée qui peut homogénéiser aussi, contrairement à la première, une eau se réchauffant¹³. 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 située 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 diurne.

« 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).

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 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.

Les étangs étant des plans d'eau réduits aux premiers mètres d'épaisseur, des sortes de lacs tronqués dont il ne reste que le seul épilimnion, le fonctionnement de cette couche superficielle correspond à la marche de la totalité de ces plans d'eau. Son étude prend alors une importance considérable.

« 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).

La fragilité de ces petites stratifications est en général 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 flottabilité¹⁴ par la possibilité de brassage.

¹³ 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*).

¹⁴ *buoyancy* en anglais, terme souvent employé dans ce cas à la place de stratification, car nous sommes à l'intérieur de la couche épilimnique.

$$W = g'h^2 / u_*^2 L$$

Où :

W : nombre de Wedderburn, sans unité

g' : accélération de la pesanteur, réduite au saut de densité à travers la base de la thermocline, en $m.s^{-2}$; $g' = g \Delta\rho / \rho$ (Patterson *et al.*, 1984), avec $g = 9,81 m.s^{-2}$, $\Delta\rho$: 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) :

$$\rho = 1000 \{1 - [6,63.10^{-6}(T-4)^2]\}, \text{ où } \rho : \text{densité en kg/m}^3 \text{ et } T : \text{température en } ^\circ\text{C}.$$

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 : $c = (1 + 0,03 U_{10}).10^{-3}$, avec U_{10} : vitesse du vent à 10 m au-dessus du plan d'eau. Lemmin (comm. écr., mai 2001) utilise dans le Léman : $c = (1,052 + 0,096 U_{10}).10^{-3}$.

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 convexe-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 des plans d'eau peu profonds ou de la couche superficielle des lacs. Les modèles les plus simples sont bien

évidemment ceux à une dimension (« modèles thermiques unidimensionnels » de Salençon & Thébaud, 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. L'étang ou la couche superficielle lacustre étant, dans ce cas, réduits 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).

Vu l'importance des étangs en Limousin, les questions de stabilité et d'instabilité des premiers mètres de profondeur auront une importance capitale.

1.4 – La température et l'oxygène des plans d'eau dans la dimension verticale : les particularités limousines et angoumoises

Les lacs limousins et angoumois sont tous des lacs de barrage, pour lesquels les prises d'eau sont susceptibles de se faire à différents niveaux.

(a) Il est donc fréquent qu'une eau hypolimnique constitue la source de l'émissaire, dont les caractères de température, d'oxygénation, de présence ou non d'éléments indésirables dépendront de la vigueur de stratification saisonnière.

(b) Le niveau du soutirage est susceptible de provoquer des ondes internes de la thermocline, d'où non seulement un bouleversement du fonctionnement du plan d'eau, mais aussi une possibilité pour l'émissaire d'être alimenté par une alternance d'eaux aux caractères différents.

Pour les lacs de barrage, où il constitue la partie superficielle, et plus encore pour les étangs, où il forme toute la tranche d'eau, notre recherche doit prêter une attention particulière à l'épilimnion.

(1) L'étude est une contribution géographique, pour laquelle le maniement des échelles spatiales et temporelles est une priorité ; or leur variabilité est beaucoup plus forte dans la couche des premiers mètres.

(2) L'épilimnion est l'étage essentiel pour la vie du plan d'eau : le mélange quotidien de cette couche superficielle permet aux espèces lourdes du phytoplancton, comme les diatomées, de ne pas tomber au fond, et aux piètres nageurs que sont le zooplancton immature et les larves de poisson d'être dispersés d'une manière homogène ; à l'inverse, les périodes de quelques jours pendant lesquelles une stratification temporaire se met en place à l'intérieur même de l'épilimnion sont indispensables aussi, notamment pour la survie des jeunes poissons, qui préfèrent les bancs de zooplancton faciles à avaler à

une dispersion de cette nourriture (Horne & Goldman, 1994, pp. 56-57) ; or la demande d'étude des températures de l'eau en limousin a une finalité biologique.

(3) L'ouest de la France est une région de climat hyperocéanique, où les variations thermiques sont particulièrement fréquentes à l'échelle de quelques jours, accentuant ainsi ce qui est le caractère même de l'épilimnion.

(4) Le Limousin est une grande région d'étangs, ces plans d'eau réduits à leur couche superficielle, dont seule la quantification permettra de déterminer véritablement leur influence sur les cours d'eau qui en sortent.

(5) Le Limousin est une région d'étangs exceptionnellement profonds, dont le fonctionnement est susceptible de se trouver à la limite entre les étangs et les lacs.

(6) Le Limousin est une région où les polémiques vont bon train concernant les prises d'eau dans les étangs à déversoir de surface ou à moine, dont il conviendra de savoir si le niveau de soutirage provoquera une différence significative ou non, puisqu'il se fait de toute façon dans l'épilimnion.

Au total, il a semblé primordial d'étudier la stratification à l'intérieur des plans d'eau limousins et angoumois, seule façon de comprendre leur fonctionnement donc la qualité de l'eau alimentant leurs émissaires. En ce qui concerne les lacs, nous avons choisi deux réservoirs angoumois proches l'un de l'autre, dont l'un est muni d'un déstratificateur thermique, permettant de les comparer et montrant l'importance de la géographie appliquée des températures de l'eau. Pour ce qui est des étangs, deux témoins ont été sélectionnés, l'un de faible profondeur, l'autre possédant au contraire une tranche d'eau si épaisse qu'il se trouve précisément au seuil de passage de l'étang au lac.

1.4.1 - Une géographie des températures lacustres appliquée à l'aménagement : les déstratificateurs thermiques

Quand la stratification thermique est considérée comme un risque, elle peut être comptée comme une menace conduisant à des pertes financières, par exemple de rapport touristique. Dans ce cas, il est parfois recommandé de la détruire artificiellement, au moyen d'équipements appropriés. Il importe cependant de connaître les avantages et les inconvénients d'un tel choix. Dans le cas du centre-ouest de la France, un déstratificateur thermique a justement été installé aux confins du Limousin et de l'Angoumois, dans le lac de Mas Chaban. Il pose le problème des relations entre l'aménagement du territoire et la répartition verticale des températures lacustres.

1.4.1.1 - Buts et principes des déstratificateurs

Pourquoi déstratifier ?

A l'échelle mondiale, les déstratificateurs thermiques sont avant tout utilisés pour diminuer les effets de l'eutrophisation dans les lacs, notamment dans le cas où les rejets anthropiques en nutriments sont importants dans le bassin d'alimentation. Détruire la stratification, empêcher qu'un métalimnion ne se mette en place revient à permettre au brassage de s'effectuer. Pour plus de clarté, on peut présenter séparément les deux familles d'avantages qu'on espère d'un mélange général artificiellement provoqué : faire descendre les eaux superficielles vers le fond et faire remonter les eaux profondes vers la surface.

(1) Le premier objectif est d'amener les eaux de surface, riches en oxygène, jusqu'au fond du lac. Les eaux profondes sont ainsi oxygénées directement, « par simple dilution » (Cooke *et al.*, 1993, p. 420, en anglais) avec celles de l'ancien épilimnion. Il faut y ajouter une entrée supplémentaire

d'oxygène, puisque les anciennes eaux hypolimniques, sous-saturées, qui arrivent en surface du fait du brassage, se chargent alors en oxygène atmosphérique.

Parmi les différentes conséquences de cette oxygénation du fond, il est souvent mis en avant que le fer des sédiments reste ainsi à l'état oxydé, dans des conditions telles qu'il fixe le phosphore. Les études récentes montrent cependant que le piégeage du phosphore par les hydroxydes ferriques n'est pas aussi systématique que la théorie traditionnelle le laissait entendre et on découvre des cas de plus en plus nombreux de plans d'eau peu profonds, souvent brassés et profitant de conditions aérobies à l'interface de l'eau et des sédiments, qui, pourtant, sont susceptibles de relarguer du phosphore (Kamp-Nielsen, 1975). Aujourd'hui, d'aucuns vont même jusqu'à préconiser de ne pas détruire la stratification thermique pour minimiser les risques de source interne de phosphore (Osgood & Stiegler, 1990).

Ce contre-pied récent, qui n'est peut-être que local, nuance les rapports entre la remise de nutriments dans le circuit et l'oxygénation du fond. Mais, s'il rend plus complexe les critères de choix d'une lutte contre l'eutrophisation, il ne remet pas en cause l'effet bénéfique de l'oxygénation concernant le combat contre la pollution, par l'intermédiaire de la précipitation et du dépôt des métaux lourds, comme le manganèse.

L'oxygénation du fond permet aussi de favoriser la minéralisation de la matière organique. Cela n'est certes pas forcément favorable à court terme à la quantité de phosphore disponible dans l'eau, puisque le phosphore organique est transformé en phosphore minéral, mais cela préserve les grands cycles biogéochimiques, donc l'équilibre du lac à long terme.

(2) Le deuxième objectif de la déstratification artificielle est de faire remonter les eaux profondes, riches en gaz carbonique, vers la surface, de manière à favoriser la photosynthèse du phytoplancton vert au détriment des Cyanobactéries, moins aptes à absorber le CO₂ (Shapiro, 1973). En outre, indirectement, la diminution du pH des eaux de surface, du fait de l'arrivée des eaux profondes riches en gaz carbonique, va dans le même sens, desservant les algues bleues, plus facilement attaquées par des virus dans ces conditions, et avantageant au contraire les algues vertes (Shapiro, 1984, 1990).

Au-delà de la qualité des eaux, le simple mouvement de remontée, qui l'une des composantes de la destruction de la stabilité de la colonne d'eau, est propice au plancton vert. En effet, ce dernier, surtout quand il s'agit de Diatomées, tombe progressivement, sous son propre poids. La circulation permanente provoquée par un déstratificateur permet à ces algues vertes d'être réintroduites dans la couche euphotique. A l'inverse, les Cyanobactéries, dont on cherche à se débarrasser, sont munies de vacuoles qui leur permettaient de toujours flotter au même niveau quand la stabilité due à la stratification thermique le permettait. Le brassage artificiel dépasse les capacités de ces poches de gaz, si bien que les algues bleues sont transportées à tous les niveaux. Le supportant moins que les Diatomées, ces dernières sont ainsi, proportionnellement, favorisées (Bernhardt, 1967, Reynolds *et al.*, 1987).

Mieux même, l'ensemble de la biomasse algale totale tendrait à diminuer avec la destruction de la stratification thermique (Lorenzen & Mitchell, 1975). Les algues vertes elles-mêmes, bien qu'elles soient avantagées d'une manière relative, se retrouvent, de façon absolue, dans des conditions moins bonnes à leur développement, si le brassage est suffisant pour les amener assez longtemps au-delà de la profondeur critique, en dessous de laquelle la respiration dépasse la photosynthèse. Ce même mélange les fait certes aussi remonter au-dessus de cette limite, mais, au total, la quantité de végétaux aquatiques serait susceptible de diminuer et les effets de l'eutrophisation seraient donc moins visibles.

Dans les lacs angoumois, le problème de l'eutrophisation n'est pas crucial et une lutte acharnée ne s'impose pas forcément à ce sujet, bien que cela ne puisse être que bénéfique et qu'il faille louer la précaution d'avoir installé un équipement de déstratification dans le lac de Mas Chaban. Les

eaux de la Charente supérieure sont de classe 1A à 1B et le lac de Lavaud a des teneurs en phosphates inférieures à 0,2 mg.l⁻¹ (Thybaud, 1997). Une autre question pourrait être celle de l'eau d'irrigation puisée dans l'émissaire, alimentée jusqu'à présent au début de l'été par de l'eau hypolimnique, qui pourrait être jugée trop froide pour les plantes cultivées. La déstratification réchauffe alors les eaux profondes. Cela permettrait surtout à la Charente, si l'hypolimnion disparaissait, d'être bien mieux oxygénée lors du fonctionnement des vannes de fond.

Comment déstratifier ?

Les déstratificateurs artificiels sont utilisés dans les plans d'eau depuis les années 1950 (Cooley & Harris, 1954), bien que des essais aient été effectués dès le début du XX^e siècle (Bulson, 1967, Wilkinson, 1979). Aujourd'hui, il existe deux familles de matériel pour déstratifier l'eau des lacs (Barroin, 1999) : d'une part les systèmes à injection d'air (*air bubbler systems* ou *bubble aerators* d'Imberger & Patterson, 1990, *pneumatic methods* de Henderson-Sellers, 1982) et d'autre part ceux à mélange mécanique (*mechanical mixers*).

Les déstratificateurs à injection d'air sont les plus utilisés (Imberger & Patterson, 1990, p. 441), car ce sont les moins coûteux (Cooke *et al.*, 1993, p. 428). On en trouve, par exemple, en Australie, dans les lacs de barrage de Myponga (Patterson & Imberger, 1989) et de Harding (Imberger & Patterson, 1990), aux Etats-Unis, dans les lacs californiens de Wohlford (Koberg & Ford, 1965) et Caritas (Barroin, 1999), aux Pays-Bas dans le lac Maarsseveen (Knoppert *et al.*, 1970). Le Royaume-Uni compte au total seize lacs traités par des injecteurs d'air (Henderson-Sellers, 1982). Ce sont toujours des plans d'eau de petite taille et le record mondial de dimensions serait détenu par l'Eufaula¹⁵, lac de barrage américain situé dans l'Etat d'Oklahoma, sur un affluent de l'Arkansas, la rivière Canadian.

Le principe de fonctionnement des déstratificateurs à injection d'air réside dans l'introduction de bulles d'air en profondeur. Elles remontent pour venir éclater à la surface, formant un panache (*bubble plume*) ou un rideau de bulles (*bubble curtain*), et, ce faisant, elles entraînent de l'eau dans leur sillage. C'est sur ce principe d'accompagnement de l'air par l'eau lors du mouvement ascendant qu'est fondée l'efficacité du procédé. Le débit doit être dosé. Pour une valeur trop faible, une stratification thermique, certes fragilisée, peut malgré tout se développer. Si le débit est trop élevé, le mélange est tel qu'il risque de mettre les sédiments en suspension et de provoquer une turbidité de l'eau. Pour éviter celle-ci, il est en général recommandé, outre l'attention portée au débit, de ne pas placer le générateur d'air à moins d'un à deux mètres du fond.

Deux types d'injecteurs d'air peuvent être utilisés. Certains diffusent de l'air simple, d'autres de l'air comprimé. Dans le premier cas, l'air sort d'un diffuseur (*diffuser dome*) ou bien d'un tuyau percé de trous (*perforated pipe*). Ce sont les équipements les moins rares, bien que cela ne signifie pas que la technique soit encore parfaitement maîtrisée. La longueur des conduites, le calibrage des trous, le débit en résultant, la localisation de l'équipement sont finalement assez souvent choisis de manière empirique (Davis, 1980), mais Patterson & Imberger (1989) préconisent le couplage d'un modèle de fonctionnement lacustre avec un modèle de fonctionnement du panache de bulles pour affiner les prévisions et conduire à une utilisation optimale de l'instrument.

Dans le cas de l'air comprimé, deux appareils sont disponibles, le canon hydraulique (*bubble gun* ou *aero-hydraulic gun*, Bryan, 1964) et l'*Helixor*. D'abord inventé par les Canadiens pour maintenir une circulation d'eau sous la banquise lacustre (Lackey, 1972), l'*Helixor* a ensuite été utilisé pour combattre la stratification thermique directe, par exemple en Grande-Bretagne et en Afrique du Sud (Henderson-Sellers, 1982). Le panache de plume acquiert une forme vrillée, qui augmente la déstratification.

¹⁵ Malheureusement, les chiffres morphométriques donnés par Barroin (1999, p. 112) sont faux : profondeur moyenne 16,2 m, surface 41 480 ha, volume 703.10⁶ m³, puisqu'ils ne sont pas corrélés entre eux.

Figure 51

Les déstratificateurs à mélange mécanique, quant à eux, agissent en brassant l'eau. Il en existe de deux types. Le premier est formé de grosses hélices qui fonctionnent un peu à la manière d'un ventilateur, mais dans l'eau. Les appareils classiques provoquent un mouvement descendant et doivent donc être placés près de la surface. Le déstratificateur de Garton (*Garton propellor*) est le plus connu de ces instruments et a été mis au point il y a une trentaine d'années (Quintero & Garton, 1973). Il équipe deux lacs de l'Oklahoma, l'Arbuckle et le Ham's. D'autres appareils, moins utilisés, causent des mouvements plus variés, ascendants et obliques (Barroin, 1999). La déstratification n'est pas aussi complète que dans le cas des injecteurs d'air (Henderson-Sellers, 1982) tandis que leur coût est nettement plus élevé.

Le second type de déstratificateur à mélange mécanique est constitué par les systèmes de pompage hydraulique (*hydraulic pumping systems*, Tolland, 1977, Henderson-Sellers, 1982). Les pompes chassent de l'eau épilimnique vers le fond ou, au contraire, de l'eau hypolimnique en direction de la surface. Le pompage hydraulique a surtout été essayé en laboratoire (Dortch, 1979), plus rarement en plan d'eau. Les lacs Vesuvius et Boltz ont cependant profité de cet instrument (Symons *et al.*, 1970).

Question financière mise à part, la question, pour le choix de l'appareil, est de savoir si on préfère détruire la stratification par le bas ou par le haut. Dans le cas d'un fonctionnement en continu, ou avant la mise en place de la stratification, cela importe assez peu. En revanche, si on démarre l'appareil alors qu'une stratification est déjà en place, le problème se pose, tout en obligeant à commencer à bas régime, puis à monter en puissance progressivement, afin de ne pas bouleverser le plan d'eau brutalement. Dans le cas d'un brassage par le bas, choix le plus fréquent, une microstratification superficielle peut se mettre en place, où dans laquelle le phytoplancton trouve des conditions très favorables au développement et la concentration. Cela a été observé dans le lac californien d'El Capitan (Fast, 1973) et cet exemple conduit au problème des effets secondaires.

Les effets secondaires de la déstratification artificielle d'un lac sont importants, puisque le fonctionnement physique du plan d'eau est transformé, donc aussi sa marche chimique et biologique. Des processus se mettent en place, qui agissent et rétroagissent dans le volume lacustre à des échelles de temps parfois différentes. On se contentera d'un exemple. Le brassage emporte vers le bas l'ensemble du plancton. Or le phytoplancton, qui se reproduit le plus vite, réapparaît en surface avant que le zooplancton n'ait pu le faire. Le zooplancton n'étant plus là pour brouter le phytoplancton, celui-ci fait une poussée en surface. Avant que l'ensemble de la biomasse ne retrouve son équilibre, il peut y avoir un développement phytoplanctonique important, qui donne l'illusion qu'on a augmenté l'eutrophisation en voulant la diminuer. Ce problème n'est que temporaire, mais, dans régions où l'été est court, il peut prendre des proportions certaines. Tous les autres effets secondaires sont du même type, réclamant une connaissance géographique du plan d'eau, dans ses échelles spatiales d'étagement, de zonation, de volume, et dans ses échelles temporelles d'inertie, de décalages, de cycles.

Le déstratificateur installé dans le lac de Mas Chaban est du type à injection d'air. Il s'agit d'un déstratificateur *Aqua Technique*, constitué de deux rampes de bullage s'étirant sur 750 m de long dans la partie la plus aval et la plus profonde du lac, qui atteint 20 m. Elles sont ancrées, tout en flottant un peu au-dessus de l'ancien talweg de la Moulde. Un compresseur est installé au nord-est du lac, à côté de la digue en rive droite, et alimente le système en air. Il se met en marche ou bien manuellement ou bien automatiquement. Dans ce dernier cas, le déclenchement se produit de lui-même dès que la différence de température entre les cotes hypsométriques 221 et 211,5 m atteint 2 °C. Cet écart correspond aux thermomètres de la vanne du haut et de celle de fond.

Figure 53

1.4.1.2 - Deux lacs angoumois, Lavaud et son fonctionnement spontané, le Mas-Chaban et son déstratificateur thermique

Mis en eau en 1988 aux confins du Limousin et de l'Angoumois, le lac de Lavaud possède une tranche d'eau d'une quinzaine de mètres, susceptible de connaître une stratification thermique saisonnière. Elle a été vérifiée quand le Conseil Général de la Charente a réalisé pendant trois étés successifs des profils en un point (à la digue), uniquement en journée, au pas de temps d'une fois par semaine en 1995 et 1996 et une fois toutes les deux semaines en 1997. Pour éviter cette stratification dans le lac de Mas Chaban, mis en eau en 2000, il a été décidé de le munir d'un déstratificateur thermique, destiné à rendre homotherme sa tranche d'eau d'une vingtaine de mètres. Les mesures du Conseil Général ont été ici effectuées toutes les semaines du 27 mars au 28 août 2000, en deux points : le premier à la digue, le second à 500 m en amont, c'est-à-dire à 250 m en aval de la terminaison du déstratificateur, dans les deux cas à proximité de l'axe de l'aérateur.

Au Mas Chaban comme à Lavaud, les profils ont été construits grâce à des mesures prises tous les mètres. Nonobstant le problème de données qui concernent en fait des années différentes pour les deux plans d'eau, la comparaison des deux lacs, de morphométrie équivalente (cf. chap. I) et situés dans le même contexte climatique et hydrologique, permet de comprendre le fonctionnement thermique en bloquant une seule variable : la présence ou non d'un déstratificateur.

Les profils thermiques de Lavaud (Thybaud, 1998, Savy, 2000) montrent l'évolution de la stratification, certes laissée libre dans le sens où aucun équipement n'aère l'eau, mais perturbée par la très forte diminution du niveau d'eau tout au long de l'été. Au printemps, quand la tranche d'eau est de 14 à 15 m, le lac commence à se stratifier (**fig. 52**). La plupart des profils présentent une couche de brassage de 3 à 6 m d'épaisseur, surmontant un saut thermique d'une dizaine de mètres se poursuivant jusqu'au fond. Ce saut varie sur de nombreux transects de 0,8 à 1,2 °C, mais tend à s'accroître de mai à juin, en même temps que la température de surface passe de 16-18 °C à 22-24 °C. Ce saut thermique, dont les valeurs sont à la limite de la thermocline, a en 1995, une forme convexe dénotant une amorce de couche de fond, et cette forme s'incurve de plus en plus lors de l'avancée de la saison. En 1996 et 1997, le saut thermique est plus linéaire.

En juillet et août, cependant que la tranche d'eau passe d'une quinzaine à une dizaine de mètres d'épaisseur, la stratification n'est plus contestable quant aux valeurs des gradients thermiques (**fig. 53**). En ce qui concerne l'étagement en soi, sous forme de distinction de masses d'eau et de l'isolement d'une couche de fond, la situation est moins claire.

En 1995, l'étagement est établi. L'épilimnion a une épaisseur de 3 à 4 m, et, à l'intérieur de celui-ci, des thermoclines temporaires de surface peuvent se mettre en place. La température atteint alors une trentaine de degrés, comme le 2 août 1995, puis la thermocline secondaire disparaît par brassage forcé. En dessous de l'épilimnion, un métalimnion assez stable est composé d'une thermocline-mère. Il correspond à un saut thermique qui fait perdre 10 à 12 °C en 2 à 4 m. En dessous, un hypolimnion s'étend jusqu'au fond, sur 7 m d'épaisseur au début de l'été. Mais la baisse du niveau d'eau le réduit au fur et à mesure de l'avancée de la saison. La température de l'hypolimnion a été remarquablement stable à environ 12 °C pendant tout l'été 1995.

En revanche, en juillet et août 1996 et 1997, sous un épilimnion de 3 à 5 m, un saut thermique épais d'une dizaine de mètres conduit jusqu'au fond, sans faiblir de gradient. En 1996, les oscillations de cette thermocline sont importantes, s'opposant aux valeurs stables de 1995. En 1997, la thermocline est plus ou moins fixe durant tout l'été, comme en 1995, et forme incontestablement un métalimnion. Mais il n'atteint pas le fond¹⁶, comme en 1996. Au total, lors des deux dernières années, aucun hypolimnion n'est décelable.

¹⁶ Nous ne nous attachons pas ici à l'étymologie de métalimnion, puisqu'il va jusqu'au fond, mais à la définition de saut thermique à durabilité saisonnière.

Figure 54

En septembre, le niveau peut descendre à seulement 5 m (9 septembre 1997), mais se trouve en général aux alentours de 7 à 8 m. En 1995, l'hypolimnion a été détruit de deux manières. D'abord, en cette fin d'été, l'épilimnion était de plus en plus épais, atteignant 6 m dès le 30 août. Ensuite, le soutirage destiné à soutenir le débit de basses eaux de la Charente se poursuivant, le niveau du plan d'eau ne cessait de baisser, engloutissant d'abord l'hypolimnion, puis le métalimnion. Finalement, le 13 septembre 1995, le lac tout entier se réduisait à un épilimnion, une couche chaude et homotherme, qui atteignait une profondeur de 7 m et une température de 18 °C à la digue. En 1996 et 1997, en l'absence d'hypolimnion, c'est le saut thermique profond qui a été détruit de cette manière, en partie la première année, du fait d'un épilimnion ne s'épaississant pas beaucoup, en totalité la seconde année.

A l'opposé de cette évolution saisonnière du lac de Lavaud, les profils thermiques du Mas Chaban (Savy, 2000) montrent comment un déstratificateur empêche la mise en place d'un étagement thermique et provoque une homothermie permanente. Les profils thermiques sont remarquablement verticaux pendant tout le printemps et tout l'été. Il n'y a aucune stratification ; les gradients sont inférieurs à cinq centièmes de degré par mètre de mars à fin août, sauf lors de deux journées de juin, pendant lesquelles ils sont compris entre cinq et dix centièmes de degré par mètre. Le brassage permanent transfère en profondeur la chaleur gagnée par la radiation tout en homogénéisant la masse d'eau. La température de la tranche se contente donc d'augmenter pendant tout le printemps, mais sans différence de haut en bas. Elle passe de 9 °C à la fin du mois de mars à 15 °C fin avril début mai. Les 20 °C sont dépassés dès la deuxième décennie de juin et la tranche homotherme culmine à 23,6 °C dans la troisième décennie d'août, avant de voir sa température rebaisser en septembre.

Il s'ensuit que l'eau de surface du Mas Chaban est moins chaude que celle de Lavaud pendant tout l'été. La chaleur est en effet répartie dans toute la masse d'eau par le brassage général provoqué par le déstratificateur, au lieu de se concentrer en surface. La différence, manifeste par comparaison avec les étés 1995 à 1997, ne peut cependant pas être quantifiée, puisqu'il n'existe pas de profil en l'an 2000 dans le lac de Lavaud. L'écart est plus grand en profondeur. Pour les trois années connues, l'eau du lac de Lavaud n'a jamais atteint 12 °C à 14 m de profondeur et n'a dépassé 13 °C à 10 m qu'en 1997. En revanche, le 3 juillet 2000, l'eau du Mas Chaban est homotherme à près de 23 °C sur une tranche d'eau de 15 m d'épaisseur. Le 21 août, elle est de 23,5 °C sur une colonne qui a encore 12 m de profondeur. Ainsi, malgré l'absence d'année commune de mesure avec Lavaud, on peut penser que l'eau de fond du lac de Mas Chaban est augmentée d'au moins une dizaine de degrés par l'action du déstratificateur.

L'effet permanent de l'injecteur d'air a même été prouvé par la panne de celui-ci pendant deux journées. Le 24 avril 2000, les conditions atmosphériques n'étaient pas les plus favorables à une forte stratification. L'homothermie se détruisait cependant immédiatement et un écart de 2,1 °C se mit en place entre la surface et le fond. Mais ce fut le 1^{er} mai, pendant lequel le déstratificateur trouva plus décent de s'arrêter de travailler, qui se changea en jour de fête pour la stratification. L'écart entre le sommet et la base de la tranche d'eau atteignit aussitôt 7,9 °C, dont 5 °C pour une thermocline de surface défilant sur les quatre premiers mètres.

Au total, le fonctionnement du lac est donc bouleversé par l'action de l'injecteur d'air. L'homothermie est parfaite pendant toute la saison chaude. Les effets bénéfiques d'oxygénation du fond et du brassage permanent doivent être rappelés ici. En dehors de toute quantification scientifique, nous pouvons témoigner être allé sentir, à la fin du mois de juillet 2000, l'eau de l'émissaire de chacun des deux lacs juste à la sortie du barrage. Celle de la Charente empestait l'œuf pourri caractéristique d'une eau hypolimnique, tandis que le même jour, l'eau de la Moulde était parfaitement inodore. Les effets secondaires ne sont cependant pas absents. Dans le cas du Mas Chaban, il semble que la modification directe majeure réside dans le fort réchauffement des couches profondes, dont les valeurs ont été cités¹⁷.

¹⁷ Il ne nous appartient pas d'en tirer des conclusions biologiques. D'une manière générale, selon Barroin (1999, pp. 111-112), « le plus important effet secondaire indésirable reste cependant l'augmentation de la température des eaux profondes, nuisance qui concerne essentiellement la survie des poissons d'eau froide ».

Figure 55

1.4.2 - Les chaînes de mesures thermiques en continu dans les étangs limousins

Les essais de quantification 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. A propos des étangs, on entend souvent dire que la précarité de la stratification est telle que, tout au plus, un saut thermique peut exister pendant la journée et disparaît la nuit suivante. En Limousin, malgré la grande profondeur des étangs, il est même curieusement avancé que les sauts thermiques sont absents¹⁸. Le sujet méritait donc d'être étudié beaucoup plus en détail, en terme de quantification, de processus, de maniement de plusieurs échelles de temps. Une chaîne de thermomètres enregistreurs, installée dans les plans d'eau de Cieux (2,50 m) et de la Pouge (5,60 m), deux des étangs les plus étendus du Limousin, a permis de connaître, à partir de juillet 1999, la température horaire tous les 20 à 30 cm sur les 2,30 premiers mètres, puis tous les mètres jusqu'au fond.

1.4.2.1 – L'évolution des profils instantanés en saison chaude : stratification, brassage forcé et convection libre dans les étangs limousins

Parmi les milliers de profils thermiques que nous avons mesurés, nous avons sélectionné quelques exemples caractéristiques ont été sélectionnés, qui seront présentés pour leur représentativité.

1.4.2.1.1 - Les demi-cycles diurnes de réchauffement : une stratification peu contrariée par la convection mécanique

Dans l'étang de la Pouge, des thermomètres enregistreurs placés tous les 50 cm de 0,5 m jusqu'à 2 m de profondeur, puis tous les mètres jusqu'à 5 m, permettent l'étude d'une tranche d'eau qui, pour un étang, est épaisse, et se trouve, *a priori*, proche de la totalité d'un épilimnion.

Les profils de l'année 2000 sont verticaux, homothermes, jusqu'à la deuxième décade du mois d'avril. A partir de la troisième décade d'avril, le réchauffement de la journée parvient à stratifier la masse d'eau. Le 1^{er} juin 2000, la succession des profils thermiques est caractéristique d'une journée chaude et calme (**fig. 54**). Tout au long de l'après-midi, la thermocline de surface s'accroît sur le premier mètre cinquante. L'absence du moindre flux d'air permet au profil général d'être concave jusqu'à 4 m, conforme à la pénétration de la radiation solaire. A 19 h, une légère brise provoque un certain brassage forcé très superficiel. L'absence de thermomètre au-dessus de 50 cm de profondeur ne permet pas de l'apprécier pleinement. En dessous de cette couche de brassage, la thermocline est en revanche très clairement exprimée entre 1 m et 1,5 m. Le gradient y atteint alors 6,1 °C par demi-mètre. Ce saut thermique très prononcé conduit, de 150 à 400 cm, à une couche de brassage héritée. Enfin, de 400 cm jusqu'au fond, un dernier saut thermique prend place, avec un gradient de 2,1 °C par 1 m.

En fait, en dessous de 2 m de profondeur, il n'y a aucune variation pendant que la surface se réchauffe. L'épilimnion semble ici se montrer dans sa totalité. Au-dessus de 2 m, le sommet de l'épilimnion subit de fortes variations quotidiennes, faisant alterner la stratification éphémère et la convection mécanique. Entre 2 et 4 m, la base de l'épilimnion correspond à une couche de brassage héritée, lors de journées chaudes et calmes, comme le 1^{er} juin 2000, et à une couche de brassage effective en continuité avec le sommet, lors de journées ventées. En dessous de 4 m, le profil commence à se recourber, stable d'une heure à l'autre (et d'un jour à l'autre : cf. *infra*) et il peut s'agir du tout début du métalimnion.

¹⁸ « 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).

Figure 56

Une focalisation s'impose sur la partie sommitale de la colonne d'eau, pour comprendre le phénomène de la couche de brassage éphémère.

Dans l'étang de Cieux, huit thermomètres sur 2,30 m (dont cinq sur les 90 premiers centimètres) permettent une étude fine de la pellicule d'eau superficielle¹⁹. Les évolutions de profils les plus simples concernent les journées les plus calmes ; les conséquences du réchauffement sont en revanche plus compliquées quand soufflent des flux d'air.

La journée du 22 juillet 2001 est représentative d'une évolution par temps très chaud et parfaitement calme (**fig. 55**). De 9 h à 10 h, les profils convexo-concaves, dus à la couche de brassage superficielle de la nuit précédente, forment le point de départ du demi-cycle diurne de réchauffement. De 11 h à 13 h, le saut thermique de surface se met en place, d'abord sur une tranche de 45 cm (11h), puis de 50 cm (12 h), puis de 60 cm (13 h). Il tronque la couche de brassage superficielle par le haut, ne laissant subsister que la base, héritée, de celle-ci. A 14 h et 15 h, le saut thermique superficiel atteint déjà de fortes valeurs et, continuant de s'épaissir, a presque totalement fait disparaître la couche de brassage héritée. A 16 h, la couche de brassage héritée a été entièrement absorbée par le saut thermique. Celui-ci est de plus en plus prononcé jusqu'à 19 h. A partir de 16 h, les profils sont parfaitement concaves, en accord avec la pénétration de la radiation solaire.

Soulignons l'importance du contraste de densité entre les masses d'eau pour une tranche d'eau si peu épaisse. Le 22 juillet 2001 à 19 h, la température précise à 0,25 m est de 30,96 °C ; elle est de 18,39 °C à 2,20 m. Cela signifie une densité de 995,181 kg.m⁻³ à 25 cm et 998,627 kg.m⁻³ à 220 cm. L'écart, tout à fait considérable, est de 3,446.

Le 24 août 1999, la journée était caniculaire et avec une légère brise intermittente (**fig. 56**). Par rapport au 22 juillet 2001, la tendance à la convexité commence, encore timidement et de manière discontinue, à s'exprimer. Jusqu'à 15 h, le réchauffement s'effectue, comme dans le cas précédent, sans le moindre mouvement d'air déstabilisateur et construit un fort saut thermique de surface jusqu'à 75 cm de profondeur.

Mais, à 16 h, une légère brise a homogénéisé la couche des 55 premiers centimètres. Un saut thermique très prononcé court de 55 à 75 cm et isole une masse d'eau profonde, dont la température ne bougera pratiquement pas jusqu'à la fin de la journée, montrant la stabilité de la barrière thermique. La faiblesse de la convection forcée est telle qu'un nouveau saut thermique superficiel de 20 cm se forme à 17 h. Enfin, après une légère convection mécanique permettant l'agrégation de la thermocline secondaire récemment née, le profil à 18 h est constitué d'une couche de brassage à 29 °C posée sur une masse d'eau à environ 22 °C, avec une thermocline prononcée entre les deux.

Le contraste de densité total est un peu moins fort que celui du 22 juillet 2001. A 18 h, la température précise en surface est de 29,2 °C ; elle est de 20,9 °C à 2,3 m. Cela signifie une densité de 995,790 kg.m⁻³ en surface et 998,106 à 2,30 m. L'écart est de 2,317. Mais, en dessous de la couche de brassage superficielle, le gradient est extrêmement fort. Entre 55 cm (28,1 °C et 996,149 kg.m⁻³) et 75 cm (23,7 °C et 997,427 kg.m⁻³), sur seulement 20 cm, l'écart de densité est de 1,278.

¹⁹ Sauf pour la campagne 2001, où sept thermomètres (de 25 cm à 220 cm) sont utilisés, dont quatre pour les 75 premiers centimètres.

Figure 57

Le 7 juillet 1999, journée ensoleillée mais pendant laquelle le vent se leva, la succession des profils de réchauffement peut être interprétée ainsi (**fig. 57**). Un saut thermique de surface se met en place en fin de matinée dans les 30 premiers centimètres, puis la chaleur se propage sur les 90 premiers centimètres grâce à la convection forcée. Cette diffusion de la chaleur se fait par des saccades de quelques dizaines de minutes chacune. Ce sont des alternances de petits mélanges turbulents verticaux causés par la brise et de réchauffements produits dans le plus grand calme. C'est pourquoi, à 14 h, un saut thermique de surface (0-20 cm) surmonte une couche de brassage héritée (20-55 cm), elle-même superposée à un saut thermique plus ancien (55-75 cm), qui conduit à une toute petite couche de brassage héritée (75-90 cm), laissant enfin la place à une longue décroissance thermique peu accentuée allant jusqu'au fond. Le tout constitue un profil en escalier.

A partir de 15 h, le brassage forcé prend de l'ampleur, propageant la chaleur qui continue d'arriver en surface par radiation jusqu'au fond (de 15 à 19 h, la courbe se déplace nettement vers la droite, y compris jusqu'à 2 m et plus). Cette convection mécanique est si accentuée dans le premier mètre qu'elle forme une remarquable couche homotherme. A 19 h, le profil se résume donc à une couche de brassage de 90 cm d'épaisseur surmontant un saut thermique de gradient régulier (environ $2,5 \text{ }^\circ\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$) se poursuivant jusqu'à 230 cm.

1.4.2.1.2 - Les demi-cycles diurnes de refroidissement : une convection libre limitée

La succession des profils de refroidissement de l'étang de la Pouge du 1^{er} au 2 juin 2000 (**fig. 58**) montre l'action seule de la convection libre jusqu'à 4 h du matin. La nuit est aussi calme que l'était la journée du 1^{er} juin (cf. 1.4.2.1.1), sans brassage forcé. Le refroidissement par convection libre semble cependant avoir du mal à se propager en profondeur et la courbe superficielle, certes tout en se déplaçant logiquement vers la gauche, reste concave. En l'absence de thermomètre au-dessus de 50 cm, on ne peut en dire plus.

A partir de 5 h, une petite convection mécanique répartit en profondeur la chaleur qui était encore présente dans les premiers décimètres et la courbe superficielle redevient convexe. Puis le refroidissement par convection libre se poursuit, parallèlement au nouveau profil, jusqu'à 7 h. Le profil terminal au matin est loin d'être homotherme. La stratification de surface s'est, il est vrai, affaiblie pendant la nuit, mais n'a pas disparu. Quant à la température des trois derniers mètres du profil, elle n'a absolument pas bougé pendant le demi-cycle de refroidissement, comme elle l'avait fait pendant le demi-cycle de réchauffement.

La succession des profils de refroidissement de l'étang de Cieux permet de focaliser sur le sommet de la colonne d'eau. Le refroidissement du 16 au 17 juillet 1999 (**fig. 59**) s'effectue à partir d'une couche de brassage d'1 m d'épaisseur limitée vers le bas par une thermocline. La convection forcée, qui avait été capable de réaliser ce profil pendant la journée, continue d'agir au début de la nuit, emmenant de la chaleur de surface jusqu'à environ 1,8 m de profondeur. Puis, à partir de minuit, les courbes se décalent vers la gauche sur toute leur longueur, cependant que, comme à la Pouge, le rôle de la convection libre ne se manifeste pas par l'annexion à partir du haut de couches de plus en plus profondes. Enfin, au matin, la stratification superficielle s'est certes amenuisée, mais elle n'a pas disparue.

Le refroidissement du 22 au 23 juillet 2001 (**fig. 60**) s'effectue, à la différence du précédent, à partir d'un profil concave. Les modalités d'affaiblissement de la stratification thermique changent au long de la nuit. Elles peuvent, pour simplifier, se répartir en trois groupes. Pendant la première partie de la nuit, le refroidissement s'effectue dans les mêmes conditions de calme que le réchauffement de la journée précédente (cf. 1.4.2.1.1). L'eau de surface perd $3,18 \text{ }^\circ\text{C}$ de 19 h à minuit (heure d'été). Du fait d'un saut thermique très tendu, la convection libre n'a cependant pas homogénéisé plus de 45 cm.

Figure 58

Figure 59

Figure 60

A partir de 1 h du matin, la convection forcée homogénéise les 60 premiers centimètres, puis les 110 premiers centimètres, cependant que le refroidissement de surface, tout en se poursuivant, ne concerne plus que de faibles valeurs. Entre 4 et 5 h, il y a cumul d'un fort refroidissement superficiel et d'une convection mécanique importante.

A partir de 5 h, l'évolution se fait par convection libre. Le brassage forcé n'intervenant plus, les profils changent peu d'une heure à l'autre. Enfin, au matin, la stratification s'est certes amoindrie, mais elle subsiste, grâce à un saut thermique assez important, commençant en dessous en 160 cm.

Ainsi, fût-elle plus ou moins compliquée, tant par l'intervention du vent mélangeant la couche superficielle que par de possibles oscillations de la thermocline, l'évolution des profils de refroidissement des étangs au cours de la nuit ne conduit pas, en général, à la disparition de la stratification thermique, mais seulement à son affaiblissement.

1.4.2.1.3 - Les cycles diurnes : des cycles fréquemment tronqués

La réalité d'un cycle de 24 h cumule en fait refroidissement et réchauffement et il est intéressant de dépasser la succession des profils thermiques. Forel (1895) avait créé les « schémas isothermes », dans lesquels les mois de l'année étaient en abscisses et les profondeurs en ordonnées, tandis que la troisième variable était la température. Webb & Walling (1997) utilisent les « *depth-time diagrams* », où les abscisses représentent les jours d'une saison.

Nos mesures en continu rendent possible la construction de diagrammes où ce sont les heures qui sont en abscisses²⁰. Leur lecture permet de reconnaître, à l'échelle du cycle diurne, les deux états thermiques et les passages qui existent entre eux. L'homothermie se reconnaît à la verticalité des isothermes et la stratification, au contraire, à l'horizontalité. Le processus de mise en place de la stratification se lit par l'obliquité des isothermes descendant vers la droite, tandis que le processus de déstratification correspond à des isothermes remontant vers la droite.

Dans l'étang de Cieux, l'exemple des journées très chaudes du 24 août 1999 (fig. 61) et du 30 mai 2001 (fig. 62) montrent que :

- La stratification d'au-delà d'1,20 m de profondeur n'est absolument pas influencée par le cycle diurne. Les isothermes sont horizontales sur toute leur longueur. Il peut certes exister quelques oscillations internes, comme celles de l'isotherme 21°C le 24 août 1999, mais elle sont sans rapport avec le cycle diurne.
- Le processus de déstratification superficielle se poursuit jusque vers midi, mais il est souvent compliqué, notamment par des inversions de subsurface dans la matinée.
- Le processus de mise en place de la stratification superficielle se fait à partir de 12-13 h et il est brutal. Dans la soirée, l'étagement thermique est très prononcé.

A Cieux comme à la Pougé, il serait possible de présenter des dizaines d'autres profils de ce type, où le refroidissement nocturne n'est pas suffisant pour détruire, par convection libre, la stratification construite lors du réchauffement de la journée. Or la saison concernée est longue et les deux exemples ont été intentionnellement choisis écartés de trois mois. Seul le premier mètre est souvent homotherme, mais dès que les profondeurs sont supérieures, les isothermes tendent vers l'horizontalité, réduisant à l'exception les moments pendant lesquels la tranche d'eau est homogène depuis la surface au fond de l'étang.

²⁰ Nous les nommerons par commodité diagrammes PHT (profondeur, heure, température).

Figure 61

Figure 62

Figure 63

Les étangs limousins étant, à part ceux de la Basse Marche, caractérisés par leur grande profondeur, cette rareté de l'homothermie complète les concerne presque tous. C'est pourquoi il convient de créer une représentation graphique qui dépasse la revue de plus de 700 profils thermiques par mois que nous possédons dans chaque étang, permettant de visualiser rapidement ces moments rares et essentiels pour le fonctionnement trophique que sont les homothermies.

Il est donc nécessaire de croiser l'échelle diurne, qui correspond au réchauffement stratifiant de la journée et au refroidissement déstratifiant de la nuit, avec l'échelle interdiurne, qui procède de la fréquence d'arrivée des homothermies. Il faut en même temps jouer sur les écarts de température entre la surface et telle profondeur, afin de prendre en compte l'épaisseur de la tranche homotherme. Cette étude synoptique est rendue possible grâce à la création d'isoplèthes relatives.

Les blocs-diagrammes hydrothermoisoplèthes instantanés ont déjà été présentés, à travers ce qu'il nous semble être leurs trois principales nouveautés (cf. chap. II). Nous souhaiterions apporter ici un quatrième atout, en transformant les isoplèthes absolues en isoplèthes relatives. Ce sont maintenant les écarts thermiques entre deux profondeurs qui sont représentés en troisième variable. Les écarts nuls, représentatifs de l'homothermie, sont teintés sur nos figures en bleu ou en gris. Cette technique est graphique : elle n'a donc pas pour ambition de prévoir la potentialité de stratification et déstratification (cf. 1.4.2.2) ou de la modéliser, mais de rendre lisible et interprétable le résultat de mesures réelles, pour compter et déterminer la fréquence des homothermies. Elle permet de saisir les rythmes et les modalités des refroidissements.

A la Pouge, les isoplèthes relatives de la différence de température entre la surface et 5 m de profondeur montrent la quasi-inexistence d'homothermie de la tranche d'eau pendant le semestre chaud. En l'an 2000, les homothermies généralisées disparaissent progressivement lors de la deuxième décennie d'avril (**fig. 63**).

Puis, pendant près de trois mois (**fig. 64**), il n'existe pas une seule heure d'homothermie. Il aura fallu le mois de juillet le plus froid depuis 20 ans (données atmosphériques) pour qu'une homothermie complète apparût pendant quelques heures le 12 juillet 2000 et, à la faveur de forts vents, toute la journée du 16. Puis, du 17 juillet jusqu'au 4 septembre 2000, il n'y a pas eu une seule heure d'homothermie de la subsurface au fond.

Autant dire que, si on élimine l'irrégularité interannuelle conférant à l'an 2000 un mois de juillet exceptionnel, le semestre chaud connaît une stratification directe permanente. Il n'y a que des alternances de renforcement et d'affaiblissement de celle-ci, sans jamais conduire à la disparition. Les affaiblissements ont un rythme nettement plus interdiurne que diurne. Les passages dépressionnaires et ventés diminuent les gradients selon des valeurs beaucoup plus importantes que l'arrivée de la nuit.

En année normale, la stratification directe est solidement installée pendant six mois, sans se détruire. Les isoplèthes relatives permettent de le vérifier, sans lire plusieurs milliers de profils un par un. Dans ces conditions, le plan d'eau se rapproche d'un fonctionnement saisonnier, à la limite entre le lac et l'étang, à brassage de fin d'automne et de début de printemps et il conviendra d'en tirer des conclusions quant aux classifications des plans d'eau en fonction de leurs rythmes de brassage (cf. chap. IV).

Cela signifie en outre que la tranche d'eau a tendance à mordre au-delà du seul épilimnion, pour déborder sur un saut durable. L'étude précise d'un étang moins profond permettra de focaliser sur les homothermies les plus superficielles.

Figure 64

Or, dans l'étang de Cieux, les isoplèthes de la différence de température entre la surface et la profondeur de 230 cm en été 1999 (**fig. 65** pour juillet ; août est analogue) montrent que :

(1) Il n'y a pratiquement jamais homothermie complète de la surface jusqu'au fond.

(2) Lors des rares homothermies qui se produisent, cela dure en continu deux ou trois jours de suite. Sur les graphiques, les homothermies sont allongées parallèlement aux ordonnées.

Cette disposition signifie que ce n'est pas le cycle diurne qui commande le brassage. La convection libre due au refroidissement nocturne n'est jamais capable d'homogénéiser la colonne d'eau sur une épaisseur de 2,3 m. Il semble qu'une thermocline temporaire (au sens de Horne & Goldman, 1994, p. 51), plus fragile qu'une thermocline saisonnière, mais plus durable qu'une thermocline diurne, empêche le mélange sur toute la tranche. D'un jour à l'autre, le graphique montre simplement un abaissement d'axe, un col, en fin de nuit en en matinée. Il n'y a qu'un affaiblissement de la stratification thermique et non pas une alternance stratification / homothermie en 24 h.

Bien qu'elle ne soient pas dues au cycle diurne, des homothermies surviennent cependant plusieurs fois au cours de l'été, une fois par décade en moyenne en juillet et en août. La tranche d'eau est ici trop peu épaisse pour connaître, comme à la Pougé, un fonctionnement presque saisonnier. N'étant ni diurne, ni saisonnier, il est interdiurne. Ce sont les variations dépressionnaires, lors de plusieurs journées consécutives couvertes et ventées, qui sont seules capables de mener à l'homothermie de toute la tranche. La convection libre dure alors plusieurs dizaines d'heures et, surtout, elle est renforcée par une importante convection mécanique. Ce fut le cas les 10 et 15 juillet 1999, ainsi que pendant la deuxième décade d'août 1999.

L'étude des thermomètres situés au-dessus de 2 m autorise une meilleure compréhension du phénomène.

Les isoplèthes relatives de 0-180 et 0-125 cm sont assez proches de celles de 0-230 cm, dans le sens où des isthmes empêchent les homothermies de communiquer. Mais, en nombre de jours, ce sont encore les stratifications affaiblies qui dominent à 180 cm (**fig. 66**), alors que ce sont les homothermies matinales qui sont les plus fréquentes à 125 cm (**fig. 67**).

Les isoplèthes de la différence de température entre la surface et la profondeur de 90 cm ne présentent plus qu'un minuscule isthme durant deux matinées (**fig. 68**). Les isoplèthes relatives de 0-75 cm sont les premières (à partir du bas) où une homothermie existe chaque jour (**fig. 69**). Dans la plupart des cas, elle arrive toutes les secondes parties de nuit pour se poursuivre au début de matinée, sauf pendant les quatre journées les plus chaudes du mois, où l'homothermie des 75 premiers centimètres n'arrive qu'au petit matin.

Les isoplèthes relatives de 0-55 et 0-20 cm montrent de longues homothermies. Elles font partie de la couche de mélange permanente. Les isoplèthes relatives de 0-55 cm sont les premières (à partir du bas) qui montrent une prédominance du cycle diurne dans l'évolution thermique (**fig. 70**). Les formes du bloc-diagramme s'allongent plus parallèlement aux abscisses. Cela signifie que, quel que soit le type de temps, c'est avant tout l'alternance du jour et de la nuit, soit la convection libre, qui rythme la mise en place et la destruction de la stratification. Cela ne concerne donc que le premier demi-mètre. Les isoplèthes relatives de 0-20 cm se contentent de souligner en sus les après-midi sans le moindre flux d'air.

L'épaississement de la couche de mélange et l'approfondissement de la thermocline se produisent tous les jours au-delà de 75 cm, presque tous les jours au-delà de 90 cm, souvent au-delà de 125 cm, rarement au-delà de 180 cm. En été, le seuil entre le rythme de brassage cyclique diurne et la cadence acyclique interdiurne se trouve donc aux alentours de 80 cm de profondeur.

Figure 65

Figure 66

Figure 67

Figure 68

Figure 69

Figure 70

Figure 71

Les isoplèthes absolues à 230 cm de profondeur (**fig. 71**) montrent, en tant que telles, combien le fond de l'étang est isolé de la surface pendant presque tout l'été. Les variations intradiurnes y sont pratiquement inexistantes. Quelques variations interdiurnes existent certes, mais elles sont rares, tout à fait amenuisées et décalées.

1.4.2.1.4 - La thermocline des étangs limousins

Sur les milliers de profils estivaux correspondant à nos mesures dans les étangs limousins, les thermoclines sont presque toujours présentes. Dans l'étang de la Pouge, entre 4 et 5 m de profondeur, l'une d'elles semble durable sur les profils successifs et la question mérite d'être posée quant à la possibilité qu'elle soit une thermocline-mère. La plupart des autres se trouvent plus proches de la surface, mais elles durent malgré tout souvent plusieurs jours. Ces thermoclines temporaires, dont on peut suivre l'évolution grâce aux mesures horaires, sont parfois accompagnées d'anomalies thermiques, qui pourraient peut-être trouver une réponse dans l'hypothèse d'ondes internes.

1.4.2.1.4.1 – Un saut thermique prononcé et assez durable

Et si le fond des étangs de 5 à 6 m de profondeur mordait sur un métalimnion ?

La stabilité du saut thermique profond lors de l'étude de profils de l'étang de la Pouge offre la possibilité d'émettre cette hypothèse (cf. 1.4.2.1.1). Pour étudier ce phénomène, il s'agit d'analyser les gradients entre les thermomètres les plus profonds.

Dans ce but, nous avons travaillé nos blocs-diagrammes thermo-isoplèthes dans le sens de la recherche des seuils d'accentuation thermique de la stratification profonde, de type métalimnique. Ainsi, les sauts thermiques de gradient supérieur à $1^{\circ}\text{C} / \text{m}$ ont été passés en rouge. Nous ne cherchons évidemment pas à revenir ainsi à la vieille définition de Birge (1897), mais d'une part les gradients de densité n'ont jamais été définis avec des bornes simples comme les températures²¹, d'autre part il s'agit d'une recherche de représentation graphique, qui possède sur les études statistiques l'avantage de proposer une vue synoptique immédiate mais ne tente pas de rivaliser avec les méthodes de calcul mathématique de stabilité, qui seront abordées plus loin (cf. 1.4.2.2).

Les thermo-isoplèthes relatives de l'écart entre les profondeurs de 400 et 500 cm correspondent au dernier mètre de l'étang. En avril 2000, les forts gradients profonds ne durent que quelques jours à la fin du mois (**fig. 72**) ; il n'y a pas encore de métalimnion, de même que pendant la première semaine de mai (**fig. 73**). Du 6 au 9 mai, la stratification profonde se met progressivement en place et, à partir du 9 mai, il y a à la fois intensité et durabilité du saut thermique entre 4 et 5 m. Pendant la totalité du mois de juin et la première décade de juillet, la stratification subsiste.

Pourtant, cette stratification disparaît brutalement le 11 juillet et cet état dure pendant près de deux semaines, soit beaucoup plus longtemps que l'homothermie de toute la tranche d'eau. Ainsi, lors de ce mois de juillet 2000 particulièrement froid, il existe des stratifications superficielles éphémères, mais la stratification profonde, durable, métalimnique, ne se reconstitue pas pendant 15 jours. Après sa réapparition à la fin du mois de juillet, la stratification profonde reste en place sans jamais disparaître jusqu'à la fin de nos mesures, en septembre.

Ainsi, à part pendant deux semaines de juillet 2000, où des panaches de plongée d'eau froide superficielle jusqu'au fond (cf. inversions thermiques) ont eu raison de la stratification profonde, un gradient de type métalimnique tend à prendre place au fond de l'étang pendant la totalité de la saison chaude.

²¹ Des diagrammes pycno-isoplèthes seraient d'ailleurs tout à fait possible à construire.

Figure 72

Les isoplèthes relatives entre l'antépénultième et l'avant-dernier thermomètre permettent d'affiner l'étude la partie supérieure du métalimnion. Les isoplèthes des gradients entre les profondeurs de 3 et 4 m de profondeur montrent des sauts moins durables. Ainsi, à certaines périodes, le métalimnion déborde vers le haut : du 6 au 20 mai, du 25 au 28 mai, sporadiquement début juin, du 18 juin au 10 juillet et de fin juillet à début septembre sans interruption. Lors de la mise en place définitive de fin juillet, le saut thermique entre 3 et 4 m précède celui de 4-5 m de quelques jours.

C'est donc au printemps que le métalimnion gonfle vers le haut et se rétracte vers le bas alternativement. Une fois durablement installé (la particularité de juillet 2000 ayant compliqué et retardé cette installation), le métalimnion s'étend sur l'ensemble de la tranche de 3 à 5 m. A l'intérieur de celui-ci, le gradient est plus fort entre 4 et 5 m qu'en 3 et 4 m : la première moitié d'août, cœur de l'été et de la stabilité, est remarquable à cet égard.

La tranche entre 3 et 4 m s'apparente à une partie supérieure du métalimnion :

- (1) elle se stratifie et se déstratifie lors de la mise en place printanière
- (2) elle a un gradient souvent plus faible que plus en profondeur.

La tranche entre 4 et 5 m tend à représenter la partie médiane du métalimnion :

- (1) sa stabilité est remarquable en année normale
- (2) elle a un fort gradient et la thermocline y prend place le plus souvent.

Les parties supérieures et inférieures du métalimnion sont cependant compliquées par la présence du fond. La partie inférieure du métalimnion, ni *a fortiori* un quelconque hypolimnion, n'existe dans l'étang de la Pouge.

C'est au-dessus et seulement au-dessus qu'un épilimnion d'environ 3 m d'épaisseur connaît d'assez fréquentes variations. Les thermoclines temporaires y sont légion. Leur variabilité spatiale doit être étudiée dans l'étang de Cieux, où le nombre de thermomètres superficiels permet une analyse plus fine.

1.4.2.1.4.2 – Un saut thermique oscillatoire

Lors des demi-cycles de réchauffement (cf. 1.4.2.1.1), certaines petites anomalies peuvent fréquemment être décelées dans l'étang de Cieux, où la très faible distance entre les thermomètres permet l'étude des variations d'une vingtaine de centimètres. Par exemple, pendant la journée du 24 août 1999 (**fig. 56**), l'eau se réchauffe de 16 à 18 h dans les 50 premiers centimètres, cependant que, à 75 cm de profondeur, elle se réchauffe de 16 à 17 h, mais se refroidit de 17 à 18 h. Il n'est donc pas exclu que la thermocline en question, très prononcée, subisse quelques oscillations. Il s'agirait d'un balancement suivant une seiche interne.

Lors des demi-cycles de refroidissement (cf. 1.4.2.1.2), les anomalies sont plus difficiles à détecter. Certes, de nombreuses évolutions de profils montrent une eau de surface se refroidissant pendant qu'une eau plus profonde se réchauffe (le 16-17 juillet 1999 à Cieux par exemple, **fig. 59**), phénomène qu'il est impossible d'expliquer si la convection libre est le seul processus à l'œuvre. Or la complication vient du fait que la convection forcée peut poursuivre son action tandis que la convection libre a déjà commencé.

Figure 73

Malgré cette possibilité, d'autres hypothèses peuvent être émises :

- des courants latéraux amènent une eau plus chaude à cet endroit
- des ondes internes font osciller les masses d'eau dans le sens vertical. Comme les profils de réchauffement suggéraient aussi cette solution, elle semble plus probable que la première. D'ailleurs, montrés à Ulrich Lemmin (comm. écr., Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 10 mars 2000), nos profils thermiques lui ont tout de suite fait penser à des oscillations de la couche de saut.

Les recherches à mettre en œuvre pour vérifier cette hypothèse seront longues, mais ne manquerons pas d'être fructueuses pour les applications pratiques de notre travail, puisque les différents niveaux de prise d'eau alimentant l'émissaire pourront être affectés par ces fluctuations verticales de la barrière thermique. Quatre directions de recherche méritent d'être conjointement développées :

- Des campagnes bathymétriques très fines, afin de calculer les périodes de seiches dues à l'entrée en résonance dans la cuvette. L'un des étudiants dont nous dirigeons les recherches travaille à la construction de cartes bathymétriques et d'indices morphométriques dans les étangs concernés depuis deux ans (Graffouillère, 2000, 2001).

- La pose de plusieurs chaînes de bouées par étang, permettant de suivre les oscillations. Les thermomètres posés dans les trois dimensions autoriseront l'étude réelle, et non déduite, des balancements de la thermocline (cf. 3).

- la programmation des thermomètres à des pas de temps très courts sur des périodes définies de quelques jours (en plus des appareils travaillant sur le long terme, qu'il ne s'agit pas de déranger). Michel Poulin (Ecole des Mines de Fontainebleau, comm. or. à Clermont-Ferrand le 18 juillet 2000) nous a conseillé de faire fonctionner les enregistreurs à un pas de temps de quelques minutes pour mieux cerner ces oscillations manifestes.

- La mise au point d'une méthode automatique de calcul de la localisation très précise de la thermocline, qui autorisera le traitement des milliers de profils et la quantification des oscillations.

Il nous intéresse de développer plus particulièrement les deux derniers points. Concernant les cadences de mesure très rapprochées, une bouée a été posée dans l'étang de Cieux, bardée de thermomètres enregistrant une température par minute. L'appareil situé à 90 cm profondeur ayant connu un problème de fixation au dernier moment, il fallut se contenter de douze thermomètres situés à 25, 45, 60, 75, 110, 130, 150, 170, 190, 220, 250 et 310 cm, le dernier au contact avec le fond.

L'ensemble ayant fonctionné du 14 août 2001 à 11 h au 15 août 2001 à 16 h 59 min, la période concernée se trouva être une journée calme, chaude et ensoleillée, suivie d'une seconde journée, marquée par un temps de plus en plus lourd. Les données s'arrêtèrent une heure avant que n'éclatât brutalement le terrible orage de 18 h, qui fit un mort dans la banlieue de Limoges et causa des dégâts considérables, avec des vents atteignant 122 km/h.

Figure 74

Les 21 600 données sont en cours de traitement. Mais il est déjà possible de constater l'importance de la stratification, l'absence d'inversion thermique et l'inexistence apparente d'un rythme régulier de variations profondes pouvant laisser penser à des ondes internes (fig. 74). C'est surtout le cycle diurne, régulier et s'écrasant au fur et à mesure que la profondeur augmente, qui est visible. Quand il se produit une variation acyclique, elle se retrouve en général au même moment à toutes les profondeurs, mais son intensité décroît en direction du fond, comme le 14 août vers 18 heures.

Mais il existe aussi des oscillations thermiques décalées dans le temps, le retard se produisant étonnamment du fond vers la surface, de même que l'amenuisement de l'intensité, allant jusqu'à la disparition dans les 50 cm sommitaux, comme le phénomène qu'il est possible de suivre du 14 août à 21 h au 15 août à 1 h. Un traitement plus fin s'impose autant que le fait de reposer la bouée pour une nouvelle campagne de 30 heures. Une autre méthode doit aussi être proposée.

Concernant la détermination précise de la thermocline, il convient de remonter aux travaux des Danois Brönsted et Wesenberg-Lund (1911). Ceux-ci avaient proposé la formule mathématique dt/dm (avec m : profondeur, et t : température) pour localiser, en théorie, le point recherché (cf. 1.1.3.2.1).

La mise en application qu'ils en donnaient était celle de l'exemple du 12 septembre 1906 dans le lac Fure. A la lecture de leur tableau 2 p. 263, on constate que les auteurs prenaient $dm = 1$ m, soit le plus petit intervalle de mesure qu'ils possédaient. Là où leur pas de mesure était de 5 m, ils divisaient la différence de température par 5. Cela signifie que leur courbe n'était pas lissée. Entre deux mesures, le segment était considéré comme linéaire. Comme il n'y avait ni extrapolation ni mesure en continu, leur résultat n'était en fait pas un point, mais un intervalle. Dans leur exemple, ils écrivaient d'ailleurs que la thermocline se trouvait entre 18 et 19 m.

Nous avons donc essayé de mettre au point une méthode pratique pour la détermination rapide et précise de la thermocline.

Le problème de la gestion d'une énorme quantité de données, qui s'est posé tout au long de ce travail, a été particulièrement prononcé dans le cas de la détermination de la thermocline. La méthode a d'abord été mise au point sur un « petit » fichier, correspondant à la campagne de mesures de juillet et août 1999 dans l'étang de Cieux. Huit thermomètres échelonnés sur une même verticale ont pris la température toutes les heures du 6 juillet à 13 heures au 29 août à 10 heures, soit pendant 1 294 heures de suite.

Un Système de Gestion de Base de Données (*Mapinfo*) permet de classer les 10 352 températures. Il est nécessaire de grouper les mesures par profil (c'est-à-dire par heure), alors que les données brutes ont été prises par thermomètre.

Il s'agit ensuite de résoudre concomitamment la recherche des points-clefs de chaque profil thermique et de multiplier automatiquement celle-ci par toutes les heures. Le premier problème concerne les températures et les profondeurs, le second le temps. Il y a ainsi, au total, trois variables. Les traiter en même temps réclame donc la constitution d'un Modèle Numérique de Terrain, effectué sous le logiciel *Surfer*.

Figure 75

Les profondeurs ont été assimilées à l'axe des x, les heures à l'axe des y et les températures à l'axe des z. Le « relief » ainsi obtenu est celui d'une succession de profils thermiques dans le temps. Pourtant, les trois variables constituent un cas particulier différent d'une topographie classique. En effet, ici, leur association demande à être partielle, puisqu'elle exige une interpolation des températures entre les points de profondeur, mais une indépendance entre les heures. De très nombreux essais de différentes méthodes d'interpolation ont été réalisés, conservant ou non les points initiaux mesurés comme fixes. Il a finalement été préféré les courbes les plus lissées entre les profondeurs, mais les plus indépendantes entre les heures²².

L'interpolation et le lissage conduisent à l'obtention d'une donnée tous les centimètres, sur une profondeur de 2,30 m. On se retrouve ainsi à la tête de 297 620 températures. On demande ensuite au logiciel de calculer la dérivée en chaque point. Comme il s'agit d'un MNT, elle pourrait l'être dans n'importe quelle direction et, en morphométrie, l'intérêt vient souvent du sens de la plus grande pente. Cette sélection de l'orientation coïncide avec la notion de dérivée directionnelle de Schwartz. Ici, il convient de poursuivre la logique du profil indépendant en choisissant l'orientation Est.

La matrice est finalement constituée de cinq colonnes : numéro du profil (heures cumulées), profondeur, température, dérivée première, dérivée seconde. Cette grille comportant déjà un million et demi de données (et le fichier de la bouée de l'été 1999 à Cieux est le plus petit de tous nos fichiers), il a été décidé de pas l'alourdir par l'ajout de colonnes de dates. C'est pourquoi nous nous référons au fichier initial pour trouver l'équivalent de telle heure cumulée (1 = 6/7/1999 à 13 h et ainsi de suite).

Dans un profil thermique classique convexo-concave (cf. chap. III 1.1.3.2 et 1.2.3), la thermocline se trouve au point d'inflexion de la courbe et les deux bornes du métalimnion (en cas de stabilité saisonnière) aux plans supérieurs et inférieurs de la courbure maximale (convexe au-dessus de la thermocline, concave en dessous). Ce sont trois limites correspondant à des valeurs-seuils des dérivées. Notons qu'un quatrième cas se distingue aussi nettement par cette méthode, celui des anomalies thermiques. En effet, maintes courbes sont poikilothermiques pour seulement un ou deux dixièmes de degré, surtout, d'ailleurs, du fait de l'interpolation elle-même.

L'utilisation de la dérivée directionnelle se distingue quelque peu de celle de la dérivée fonctionnelle. Le calcul se fait seulement par rapport aux points voisins, et non sur l'ensemble de la fonction. Ce sont donc des valeurs relatives qui se suivent, sur lesquelles les seuils de 0 et 1 n'ont pas la même signification que dans le cas d'une dérivée fonctionnelle. L'emploi de la dérivée seconde s'impose alors dans certains cas, quand les valeurs de la dérivée première, puisqu'elles ne sont pas absolues, n'ont pas de signification directe.

Quoi qu'il en soit, l'important, pour notre propos, est l'utilisation pratique qu'on fait de la dérivée directionnelle. La dérivée première permet de repérer directement les inversions de température et la thermocline, tandis qu'il faut faire appel à la dérivée seconde pour déceler les bornes supérieure et inférieure du métalimnion.

²² Pour conserver à chaque profil ses courbures les plus marquées, c'est la méthode du krigeage (*kriging*) qui a été retenue. Le pas d'interpolation s'est fait sur 23 données pour 2,30 m, soit une par décimètre sur l'axe des abscisses. A l'inverse, pour assurer l'indépendance entre les profils, ceux-ci ont été numérotés 10, 20, 30, etc., et non 1, 2, 3, etc. Une « distance » importante existe donc entre eux (en ordonnées), beaucoup plus grande qu'entre les données des profondeurs (en abscisses). Pour accentuer cette indépendance entre les profils, il a été utilisé, dans les options du krigeage, le modèle de variogramme linéaire, avec, pour l'anisotropie, un ratio de 100 et un angle de 0° (soit vers l'Est, parallèlement aux abscisses). L'interpolation, ainsi très allongée en direction des profondeurs, n'est donc pas tentée de se servir des profils voisins. Dans une seconde étape, afin de rendre les profils moins heurtés, un lissage est effectué en faisant subir à la grille précédente un *spline smooth*. Si aucun nœud supplémentaire n'est donné en ligne (pour conserver la logique de l'indépendance entre les profils), 18 nœuds sont en revanche ajoutés en colonne, soit 9 de part et d'autre de chacun des 23 décimètres. Le lissage s'opère ainsi finalement tous les centimètres.

Figure 76

Normalement, la fonction est décroissante, étant donné que la température diminue quand la profondeur augmente. Cela signifie que la dérivée est partout négative. Seuls les petits segments de stratification inverse présentent une dérivée positive. En effet, la fonction est croissante sur ces intervalles, puisque la température augmente et la profondeur aussi. La dérivée s'annule donc pour passer de l'un à l'autre de ces tronçons de courbe poikilothermique et c'est ainsi que se reconnaissent les anomalies thermiques.

La thermocline, endroit où la décroissance de la température en fonction de la profondeur est la plus forte, correspond à la dérivée connaissant en valeur absolue les plus fortes valeurs. Celles-ci se situent à l'intérieur d'un ensemble négatif. Bref, la thermocline se trouve au point de la valeur la plus basse de la dérivée première.

Quant aux plans de courbure maximale, ils correspondent aux endroits où la variation de la variation de la pente thermique est la plus forte. Ce sont les deux points de plus forte valeur absolue (l'un dans les négatifs, l'autre dans les positifs) de la dérivée seconde. Ces deux nouveaux seuils donnent les deux bornes métalimniques (en cas de stabilité saisonnière).

L'exemple de la soirée du 24 août 1999, pendant laquelle la stratification thermique était prononcée, montre l'intérêt de la méthode. Le profil thermique à 18 h, accompagné des profils des dérivées directionnelles première et seconde, permet d'observer visuellement la coïncidence entre la thermocline et la plus faible valeur de la dérivée première. Celle-ci se trouve à l'intérieur d'un métastagnion²³, dont la borne supérieure correspond avec la plus faible valeur de la dérivée seconde et la borne inférieure avec la valeur la plus élevée de cette même dérivée (**fig. 75**). Deux heures avant, la situation était un peu plus complexe, avec une très légère inversion thermique. Cette anomalie est soulignée par la courbe de la dérivée première, qui passe dans les valeurs positives (**fig. 76**).

Il suffit de trier la grille d'interpolation par valeurs ascendantes ou descendantes, pour trouver les valeurs exactes. A 200 m en amont de la digue, au centre de l'étang de Cieux, le 24 août 1999 à 18 h, la thermocline se trouvait à 62 cm de profondeur, située à l'intérieur d'un métastagnion compris entre 46 et 70 cm.

La question se pose de la validité d'une telle précision, vu qu'une partie de la méthode est fondée sur l'interpolation. Or la même procédure menée à 19 h donne les résultats suivants. La thermocline se trouvait à 62 cm, sise à l'intérieur d'un métastagnion compris entre 46 et 69 cm. Etant donné que la méthode sert en fait à déceler les fluctuations du saut thermique, ce genre de vérification ne peut être fait qu'à des moments de forte stabilité de la stratification, mais, ces périodes-là montrent justement que la précision n'est pas loin d'être parfaite.

Au-delà de l'exploitation de cette méthode pour une heure donnée, son principal intérêt vient en effet du suivi qu'elle autorise. Si l'on considère la dérivée première comme le témoin de la thermocline, l'évolution de celle-là en fonction du temps et de la profondeur est représentative de la marche de celle-ci (**fig. 77**).

²³ Il ne s'agit pas d'un métalimnion, puisqu'il n'a pas de valeur saisonnière. L'ensemble se trouve dans un épilimnion, auquel est réduit l'étang dans sa totalité. La thermocline temporaire est cependant encadrée par deux courbures inverses qui ont la même forme qu'un métalimnion, sans en connaître la durée. Il ne semble pas non plus judicieux de parler de couche de saut, puisque les limites ne sont pas désignées empiriquement, mais mathématiquement (cf. 1.1.3.2.1). Pour ne pas alourdir le texte de longues périphrases, nous ne pouvons que nous résoudre à désigner ce phénomène, qui se produit dans les étangs et n'avait jamais été étudié, par un néologisme, peut-être malvenu, celui de métastagnion, sorte de métalimnion temporaire d'étang situé à de faibles profondeurs.

Figure 77

Dans l'étang de Cieux, la marche de la dérivée lors de la journée du 24 août 1999 peut se diviser en deux grandes périodes, la limite se trouvant entre 12 et 13 h. Jusqu'à midi, la dérivée a des valeurs proches de zéro à toutes les profondeurs (relief plat du bloc-diagramme). Cela signifie qu'il n'y a aucun saut thermique fortement marqué, mais une décroissance très lente de la température avec la profondeur, qui, en première approximation, confine à l'homothermie.

Dans le détail, cependant, cette première moitié de journée montre une ligne de valeurs relativement basses, plus négatives que les autres, se tenant la plupart du temps vers 160 cm, qui représentent la couche de saut profonde et durable. Celle-ci subit une oscillation, la faisant remonter d'environ un demi-mètre entre 3 et 5 h, avant qu'elle ne redescende à sa profondeur initiale. Au-dessus de ce saut thermique profond, une alternance de petites couches de brassage héritées (reconnaissables aux collines de valeurs proches de zéro de la dérivée) et de petits sauts thermiques (se distinguant aux légères dépressions) se manifeste de manière plus ou moins complexe.

Après midi, une seconde grande période s'installe, visuellement marquée par le fait qu'une vallée s'encaisse fortement à l'intérieur du plateau. Il s'agit d'un saut thermique très prononcé, correspondant à des valeurs fortement négatives de la dérivée. La stratification affaiblie de la première moitié de journée a laissé la place à un étagement thermique très marqué.

Dans le détail, cependant, plusieurs groupes d'heures se distinguent. Entre 14 et 15 h, des valeurs de dérivée nettement négatives apparaissent, tout en s'étalant sur une large fourchette de profondeur allant de la surface à plus d'un demi-mètre. Il s'agit d'un saut thermique, de pente linéaire (d'où la dérivée régulière d'une profondeur à l'autre), dû à une forte insolation sans la moindre brise.

A partir de 16 h, les valeurs de dérivée très négatives se rétrécissent en une étroite vallée. Il y a donc un profil thermique convexo-concave bien formé (avec une couche de brassage superficielle et une couche profonde momentanément isolée) et c'est la succession du point d'inflexion de cette courbe dans le temps et la profondeur que représente le talweg. Cette thermocline se trouve précisément à 61 cm à 16 h, 80 cm à 17 h, 62 cm à 18 h, 62 cm à 19 h, 44 cm à 20 h, 38 cm à 21 h et 39 cm à 22 h. L'oscillation de la thermocline à 17 h se voit par le petit méandre, puis la remontée progressive de la thermocline vers la surface d'heure en heure se distingue par la longue courbure de la vallée sur sa gauche.

En dessous, le saut thermique profond n'a pas disparu, confirmant son caractère durable, mais la dépression est bien peu marquée par rapport à la vallée encaissée. Ce saut thermique secondaire continue en outre à souffrir des oscillations.

Le suivi de la dérivée seconde donne des renseignements supplémentaires. Pour souligner plus clairement des variations somme toute assez fines, nous avons focalisé sur les seules heures de 14 h à 22 h, quand la stratification thermique est forte (**fig. 78**). Ce qui ressort le plus de la représentation de la dérivée seconde se trouve être la délimitation des couches de saut. Outre le saut thermique profond, qui montre ici toute sa complexité, l'important se trouve être la détermination des bornes du métastagnion. La vallée des valeurs les plus négatives de la dérivée seconde exprime le maximum de courbure de la convexité, c'est-à-dire la limite supérieure du métastagnion. La ligne de crête des valeurs élevées évoque les plus fortes courbures de la concavité, soit la frontière inférieure du même métastagnion.

Il est même possible, par la dérivée seconde, de quantifier la tension, plus ou moins marquée, des bornes du métastagnion. Les points les plus bas du talweg montrent les moments pendant lesquels la limite est la plus nette entre la couche de brassage de surface et le saut thermique, tandis que les seuils de la vallée reflètent les moments de flou, pendant lesquels la couche de mélange superficielle passe progressivement, par une convexité peu tendue, au métastagnion. Quant à la ligne de crête, elle voit elle aussi se succéder des pics de fort contraste entre le saut thermique principal et la couche profonde et des enlèvements d'évolution assez douce à la base du métastagnion.

Figure 78

En revanche, la thermocline ne se voit pas dans le relief de la dérivée seconde (**fig. 78**), alors qu'elle s'observait facilement dans celui de la dérivée première (**fig. 77**). Puisqu'elle correspond à l'annulation de la dérivée seconde, elle se situe au milieu du versant. C'est pourquoi, afin de la rendre visible, nous avons souligné en rouge les valeurs de dérivée seconde égales à zéro (**fig. 78**). Le liséré pourpre permet ainsi de suivre l'oscillation de la thermocline vers 17 h, puis sa lente remontée vers la surface de 18 à 22 h.

Mais, surtout, par rapport au graphique de la dérivée première, il est ici possible d'étudier l'évolution de la thermocline à l'intérieur du métastagnion. Ainsi, à la lecture de la **figure 78**, il est patent que les bornes du métastagnion suivent les mêmes oscillations que la thermocline, l'ensemble balançant, puis se déplaçant vers la surface.

Un très fort grossissement graphique sur le métastagnion (**fig. 79**) permet de confirmer précisément que c'est la totalité du système qui oscille. Autrement dit, l'épaisseur du métastagnion ne varie absolument pas. En revanche, la position de la thermocline à l'intérieur de celui-ci est moins régulière.

Le premier point est le plus frappant. Sur huit heures, la tranche du métastagnion est rigoureusement égale, à un centimètre près. Entre les points de courbure maximale, la distance est de 23 cm à 15 h, 23 cm à 16 h, 23 cm à 17 h, 24 cm à 18 h, 23 cm à 19 h, 46 cm à 20 h, 24 cm à 21 h et 24 cm à 22 h. La seule exception est donc celle de 20 h, dont on voit sur le graphique qu'elle est due au retard de l'oscillation de la borne inférieure du métastagnion, qui rattrape ensuite le mouvement.

La position de la thermocline à l'intérieur du métastagnion est presque médiane, légèrement décalée vers le bas (**fig. 79**). De 15 h à 22 h, si l'on considère que l'épaisseur du métastagnion fait 100 %, la thermocline se trouve en moyenne à une distance de 45 % de la borne inférieure et 55 % de la borne supérieure. C'est à 15 h, au tout début de la stratification, qu'elle se situe le plus proche de la borne supérieure, mais le saut thermique superficiel y est alors si régulier (**fig. 77 et 78**) que ce profil n'est pas représentatif d'une stratification établie.

Au-delà de la journée particulière du 24 août 1999, pendant laquelle la méthode a été détaillée lors d'une stratification prononcée, il convient de rassembler plusieurs des procédés présentés, afin de tenter de généraliser le comportement de l'étagement thermique des étangs.

1.4.2.2 – Une quantification moyenne de la stabilité de stratification thermique des étangs limousins

Les différences instantanées de température et densité entre les masses d'eau des étangs limousins peuvent être considérables (cf. 1.4.2.1.1), mais il est intéressant de prendre du recul avec l'étude de la stabilité moyenne.

C'est par des diagrammes PHT que nous avons choisi d'exprimer le cycle diurne moyen mensuel (dans le sens du cycle diurne moyen permettant de calculer l'amplitude diurne périodique des climatologues) rapporté aux profondeurs. Ils seront précisés par des calculs effectués par l'intermédiaire de la méthode des dérivées directionnelles de la température fonction de la profondeur.

Dans un étang de plus de 5 m de profondeur, les diagrammes PHT moyens confirment le rôle pratiquement inexistant des variations diurnes pendant le semestre chaud. Dès le mois de mai (**fig. 80**), les isothermes sont remarquablement horizontales à quelque heure que ce soit et seul le sommet de la tranche d'eau subit quelques variations. Les diagrammes moyens de la partie superficielle, moins réguliers, sont plus précis dans l'étang de Cieux.

Figure 80

Figure 81

Il convient de présenter de manière plus détaillée le diagramme PHT bimensuel (**fig. 81**), où chaque heure est une moyenne de 55 jours (du 6 juillet au 29 août 1999). L'évolution diurne estivale moyenne de la tranche d'eau y est très claire, surtout si on croise l'interprétation du graphique avec les gradients chiffrés. De la surface jusqu'au fond (0 à 230 cm), le gradient thermique moyen estival est de $0,90\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$. 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.

Sur les 55 premiers centimètres, le gradient moyen estival est de $0,60\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$, moyenne beaucoup plus faible. Le DPHT montre en effet que, sur le premier demi mètre, il y a alternance à l'échelle diurne entre le brassage et la thermocline superficielle journalière. De 23 h à midi, il y a tendance à l'homothermie, cependant que celle-ci n'est vraiment systématique (influençant donc les moyennes) qu'entre minuit et 4 h du matin. Une complication de subsurface apparaît entre 6 et 11 h.

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. 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 $1,03\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$. 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 $1^{\circ}/\text{m}$. 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 $1\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$. 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. En comparaison de l'étang de la Pougé, plus profond, il n'y a, ici, 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. 82**). 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 (23 h solaire), à 146 cm.

Figure 82

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.

Les cycles diurnes moyens mensuels ou bimensuels des étangs limousins étudiés montrent ainsi les stratifications thermiques précédemment décrites. Comme elles sont, eu égard à l'image classique des étangs, assez durables, il est nécessaire de passer des gradients de température à ceux de densité, pour quantifier leur stabilité. Puisque ce sont des étangs très étendus, où la course du vent est nettement plus longue que sur des plans d'eau moyens, les résultats mériteront réflexion quant à leur généralisation aux autres étangs limousins, pour autant qu'on considère comme analogue ou comparable le flux thermique par unité de surface.

Dans les étangs les plus profonds, comme celui de la Pouge, les calculs qui impliquent une simplification en structure bicouche ne sont pas adaptés à la thermocline-mère. En effet, celle-ci se trouve, qui plus est sans doute tronquée, tout à fait au fond de l'étang, si bien qu'il n'existe pas d'hypolimnion. Devant ce gradient de densité incomplet, il vaut mieux s'en tenir au strict caractère thermique.

En revanche, à l'intérieur de l'épilimnion, le nombre de Wedderburn (cf. 1.3.2) est susceptible d'être un indicateur de la stabilité des thermoclines temporaires superficielles. Mais, quitte à n'étudier que la partie supérieure de la tranche d'eau, il vaut mieux appliquer prioritairement les calculs à l'étang de Cieux, où la densité des thermomètres, plus forte qu'à la Pouge, permet de moyennier la température des couches de brassage en utilisant des bornes plus précises.

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. L'objectif principal de notre recherche se trouve dans cette seconde manière d'aborder W , puisque nous souhaitons travailler ici avant tout sur des moyennes, pour prévoir la stabilité générale des étangs limousins pendant la saison estivale (cf. *supra* pour les profils instantanés et les représentations graphiques de fréquence des homothermies).

Figure 83

Dans le moins profond des deux grands étangs étudiés, sur un fond de 2,30 m, les thermoclines sont temporaires et la question se pose du degré de stabilité de cette stratification estivale, dont on a vu sur les profils et les isoplèthes qu'elle durait en général plusieurs jours d'affilée. Au droit de la plaine centrale de l'étang de Cieux, la valeur maximale de course du vent atteint 800 m, dans le cas le plus favorable qui est celui d'un vent de nord-est. Avant de l'appliquer sur les moyennes et travailler en hydroclimatologie, la méthode peut être détaillée par un exemple instantané, hydrométéorologique.

Dans l'étang de Cieux, le 24 août 1999, à 18 h (heure d'été), les valeurs sont les suivantes :

Température de la couche supérieure : 29,2 °C

Température de la couche inférieure : 20,9 °C

Nous effectuons tous les calculs de densité avec la formule de Markofsky & Harleman (1971) (cf. 1.1.1), donc :

Densité de la couche supérieure (ρ) : 995,78968 kg / m³

Densité de la couche inférieure ($\rho + \Delta\rho$) : 998,10641 kg / m³

Ecart de densité entre les deux couches ($\Delta\rho$) : 2,3167257 kg / m³

Accélération de la pesanteur (g) : 9,81 m / s²

Accélération de la pesanteur, réduite au saut de densité à travers la base de la thermocline ($g' = g \Delta\rho / \rho$) : 0,0228231 m / s².

Epaisseur de la couche de mélange (h) : 0,65 m

Course du vent (L) : 800 m au maximum (direction 37°), 200 m pour un flux dominant de sud-ouest

Coefficient de frottement (c) : $1,3 \cdot 10^{-3}$

Vitesse de cisaillement caractéristique (u_*) : $1,3 \cdot 10^{-3} u$ (en m / s).

Nous assimilons la vitesse du vent (u) à l'inconnue et donnons au contraire au nombre de Wedderburn (W) une valeur chiffrée, en l'occurrence celle de 1 (seuil de d'instabilité).

La formule devient alors :

$$u_* = \sqrt{(g' h^2 / L)}$$

Il suffit de diviser par $1,3 \cdot 10^{-3}$ pour obtenir la vitesse du vent.

Dans la soirée du 24 août 1999, pour déstratifier la colonne d'eau au-dessus de la plaine centrale de l'étang de Cieux, il aurait fallu un vent d'au moins 2,67 m / s (9,6 km / h) précisément dans la direction la plus favorable à la course du vent la plus longue, ou un vent du sud-ouest d'au moins 5,34 m / s (19,2 km / h). Or, à 16 h (heure solaire, donnée Météofrance, station de Limoges), le vent était de sud-ouest (220°), à 4 m / s, et la stratification n'a pas été détruite (W=1,8).

Figure 84

Selon le même principe, nous avons traité les moyennes bimensuelles (6 juillet au 29 août 1999) de l'étang de Cieux. 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. 83**.

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 déstratifier 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. L'ordre de grandeur de ces valeurs coïncide assez bien avec la fréquence des homothermies de nos thermo-isoplèthes relatives.

Ainsi, les étangs limousins sont en général fortement stratifiés en été ; cet étagement, assez stable, est rarement dérangé. Cette barrière thermique doit avoir des conséquences importantes sur l'oxygénation des plans d'eau.

1.4.3 – Les mesures oxymétriques ponctuelles dans les étangs limousins

Les profils oxymétriques réalisés en période de forte stratification thermique directe dans les étangs limousins montrent de très forts gradients entre la surface et le fond, reflet de la stabilité de l'étagement des masses d'eau. Par exemple, les mesures du 27 juillet 2001 ont été réalisées dans le Grand Etang de Cieux après plusieurs jours de fortes chaleurs. A 17 h (heure d'été), le profil thermique montre une stratification prononcée, avec une température de surface à 29,5 °C et une température à 2,70 m de 19,0 °C (**fig. 84**).

Il a été montré précédemment que ce genre de stratification ne disparaissait pas lors des refroidissements nocturnes. La brise moyenne mesurée était alors de 0,7 m/s, elle aussi très insuffisante pour déstabiliser cet étagement thermique. La barrière est telle que la désoxygénation du fond est remarquable.

Le profil oxymétrique est celui d'un plan d'eau à très forte production phytoplanctonique en surface. Culminant à 585 % tout à fait au sommet de la colonne d'eau, la saturation relative dépasse ou approche les 500 % sur les 140 premiers centimètres. Deux maxima oxymétriques subsuperficiels apparaissent, à 80 et 120 cm de profondeur. Ce dernier est le maximum principal en saturation absolue (46,0 mg/l) mais secondaire en saturation relative (559 %) du fait d'une température plus basse qu'en surface. Si l'on en croit le profil thermique, ce pic oxymétrique se trouve au niveau d'une couche de brassage héritée.

L'oxycline se situe entre 1,40 et 1,80 m, mais la saturation relative reste supérieure à 100 % jusqu'à 2,20 m de profondeur. Sur le dernier demi-mètre, la désoxygénation est prononcée. A 2,70 m, soit 5 cm au-dessus du fond, la saturation absolue tombe à 0,34 mg/l, moins de 4 % de saturation relative. La barrière thermique, prononcée et stable, empêche le renouvellement de l'oxygène en profondeur, où il est consommé par la respiration. Vu les très faibles teneurs à proximité du fond, l'activité bactérienne et la minéralisation du sédiment doivent être avancées.

L'étang de Cieux est un plan d'eau à déversoir de surface, qui fournit à son émissaire, en été, une eau chaude mais très oxygénée. Les équipements par moine, fortement conseillés en Limousin, si jamais ils devaient se généraliser, provoqueraient, dans ce cas, une sortie d'eau certes plus fraîche, mais totalement désoxygénée. Or l'étang de Cieux est loin d'être le plus profond.

En outre, sur d'autres étangs de profondeur analogue mais de superficie plus réduite, l'annulation de la stratification pourrait être plus rare, car la course du vent est réduite et s'accompagne donc d'une diminution de la capacité de destruction. Cependant, cette même course réduite provoque sans doute aussi une couche de brassage superficielle moins épaisse, donc opposant moins de résistance à la destruction d'une thermocline plus superficielle. On voit combien la répartition des températures et de l'oxygène dissous dans le sens vertical dépend aussi des dimensions horizontales, c'est-à-dire de la superficie des plans d'eau.

2 – LA TEMPERATURE ET LA SUPERFICIE DES PLANS D’EAU

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 scientifiques²⁴.

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 la prise d’eau et pourront être différentes des qualités physiques moyennes du plan d’eau. La question est importante en Limousin, où, les plans d’eau étant artificiels, l’emplacement de la prise d’eau alimentant l’émissaire est souvent discuté, parfois modifié, déplacé, voire multiplié²⁵.

2.1 – Les contrastes de température de surface

Beaucoup de 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.

2.1.1 – Les contrastes thermiques entre les littoraux et le plein lac

A notre connaissance, le seul ouvrage consacré en grande partie à la répartition géographique des températures superficielles lacustres et leur régionalisation est celui du Soviétique Rossolimo (1957). Son idée principale est celle de la distribution concentrique des isothermes, surtout manifeste pendant la saison chaude. Le centre du lac est alors la partie la plus fraîche et la température croît progressivement en direction des littoraux. C’est le concept de ceinture (*polosa*, *полоса*) thermique. 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 baine répond plus vite aux sollicitations thermiques, en liaison avec la faible profondeur.

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.

²⁴ « 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).

²⁵ Par exemple, la Vézère sort de l’étang des Oussines par deux déversoirs de surface distincts.

Figure 85

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. Il donna à ce phénomène le nom de « barre thermique » (Forel, articles de 1880 à 1892, résumés en 1895, pp. 376-380).

« 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).

Les pays où la prise en glace des lacs est systématique se sont largement intéressés au phénomène de la barre thermique, qui arrive alors aux saisons intermédiaires. Les Russes ont beaucoup écrit à ce sujet. Le géographe A.I. Tikhomirov étudia ainsi très tôt le « *termobar* » sur le Ladoga (Lesnenko, 1989, p. 75). Galazij (1988, pp. 81-82) résume les connaissances quant à la barre thermique dans le Baïkal. Les Roumains ont fait des recherches approfondies sur la « *bara termică* » du lac Izvoru Muntelui-Bicaz (Gâștescu & Driga, 1983). Quant à l'Américain Farrow (1995), il a récemment proposé un modèle mathématique pour prévoir les mouvements d'eau dus à la barre thermique.

En saison chaude, à l'intérieur d'une stratification qui est directe sur l'ensemble du plan d'eau, des différences parfois considérables peuvent 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 protégées par des flèches littorales (les *sory*), le contraste peut dépasser 15 °C.

2.1.2 – Les contrastes thermiques entre les différents littoraux

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.

2.1.2.1 – Les littoraux deltaïques

Les littoraux deltaïques forment un cas particulier, de combat et de mélange entre les eaux fluviales et lacustres. Les différences de densité, où le degré de chaleur joue un rôle majeur, déterminent l'étage du lac où aboutira la masse d'eau du cours d'eau, de l'étalement superficiel à la coulée sur le fond, en passant par les niveaux intermédiaires (Wetzel, 1983, p. 126). Concernant l'écoulement sur le fond, la bataillière, c'est-à-dire la plongée des eaux du Rhône valaisan dans le Léman au début de l'été, avait déjà été expliquée par Forel (1892b) comme due à la basse température du fleuve alimenté par la fonte des glaciers, outre sa charge importante. Le phénomène fut aussi observé dès le XIX^e siècle à l'entrée du Rhin dans le Bodan (lac de Constance). Collet (1925) montra sa fréquence dans les lacs alpins au début de la saison chaude.

Tous les autres cas de figure sont cependant possibles. Depuis les travaux de Wunderlich dans les années 1960 et 1970, 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 par l'entrée d'un affluent : c'est le nombre de Froude (Wetzel, 1983, p. 125, Salençon & Thébault, 1997, p. 48).

Figure 86

2.1.2.2 - 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. 1.2.3.2). 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). 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).

2.1.2.3 – 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).

Le talus sous-lacustre et ses processus thermiques particuliers font la transition avec le large.

2.1.3 – 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).

Dans le Baïkal, où la taille du lac et son extension justement dans le sens nord-sud donnent au phénomène une ampleur inégalée, le gradient latitudinal des températures superficielles dépasse 6 °C en juin. Les géographes russes l'ont cartographié sous forme de moyennes (Geografičeskij Fakul'tet, 1962, carte simplifiée par Touchart, 1994, p. 124). Les valeurs sont assez fortes peu avant la prise en glace automnale et peu après la débâcle printanière.

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 est remarquable à cet égard (Geografičeskij Fakul'tet, 1962, Touchart, 1994, p.126).

2.2 – Zonation thermique et oxymétrie des lacs et étangs limousins

Dans le lac de Lavaud, seules des températures littorales de surface ont été prises. En été, des écarts peuvent atteindre 4 °C entre les différentes rives. Un de nos étudiants a corrélé ces dissymétries avec les directions des vents. Les températures les plus fortes sont systématiquement mesurées sur le littoral au vent, celui qui est opposé à la direction d'origine du flux d'air (Thybaud, 1997, pp. 67-70). Bien que ces mesures n'aient pas été accompagnées de prises verticales sur la tranche d'eau, il est probable qu'il s'agisse d'un épaissement de l'épilimnion sur la côte au vent et d'un amenuisement avec courant de remontée sur le littoral sous le vent.

Figure 87

Dans le lac de Mas Chaban, seuls des profils au centre de la digue ont été réalisés. En ce point, ils montrent combien le déstratificateur réussit à provoquer l'homothermie. Cependant, l'équipement est installé sur 750 m de long, alors que le lac s'étire sur plusieurs kilomètres, et dans l'axe de l'ancienne vallée, tandis que le plan d'eau s'étale sur plusieurs centaines de mètres de largeur. Il s'impose, à terme, de mesurer les températures dans la dimension horizontale et d'étudier l'effet du déstratificateur sur le fonctionnement complet du lac (Savy, thèse de doctorat en cours).

Dans les étangs, où la superficie est plus réduite, il a été possible de cartographier les températures de surface de l'ensemble du plan d'eau. L'étang de la Pouge a été étudié en hiver, lors des grands froids de janvier 1998, alors que le nord du plan d'eau était gelé. La campagne de mesures manuelles a été faite le 28 janvier 1998, 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, qui atteignait 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 (**fig. 85**) 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.

Toujours est-il qu'une barre thermique existait 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 était 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 commençait à se produire. Peut-être que la prise d'eau profonde alimentant l'émissaire provoquait des mouvements, des mélanges avec l'eau de fond, plus chaude.

En été, 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. La température de l'air était de 32 °C et le vent soufflait du nord au sud. La carte des températures de l'eau de surface instantanées (**fig. 86**) montre avant tout une décroissance très nette du nord au sud.

Manifestement, le vent du nord, assez fort, 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. 86**). 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.

Quelques phénomènes secondaires peuvent être aussi tirés de cette carte, comme le fait qu'à son entrée dans l'étang, l'eau de la Vayres semble déportée vers l'est, sur sa droite. D'autre part, 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.

Cela prouve combien l'étude de la répartition horizontale des températures ne doit pas être négligée. Car, ce jour-là, toutes les conditions semblaient réunies pour confirmer ce qu'on entend partout dire en Limousin : « en été, l'eau des étangs réchauffe celle des cours d'eau ». Il s'agissait en effet du douzième jour de canicule, l'étang de Rochechouart est entièrement au soleil et l'eau sort par un déversoir de surface. Or, en amont de l'étang, l'eau de la Vayres était à 30,3 °C et, à la sortie, elle n'était plus qu'à 25,4 °C. Cette chute considérable est due au fonctionnement interne de l'étang, à sa stratification isolant de l'eau plus fraîche en profondeur et à la destruction opportune de cette stratification précisément à l'endroit du déversoir de surface.

Bref, l'importance de l'étude des températures en plan réside bel et bien dans la répartition horizontale des profils verticaux.

Les qualités physiques de l'eau des étangs sont donc beaucoup moins homogènes qu'il n'est trop souvent dit. Or ce qui est vrai de la température l'est aussi de l'oxygène dissous. La campagne effectuée dans le Grand Etang de Cieux le 13 juillet 2001 est à cet égard particulièrement intéressante. En effet, lors de cette journée, le temps couvert, pluvieux et venté a réalisé une certaine homogénéité thermique, non seulement dans l'espace, d'un bout à l'autre de la baie, mais aussi dans le temps, du matin jusqu'au soir, à 20,8 °C en surface, plus ou moins quelques dixièmes. La variable thermique étant bloquée, les valeurs d'oxygène dissous dans l'eau de surface sont avant tout expliquées par des causes biologiques, qui sous-tendent elles-mêmes des facteurs hydrodynamiques et morphologiques.

La prise de 150 mesures d'oxygène dissous dans l'eau de surface de la baie de Pranaud a permis de dresser une carte de répartition de cet élément, sous forme d'isolignes (**fig. 87**). Pour couvrir les quatre hectares et référencer les points au centimètre près le long de câbles gradués, il a fallu environ une dizaine d'heures, si bien que près de la moitié du cycle diurne avait eu le temps de s'effectuer. Il faudrait ainsi s'attendre à ce que les valeurs de la fin d'après-midi fussent plus élevées que celles prises le matin, selon l'évolution classique due à l'activité photosynthétique. Or, lors de cette campagne, les mesures ont été prises du large vers le fond de la baie, révélant une diminution des teneurs en oxygène dissous. Il est donc probable que le sens des mesures ait affaibli le gradient allant du sud-est vers le nord-ouest. Des données synchrones auraient sans doute offert des écarts spatiaux encore plus grands. L'important est que le temps assez long des mesures ne doive pas remettre en cause l'interprétation des dissymétries et des gradients géographiques, dont l'importance se manifeste sur cette carte.

La première différence spatiale est celle allant du large, au sud-est, vers le fond de baie, au nord-ouest. Il est possible qu'à l'entrée de la baie de Pranaud, en cette période de grande abondance de phytoplancton, l'influence du large soit prépondérante. La photosynthèse y prédomine. Au fur et à mesure qu'on s'avance dans la baie, le phytoplancton, qui a tendance à généralement éviter le littoral (Angéli *et al.*, 1995, p. 439), doit rejeter moins d'oxygène.

C'est tout à fait au fond de la baie, à proximité du delta du ruisseau de Pranaud, que les valeurs d'oxygène dissous sont les plus basses. En ce début d'été, quand le phytoplancton est très abondant, les valeurs d'oxygène dissous sont beaucoup plus élevées dans la couche superficielle des plans d'eau que dans les cours d'eau. Le ruisseau apporte une eau pauvre en oxygène, qui se retrouve sur tout le front deltaïque.

L'autre grande dissymétrie spatiale, pratiquement perpendiculaire à la première, est celle opposant le sud-ouest au nord-est. Le littoral abrité montre les plus fortes valeurs de toute la campagne, tandis que les teneurs sont au contraire les plus faibles de toute la baie sur le littoral au vent, presque du même ordre que devant le delta. D'une extrémité à l'autre, des écarts supérieurs à 7 mg/l ont été mesurés, sur des transects effectués en 30 à 45 minutes. Devant l'ampleur de ce contraste géographique, plusieurs hypothèses peuvent être avancées.

D'abord, l'opposition géomorphologique et biogéographique est assez marquée entre les littoraux sud-ouest et nord-est. Le premier, malgré sa pente assez forte, est recouvert de sédiments fins et laisse pousser des macrophytes. Celles-ci sont susceptibles de dégager de grandes quantités d'oxygène pendant la journée. Le littoral nord-est, en revanche, moins déclive, est constitué d'une granulométrie grossière et se trouve en grande partie à nu.

Ce seul contraste littoral n'est cependant pas un facteur explicatif suffisant, le gradient se suivant de manière sensible tout au long de la traversée de la baie. On peut ajouter ici l'hypothèse de l'effet hydrodynamique. Pour une période estivale, le temps était venté, avec des pointes de 5,5 m.s⁻¹. Or le flux venait du sud-ouest. L'oxygène s'est trouvé être d'autant plus abondant qu'on était sous le vent et d'autant plus faible que la côte au vent s'approchait. Il est possible que les espèces

phytoplanctoniques profondes, remontant par upwelling, aient dominé, le minimum au vent s'expliquant à l'inverse par le peu d'organismes flotteurs poussés au vent.

Au-delà de ces deux gradients géographiques majeurs, de fond et d'entrée de baie d'une part, de littoral au vent et sous le vent d'autre part, une complication secondaire apparaît sur la carte 87. Il s'agit d'une dorsale de fortes valeurs d'oxygène dissous se trouvant à environ 50 m en avant du fond de baie. Il est vrai qu'il s'agit de deux transects effectués en fin d'après-midi, au moment du maximum théorique moyen du cycle diurne, avant la retombée vespérale. Mais il est possible que d'autres causes s'ajoutent à ce cadre de mesures, purement technique, notamment une divergence de courants, entre une cellule de baie et une autre due à l'affluent, qui provoquerait un flux de remontée.

En conclusion, les différences horizontales de température et d'oxygène dissous peuvent être importantes, non seulement en lac, mais même en étang. Elles sont en partie liées aux différences verticales, dans un cadre hydrodynamique global, qui conduit à envisager le problème dans les trois dimensions.

3 – LA TEMPERATURE ET LE VOLUME DES PLANS D'EAU LIMOUSINS

La mesure des températures en continu à la fois en plan et en profondeur permettrait l'étude totale du plan d'eau, dans ses trois dimensions, dans son volume. On ne peut aller plus loin, puisque toutes les échelles temporelles et spatiales seraient prises en compte. Cela permettrait une vraie mesure des calories emmagasinées et restituées (et non des extrapolations faites avec un seul profil)²⁶, une modélisation pour d'autres plans d'eau et cela autoriserait d'aller très au-delà de l'étude thermique, expliquant le fonctionnement général du plan d'eau et donnant la clef de certains phénomènes, comme les ondes internes.

Nous avons prévu de prendre un étang témoin pour réaliser ces mesures, en posant plusieurs chaînes thermiques. Cependant, cette recherche réclame un nombre de thermomètres enregistreurs particulièrement élevé. Nous n'avons pas, en l'état actuel, les moyens de truffier un étang, et encore moins un lac, d'instruments, à moins d'enlever tous ceux que nous utilisons habituellement pour les affecter à ce seul usage. Il s'agit d'une piste de recherche.

²⁶ Les extrapolations faites à partir d'un seul profil sont systématiquement proposées par les manuels de limnologie pour calculer le stock thermique d'un lac, par exemple par Robert Ragotzkie. La dimension horizontale n'est ainsi jamais prise en compte par les mesures : elle est toujours supposée homogène, la seule concession faite étant que sa taille serve à pondérer la répartition verticale des températures. « A première vue, on pourrait penser que la réserve de chaleur d'un lac peut être obtenue simplement à la lecture d'un profil thermique vertical, en intégrant la température sur toute la tranche d'eau. Mais, puisque le fond de tout lac descend en direction du point le plus profond, la superficie des différentes couches d'un lac décroît avec l'accroissement de la profondeur. Pour contourner cette difficulté, on calcule habituellement un « lac unitaire », en utilisant la courbe hypsométrique du lac. De la sorte, chaque couche est pondérée par sa superficie relative, la couche de surface représentant l'unité. A partir de ces facteurs pondérés, la chaleur totale contenue dans chaque couche successive peut être obtenue en multipliant la température moyenne de la couche par la superficie relative de chacune d'entre elles. » (Ragotzkie, 1978, pp. 1-2, en anglais). Dans l'un de ses premiers articles concernant la température de l'eau, Forel (1880a) proposait déjà une méthode analogue pour calculer « la balance thermique du lac Léman en 1879 » (p. 513).

Conclusion du chapitre III

Dans les plans d'eau, la pénétration uniquement superficielle des radiations thermiques et la très grande faiblesse du transfert conductif conduisent à l'impossibilité pour la chaleur de se propager largement dans la tranche d'eau. 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. Dans les lacs, la normalité est donc la superposition de deux masses d'eau de température et de densité différentes : c'est l'état de stratification thermique.

Les lacs angoumois et limousins étant artificiels, l'émissaire est fréquemment alimenté d'eau hypolimnique. La désoxygénation estivale des couches profondes, qui donnent naissance à l'effluent, n'est pas à exclure. Un déstratificateur thermique a été installé dans le lac du Mas Chaban.

Les étangs sont des lacs tronqués, en général réduits à l'épilimnion. Cependant, à l'intérieur même de cette couche de brassage, il existe des stratifications et des sauts thermiques, très nets sur les profils issus de nos mesures en continu. Certains gradients dépassent les 12°C par mètre. La proposition de la méthode des hydro-thermo-isoplèthes relatives entre deux profondeurs permet d'avancer que les thermoclines superficielles semblent disparaître chaque nuit dans les quatre-vingts premiers centimètres ou le premier mètre. Au bout de plusieurs jours, de manière irrégulière, le refroidissement nocturne et surtout la convection mécanique peuvent conduire à l'homothermie de la tranche d'eau des trois à quatre premiers mètres.

Il semble que les étangs profonds du Limousin, au-delà de 3 à 4 m, puissent déborder sur le métalimnion. C'est que la faible superficie ne permet qu'une course du vent réduite et un brassage forcé très peu important, construisant ainsi un épilimnion peu épais, qui laisse une thermocline-mère commencer de se développer au fond des étangs les plus profonds. L'utilisation du nombre de Wedderburn a permis de montrer que la stabilité de la stratification des étangs limousins pouvait être forte. Cela pose la question du comportement de ces sortes d'étangs-lacs.

Dans certains plans d'eau étudiés, notamment l'étang de Cieux, le phénomène est sans doute compliqué par de possibles oscillations de la thermocline. Quelques pistes pour une méthode de traitement de l'évolution de la profondeur de la thermocline ont été lancées, fondées sur le calcul des dérivées directionnelles des profils thermiques.

La zonation horizontale est liée à l'étagement vertical, un même plan d'eau pouvant simultanément présenter une stratification, ici épaisse, là réduite et fragile. Même dans un étang de petite taille, comme celui de Rochechouart, les gradients thermiques horizontaux peuvent être particulièrement importants, lors de conditions favorables, très chaudes et ventées. En fonction de la localisation du déversoir, les conséquences sur l'émissaire peuvent être essentielles.

En l'absence de la possibilité franche d'étudier les températures en continu dans les trois dimensions spatiales d'un plan d'eau, le problème des rythmes de la stratification thermique reste le plus important. Le début de détermination des seuils de profondeurs où l'on passe de l'épilimnion au métalimnion dans les plans d'eau limousins doit être replacé dans un cadre plus large, celui des typologies de micticité. Les rythmes temporels de brassage, si importants pour le fonctionnement des lacs et des étangs, doivent être le fondement du classement des différents plans d'eau. L'appartenance d'un étang à tel ou tel groupe doit pouvoir être un élément de réflexion pour le choix de l'équipement de la sortie d'eau au niveau de la digue.

Chapitre IV

LA TYPOLOGIE DES PLANS D'EAU EN FONCTION DE LEUR THERMO-MICTICITE

« Autour des mares stagnantes et des sources limpides, dans les bruyères comme au bord des fontaines ombragées dans les chemins creux, sous les vieux saules comme dans la plaine brûlée de soleil, on entend, durant la nuit, le battoir précipité et le clapotement furieux des lavandières fantastiques ».

George Sand, « Les Laveuses de nuit ou Lavandières », *Légendes Rustiques*.

CHAPITRE IV :

LA TYPOLOGIE DES PLANS D'EAU EN FONCTION DE LEUR THERMO-MICTICITE

Les typologies constituent l'une des recherches les plus fructueuses en limnologie et sans doute celle susceptible d'être le plus enrichie par la contribution des géographes. Plusieurs raisons concordent au besoin toujours croissant de classifications en limnologie. Selon Bovykin & Rumâncev (1993, p. 15), la première tient au fait que c'est désormais le milieu écologique, dans toute sa complexité, que les limnologues cherchent à appréhender, y compris dans sa composante sociale et économique. Face à des exigences parfois contradictoires, devant des conflits, potentiels ou avérés, les géographes sont certainement parmi les mieux placés, grâce aux typologies qu'ils proposent, appuyées sur des critères rigoureux et complets, pour aider les décideurs à trouver le consensus nécessaire à la meilleure gestion des plans d'eau.

La deuxième raison tient à la croissance exponentielle des données concernant les lacs, non seulement mesurées, mais aussi extrapolées ou issues de modèles mathématiques. Une telle masse de matériaux disponibles pour la recherche scientifique rend indispensable un tri et une hiérarchisation de ceux-ci, afin de rendre plus pertinente, voire, simplement, possible, leur utilisation. Ces mesures étant, en outre, plus précises que jadis, les classifications doivent être affinées et même, pour certaines, renouvelées.

Ajoutons que toutes les zones sont désormais étudiées avec des moyens performants, y compris tropicale et polaire, élargissant ainsi la palette à considérer et favorisant les comparaisons, donc les regroupements et les subdivisions.

En fait, comme le font remarquer Smirnova *et al.* (1990), la plupart des travaux limnologiques utilisent des classifications, car les auteurs éprouvent le besoin de généraliser leurs mesures ou leurs calculs. Beaucoup plus rares sont les études dont l'objet même se révèle être le perfectionnement ou la construction d'une typologie. Dans ce cas, deux étapes se succèdent (Voronin, 1985), d'une part la création des classes, d'autre part le fait d'introduire chaque lac dans tel ou tel type. Selon les critères et les plans d'eau choisis, la classification aura une portée mondiale ou régionale.

S'il a été précédemment réfléchi à une nouvelle typologie des lacs de la planète en fonction de leur origine et de leur morphologie (Touchart, 2000a), il est ici préféré, concernant la température et le mélange des lacs, une proposition régionale. La particularité des « étangs-lacs » limousins offre cependant une opportunité à saisir de quelque généralisation.

La micticité est le rythme des brassages d'un plan d'eau, dans le sens de la fréquence et du moment d'arrivée des homothermies de la colonne d'eau. Depuis plus d'un siècle, la distinction des lacs en fonction de leur température et de leur brassage est l'une des grandes affaires de la limnologie, puisque l'oxygénation, les échanges gazeux et de nutriments, bref la vie du lac, dépendent de ce phénomène. Les principales discussions récentes, à l'échelle mondiale, ayant porté sur la profondeur des plans d'eau concernés, le Limousin est susceptible de représenter un espace de choix pour l'étude de ces rythmes temporels, grâce à l'existence de nombreux étangs très profonds, qui se trouvent justement au niveau du passage de l'étang au lac, de la stratification saisonnière à la stratification diurne.

L'intérêt réside dans la détermination des seuils qui séparent les différents rythmes de brassage. Ces profondeurs-clefs sont indispensables à connaître pour définir le niveau des vannes de sortie d'eau et choisir en connaissance de cause d'équiper ou non les étangs avec des moines plutôt qu'avec des déversoirs de surface. L'abondance des données issues des mesures en continu effectuées en Limousin depuis 1997 doit permettre d'asseoir la validité d'une éventuelle typologie.

1 – LA CLASSIFICATION REINE DE LA LIMNOLOGIE

De toutes les typologies concernant les plans d'eau, celles qui ont le plus fait couler d'encre, pris des années aux plus grands limnologues et été les plus amendées sont sans conteste celles fondées sur le rythme du brassage, c'est-à-dire la micticité, bien plus que celles de l'origine de la cuvette ou encore de l'eutrophisation, pourtant très étudiées. C'est que le fonctionnement du lac dans tous les domaines dépend directement des brefs épisodes de brassage.

1.1 – De la typologie universelle aux deux classifications juxtaposées

La situation normale d'un lac étant d'être thermiquement stratifié, les courts moments de mélange, pendant lesquels l'oxygène, le gaz carbonique, ou encore les nutriments sont susceptibles d'être diffusés à travers toute la colonne d'eau, revêtent une importance primordiale pour le fonctionnement des lacs. Les typologies des plans d'eau se sont donc toujours fondées sur les critères suivants : le nombre de brassages et leur date d'arrivée, l'épaisseur d'eau concernée par le brassage, la cause du brassage ou de l'absence de brassage.

1.1.1 – La typologie de Forel et son évolution

La plus ancienne typologie thermique des lacs fut celle de François-Alphonse Forel, fondée sur le rythme saisonnier des processus de stratification et d'uniformisation. L'inventeur de la limnologie créait pour l'occasion les termes désignant les trois types de lac, « polaire, tempéré et tropical », dans un court article de 1892.

« *Lacs de type polaire* restant toujours au-dessous de 4°, présentant toujours la stratification inverse, ayant la phase de stratification en automne et en hiver, la phase d'uniformisation au printemps et en été.

Lacs de type tempéré tantôt au-dessus, tantôt au-dessous de 4° avec alternance de stratification directe et inverse. Phase de stratification directe en été, phase d'uniformisation en automne, phase de stratification inverse en hiver, phase d'uniformisation au printemps.

Lacs de type tropical, restant toujours au-dessus de 4° avec stratification directe constante. Phase de stratification au printemps et en été, phase d'uniformisation en automne et en hiver ». (Forel, 1892, p. 6).

Quelques années plus tard, dans un long chapitre du deuxième tome de sa magistrale monographie du Léman, le savant vaudois donna une définition légèrement différente.

« 1° Lacs de *type tropical*, dont les couches profondes varient à partir et au-dessus de la température du maximum de densité de l'eau, 4°.

2° Lacs de *type tempéré*, dont les couches profondes varient soit au-dessous soit au-dessus de 4°.

3° Lacs de *type polaire*, dont les couches profondes varient à partir et au-dessous de 4° » (Forel, 1895, p. 302).

La subtilité résidait dans l'imprécision de 1892, qu'on pouvait assimiler à la tranche d'eau, alors qu'en 1895, il était indiqué clairement que la définition s'appuyait sur l'eau de fond.

« Le type thermique exprime donc la nature des variations de température des couches profondes du lac » (ibid.).

C'était donc au large, au droit des plus grandes profondeurs, qu'on classait un lac et Forel, qui raisonnait à partir du Léman, envisageait des lacs possédant une tranche d'eau suffisamment épaisse. Cela permettait aussi de souligner qu'il ne fallait pas s'attacher aux variations superficielles littorales dans cette typologie.

Quand l'Américain Whipple (1898) annonça avoir créé une autre classification, il cita Forel et ses températures profondes, mais dit construire, quant à lui, trois types, polaires, tempérés et tropicaux, fondés sur les températures de surface.

« Dans les lacs de type polaire, la température de surface ne dépasse jamais celle du maximum de densité ; dans les lacs de type tropical, elle ne passe jamais en dessous de ce point ; dans les lacs de type tempéré, elle est tantôt en dessous tantôt au-dessus » (Whipple, 1898, p. 29, en anglais).

L'argument était spécieux, puisque, tant qu'on se trouve au-dessus de grandes profondeurs, la considération de l'eau de fond, de celle de surface ou de toute la tranche ne change rien. Quand on a affaire à un plan d'eau de faible profondeur, la température de fond peut évidemment s'éloigner largement de 4°C tout en étant en situation de stratification, mais là n'était pas le sens de « à partir de » employé par Forel, qui savait bien cela (cf. chap. 3). Si ce raisonnement captieux était sans doute destiné en partie à se démarquer, il allait en revanche permettre d'introduire une discussion beaucoup plus importante, concernant les relations entre la profondeur et la typologie thermique (cf. *infra*).

Sans faire part de la nuance précédente, c'est la définition historique de Forel (1895) qui, afin d'introduire le chapitre traitant des lacs holomictiques (cf. *infra*), est invariablement reproduite dans les manuels de limnologie, par exemple Hutchinson (1957, p. 437).

Mais elle omet curieusement d'autres passages du même auteur, notamment une phrase essentielle : « l'eau salée se distingue de l'eau douce en ce qu'elle n'a pas de maximum de densité au-dessus de la température de 0°. Les lacs d'eau salée (lacs sans émissaire) auront donc un type thermique qui sera analogue à celui de nos lacs tropicaux » (Forel, 1895, p. 301).

Elargissant ainsi au-delà du seuil de 4 °C, qui ne s'applique qu'aux plans d'eau douce, le savant vaudois embrassait tous les lacs de la planète : les lacs tropicaux étaient, en temps normal, stratifiés directement, les lacs polaires stratifiés inversement, les lacs tempérés connaissant chaque année une alternance entre stratification directe et inverse.

Fort de cette universalisation, Forel (1895, p. 305) pouvait conclure : « ces trois types généraux comprennent toutes les possibilités au point de vue de la stratification thermique ».

La subtilité de la définition résidait dans le fait qu'elle s'appuyait plus sur la tendance au processus d'uniformisation thermique que sur l'homothermie atteinte et sa conséquence, la possibilité de brassage. En ce sens, c'était une typologie vraiment thermique, et non thermo-mictique comme les suivantes. La plupart des auteurs passèrent cependant outre cette nuance, les Américains assimilant la stratification à la période de « stagnation » et l'uniformisation à la « circulation », dite aussi déversement (« *overturning* » de Whipple, 1898, p. 27).

Il y avait néanmoins dans la typologie de Forel un problème bien plus important et il était double. D'abord, les rythmes prévus par le professeur vaudois n'étaient que saisonniers. Ils excluaient d'autres cycles ou une absence de cycle. Ensuite, l'inclusion des lacs salés dans les lacs tropicaux n'était pas fautive quant à la seule possibilité de stratification directe qu'ils connaissent, du moins au-delà d'une salinité de 24,5 grammes par litre. Mais elle devenait erronée quant à la tendance à l'uniformisation et, surtout, ne prenait pas en compte l'inaccessibilité d'homothermie complète et de brassage général.

La typologie de Forel a cependant été reprise telle quelle jusqu'au milieu des années 1930 par tous les grands limnologues de l'époque, Richter (1897) en Autriche, Delebecque (1898) en France, Halbfass (1923) en Allemagne, Collet (1925) en Suisse, etc. En Russie, A.I. Vojeïkov, qui avait travaillé sur les températures du Baïkal (Vojeïkov, 1899), s'occupa ensuite de caractériser en détail la famille des lacs polaires de Forel (Vojeïkov, 1903). Aux Etats-Unis, Whipple (1898) proposait une autre classification ... tout en gardant la même (cf. 1.2.1.2).

1.1.2 – Les lacs à brassage partiel et à brassage complet

Les premiers limnologues avaient réfléchi au rythme de l'homothermie pour les lacs d'eau douce, où cette uniformisation peut concerner toute la tranche d'eau. Ils avaient en outre, depuis Delebecque, pris des profils thermiques dans des lacs toujours stratifiés, pour des raisons de salinité, mais les considéraient comme marginaux et ne cherchaient pas à les faire entrer dans une classification générale. Ils connaissaient enfin les lacs salés, mais de manière théorique, comme des plans d'eau étrangers au terrain de recherche d'Europe de l'ouest. Si Forel (1895), dans sa propension à la généralisation, avait intégré de force les lacs salés dans sa typologie fondée sur les lacs d'eau douce, il avait ensuite évacué le problème.

Or les lacs toujours stratifiés sont nombreux et leur existence même rehausse encore le fait que les autres sont susceptibles d'être brassés sur toute leur tranche. On conviendra que cette potentialité est essentielle, puisqu'elle permet une diffusion des gaz ou des particules de la surface au fond et vice versa. Ainsi, pour prendre un seul exemple, l'oxygène est susceptible de se propager jusque dans les sédiments, aidant à la minéralisation de la matière organique morte. Dans les critères de typologie, l'épaisseur de la couche susceptible d'être homogénéisée devait passer avant le rythme de brassage. L'important était d'opposer les lacs où le mélange peut se produire de la surface au fond à tous les autres plans d'eau. Ce fut Findenegg (1935) qui opéra le premier ce découpage, distinguant ainsi les deux grandes familles de lacs, holomictiques d'une part, méromictiques d'autre part. Depuis lors, des typologies internes à chacune d'elles ont été créées, et ont évolué séparément, voire de manière divergente.

1.1.2.1 – Les lacs holomictiques

Personne n'a jamais relevé le fait que Forel (1895) englobait tous les lacs, y compris salés, dans sa typologie. Il est vrai qu'il avait été très discret à ce sujet, sentant sans doute la fragilité de sa décision. D'ailleurs, dans son manuel de limnologie générale, écrit quelques années plus tard en allemand, Forel (1901) ne disait plus un mot des lacs salés. La classification perdait alors son caractère universel. De fait, à partir de l'invention du terme d'holomicticité par Findenegg (1935), les chercheurs s'appliquèrent à perfectionner la typologie de Forel, appliquée aux seuls lacs à mélange complet.

L'holomicticité d'un lac désigne la possibilité pour celui-ci d'être brassé sur toute sa tranche à un moment ou à un autre. Cet épisode physique a une importance considérable pour le fonctionnement chimique et biologique du plan d'eau, si bien que les chercheurs se sont intéressés très tôt au nombre de brassages par an et à leur date d'arrivée. Les trois types reconnus furent d'abord ceux de Forel (1892, 1895). Les lacs tropicaux possédaient une période de brassage hivernale, avec une stratification thermique directe pendant le reste du temps, les lacs tempérés deux périodes de brassages annuelles, l'une en automne, l'autre au printemps, séparant la stratification directe estivale de la stratification inverse hivernale, les lacs polaires une période de brassage estivale, avec une stratification inverse le reste du temps. Tous les limnologues la reprirent jusque dans les années 1930.

La grande avancée conceptuelle suivante eut lieu en 1936, quand le géographe nippon Yoshimura publia, en anglais, sa contribution à la connaissance des températures profondes des lacs japonais. La classification passait de trois à cinq types. Les lacs polaires et tempérés étaient repris tels quels. Le type tropical de Forel devenait subtropical. Les lacs tropicaux de Yoshimura étaient franchement chauds, provoquant une stratification très stable (fort écart de densité même pour un faible écart thermique : cf. chap. III). Le brassage pouvait survenir pendant la saison la plus fraîche et encore cela n'arrivait-il pas tous les ans. Les lacs subpolaires de Yoshimura constituaient la seconde originalité. Ce sont des organismes qui, contrairement aux lacs polaires, dépassent parfois la température de 4 °C au cœur de l'été. Mais la stratification directe reste toujours très fragile et la fréquence de la disparition de la thermocline provoque de fréquents brassages pendant la saison chaude.

Vingt ans plus tard, le zoologue américain George Evelyn Hutchinson et le géographe autrichien Heinz Löffler, installé aux Etats-Unis, transformèrent plus radicalement la classification. Les changements essentiels concernaient en premier lieu le vocabulaire, le prétexte étant que les lacs tropicaux de Forel se trouvaient en grande partie en milieu tempéré océanique. Les nouvelles appellations s'appuyaient clairement sur le rythme de brassage, c'est-à-dire la conséquence du cycle des températures. Le terme de micticité, repris à Findenegg, était muni de plusieurs nouveaux préfixes, se rapportant au nombre de brassages par an. Ainsi les lacs tropicaux de Forel et subtropicaux de Yoshimura étaient rebaptisés monomictiques chauds (*warm monomictic*, Hutchinson & Löffler, 1956, p. 84), les lacs tempérés de Forel dimictiques (*dimictic*, id.), les lacs polaires de Forel monomictiques froids (*cold monomictic*, id.).

Les trois autres types de la classification étaient plus originaux. Deux d'entre eux découlaient des travaux que les Occidentaux avaient réalisés dans le monde tropical pendant l'entre-deux-guerres, notamment l'étude pionnière de l'Autrichien Ruttner dans les Indes néerlandaises, mais aussi celle de l'Italien Morandini en Ethiopie. Les lacs n'étaient pas tropicaux au sens de Forel et il n'était donc pas possible de les classer comme monomictiques chauds. Yoshimura l'avait déjà noté depuis longtemps. Les lacs de milieu tropical de bas pays ne sont brassés que rarement et irrégulièrement, lors de certains refroidissements exceptionnels. Hutchinson & Löffler (1956, p. 84) reprenaient finalement les lacs tropicaux de Yoshimura et les rebaptisaient oligomictiques (*oligomictic*), puisque la fréquence de brassage est faible, le mélange arrivant moins d'une fois par an. C'était surtout l'autre type du monde tropical dont la conception était nouvelle. Il était dû à Heinz Löffler, qui avait travaillé dans les Andes et tenait à créer une classe pour les lacs de haute montagne tropicale.

« Alors qu'aux basses altitudes du milieu tropical humide, de faibles gradients de température peuvent maintenir une stratification stable, celle-ci ne peut au contraire se développer aux basses températures des hautes altitudes, où la différence de densité par degré centigrade est très faible. L'absence de variation saisonnière, qui permet une stratification presque permanente aux basses altitudes des latitudes équatoriales, permet ainsi une circulation permanente aux hautes altitudes des mêmes latitudes » (Hutchinson & Löffler, 1956, p. 84, en anglais).

Devant la grande fréquence des brassages de ces lacs de montagnes tropicales, les deux limnologues qualifièrent ces plans d'eau de polymictiques (*polymictic*), reprenant, sans le dire, un terme créé par le Polonais Wiszniewski (1953), mais en lui donnant un nouveau sens.

Le dernier type concernait les lacs antarctiques et ceux de très haute montagne, couverts de glace en permanence. Les auteurs les appelaient amictiques (*amictic*, id. p. 85). Le nom même signifiait « sans brassage » mais les deux limnologues n'en donnaient pas de définition autre que l'existence de la banquise lacustre, qui est une cause.

Il est vrai que l'article comprenait à peine deux pages de texte. Il s'agissait visiblement de se prémunir contre un risque de plagiat. Les auteurs envoyèrent leur papier le 16 décembre 1955, dans lequel les six nouveaux termes étaient donnés, mais ils ne détaillèrent leur pensée que dans des publications ultérieures.

Tout en reprenant chacun la totalité des six types, Hutchinson (1957) s'attacha surtout à développer les genres de lacs en dehors du milieu tropical et Löffler (1957) à l'intérieur du milieu tropical. C'étaient surtout les montagnes tropicales qui intéressaient le géographe autrichien et il subdivisa les lacs à brassage fréquent en lacs polymictiques chauds, qui pouvaient dépasser 10 °C, et froids, qui ne le faisaient jamais.

1.1.2.2 – Les lacs méromictiques

Le terme de méromicticité, créé par Findenegg (1935), désigne l'impossibilité pour un lac d'être brassé sur toute sa tranche. Le brassage n'est que partiel. Seule la couche supérieure peut être mélangée : elle a été nommée mixolimnion par Hutchinson (1937). La partie inférieure stagne sous la première, sans mélange ni relation avec la première : elle a été baptisée monimolimnion par Findenegg (1935). Mixolimnion et monimolimnion sont séparés par une couche de saut de densité, une pycnocline. S'il existe un monimolimnion confiné, isolé de la partie supérieure, c'est que la pycnocline est une barrière infranchissable en permanence, alors qu'elle disparaît de temps en temps dans les lacs holomictiques. Le fonctionnement des lacs méromictiques est donc particulier. Devant l'absence de relation entre la surface et le fond, l'oxygène manque dans les parties inférieures, ainsi fréquemment euxiniques.

Si la pycnocline des lacs méromictiques est si prononcée, c'est qu'elle n'est pas seulement thermique, mais aussi saline. Les changements climatiques, qui parviennent à faire disparaître temporairement une thermocline, n'arrivent pas à briser une chimiocline.

Les lacs salés, souvent sis dans une cuvette endoréique et sans émissaire capable d'exporter les éléments dissous amenés du bassin d'alimentation, sont tous méromictiques. Les lacs constitués d'une masse d'eau douce flottant sur une masse d'eau salée le sont aussi. Dans ce dernier cas, on a coutume de les classer en fonction de l'origine des éléments dissous qui se trouvent dans la couche profonde. Bref, c'est une typologie qui s'appuie sur la cause de la méromicticité.

Pour Findenegg (1935), il y a lieu d'opposer les lacs méromictiques statiques aux lacs méromictiques dynamiques. Chez les premiers, l'origine des éléments dissous est géologique. Le lac les reçoit de l'extérieur. La méromicticité dynamique, quant à elle, provient des processus de décomposition et de relargage d'éléments à partir des sédiments du lac. C'est en quelque sorte une source interne. Le limnologue japonais Yoshimura (1937) reprit cette classification, en changeant le vocabulaire et en précisant la composition chimique. Selon lui on reconnaît les lacs méromictiques non biochimiques (l'équivalent des lacs statiques de Findenegg) au fait que le monimolimnion est enrichi en sodium, chlore et sulfate. Dans les lacs méromictiques biochimiques (lacs dynamiques de Findenegg), les ions précédents ne sont pas particulièrement augmentés.

Mais la classification qui fit date fut celle de Hutchinson (1937), inspirée des deux précédentes tout en apportant quelque originalité. Elle range les lacs méromictiques en trois classes.

Les lacs méromictiques ectogéniques (l'origine de la méromicticité est externe) sont ceux dont la méromicticité a pour origine la venue d'une eau extérieure superficielle. Il en est ainsi lorsqu'un plan d'eau littoral d'eau douce reçoit un volume d'eau marine qui se logera en profondeur et constituera un monimolimnion. Il en est de même quand un lac salé reçoit une quantité exceptionnelle d'eau douce, par exemple lors de la crue d'un affluent, qui se superposera à la masse salée et constituera un mixolimnion.

Les lacs méromictiques crénogéniques (l'origine de la méromicticité est une source) sont des plans d'eau dont la méromicticité est due à la délivrance d'eau chargée en substances dissoutes au fond du lac par des sources sous-lacustres. Plus le débit des sources sera constant, plus la méromicticité sera stable.

Les lacs méromictiques biogéniques (l'origine de la méromicticité est la vie) sont des plans d'eau dont la méromicticité est due aux réactions biogéochimiques se produisant sur le fond et dans les sédiments. Ces phénomènes relarguent des éléments dissous dans les basses couches. Cette classe correspond à peu près à celle des lacs dynamiques de Findenegg et biochimiques de Yoshimura. En fait, dans la totalité des lacs, il y a une tendance au relargage dans l'eau de fond de matières dissoutes

à partir des sédiments et de la matière organique en décomposition. Or, dans de nombreux lacs, cela ne provoque absolument pas de méromicticité. C'est donc un phénomène de faible ampleur et il est vraisemblable qu'il ne puisse le plus souvent pas à lui seul provoquer de méromicticité. Il vaut mieux penser qu'il est d'abord capable d'entretenir une situation de méromicticité qui a été initiée par une autre cause. Ainsi, dans les lacs ectogéniques, où l'origine de la méromicticité est discontinue dans le temps, les processus biogéniques sont susceptibles d'entretenir le brassage partiel entre deux arrivées externes.

D'autre part, il a été vu que certains lacs holomictiques ne sont brassés sur toute leur tranche que d'une manière rare et irrégulière. Ce sont les lacs oligomictiques. En général, quand le brassage arrive, les éléments dissous biogéniques sont diffusés sur toute la tranche et se dispersent dans l'ensemble du lac. Mais admettons que les conditions climatiques favorables à un tel mélange mettent plus longtemps que d'habitude à survenir. La quantité de matières dissoutes biogéniques sera alors suffisante, accumulée en plus grande concentration que d'ordinaire dans la couche de fond, pour empêcher le brassage complet. Le fait thermique aura été surpassé par le fait salin. Puis le processus s'entretiendra de lui-même et s'accroîtra. Le lac sera passé progressivement de l'holomicticité à la méromicticité.

Ainsi, holomicticité et méromicticité ayant des relations, il est étonnant que les deux classifications aient été juxtaposées pendant des décennies. Ce fut d'abord le Polonais Paschalski, puis l'Américain des Etats-Unis Lewis qui reprirent le problème dans son ensemble.

1.2 – Vers une nouvelle classification globale

Depuis l'origine de la limnologie, au moins une quarantaine de typologies thermiques ont vu le jour (Kitaev, 1978), dont la plupart ont seulement une portée régionale (Smirnova, 1993). Parmi les classifications mondiales, les différents auteurs se sont focalisés soit sur les seuls lacs à brassage partiel soit sur les seuls plans d'eau complètement mélangés. Il est entendu qu'une reprise de l'ensemble de la question soit indispensable, intégrant tous les plans d'eau, qu'ils soient lacs ou étangs, et quelle que soit leur localisation.

1.2.1 – Les critiques et les améliorations apportées aux classifications classiques

La classification de Hutchinson & Löffler (1956), encore largement utilisée aujourd'hui, ne va pas sans poser de problèmes. Depuis 1956, de multiples auteurs ont, au cours de leurs recherches, soulevé çà et là certaines questions et tenté d'améliorer la typologie existante. A l'inverse, certaines propositions remontaient même à une date antérieure à la classification de Hutchinson et Löffler, mais les universitaires de Yale n'en avaient pas tenu compte. Nous pouvons regrouper ces critiques en quelques points.

1.2.1.1 – Une typologie descriptive ou explicative ?

Il existe un problème de logique dans les écrits de Hutchinson et Löffler. A l'intérieur de la classe des lacs holomictiques, le fondement de la subdivision est descriptif, puisque les types sont construits en fonction du nombre de brassages et de leur date d'arrivée. Au contraire, à l'intérieur de la classe des lacs méromictiques, le fondement de la subdivision est explicatif, puisque les types sont construits en fonction de la cause de l'absence de brassage total. Le besoin se faisait plus ou moins confusément sentir d'homogénéiser les critères.

La première possibilité est d'élargir le facteur explicatif aux lacs holomictiques. C'est une démarche de recherche fondamentale. Or, dans les lacs brassés sur toute leur tranche à un moment ou à un autre, la cause de l'arrivée de l'homothermie est climatique. C'est donc une réflexion géographique, tenant à classer les lacs en fonction de leur appartenance à telle zone, tel domaine, tel

étage montagnard. On ne s'étonnera donc pas que Löffler (1957), qui était géographe, fût parti très tôt dans cette direction, dans son article intitulé « les types climatiques du lac holomictique » (en allemand). Le célèbre schéma (Hutchinson & Löffler, 1956, p. 85) de la répartition des types thermiques en fonction de la latitude (en abscisses) et de l'altitude (en ordonnées) lui était également dû.

Il ne franchit cependant jamais le pas de fonder la typologie des lacs holomictiques sur ce critère, se contentant de faire entrer les lacs avec un tel nombre d'homothermies et une telle date d'arrivée dans une distribution spatiale simplifiée à l'échelle du globe. Le sujet n'a jamais été vraiment approfondi depuis. Pourtant la demande n'est pas éteinte à ce sujet et la seule critique que Lemmin (1995) adresse à la nouvelle classification de Lewis (cf. *infra*) porte justement sur ce point.

« Il demeure cependant des groupements étonnants dans cette classification : les lacs Windermere et Malawi sont dans la même catégorie. Car la typologie de Lewis est essentiellement basée sur des critères de mélange et secondairement sur des critères de température » (Lemmin, 1995, p. 114).

La seconde possibilité d'homogénéiser les deux typologies est d'élargir le facteur descriptif aux lacs méromictiques. C'est une démarche plus appliquée que la première, car le fonctionnement du lac dépend plus du rythme du brassage partiel que de la cause pour laquelle il n'y a pas de brassage complet.

Avant même que les limnologues n'eussent clairement distingué les lacs méromictiques des lacs holomictiques, le géologue suisse Léon Collet avait déjà suggéré, lors de son étude du lac Ritom, qu'il fallait aussi prendre en compte le rythme des variations thermiques dans le cas des lacs stratifiés par une chimiocline. Et il notait que c'était seulement dans la couche superficielle, qu'on appela plus tard le mixolimnion, que le cycle thermique existait.

« Etant donnée la forte minéralisation de la nappe profonde, nous devons nous attendre à ce que la température n'y varie pas ou peu durant toute l'année. [...] C'est donc dans la nappe superficielle que se fera le jeu des températures. Cette nappe aérée doit représenter à elle seule un lac du type tempéré de Forel » (Collet, 1925, p. 129).

Le Polonais Paschalski (1964) reprit la réflexion quarante ans plus tard à un autre niveau. Certes, par rapport à Collet, il élargissait à l'ensemble des lacs stratifiés en permanence. Mais, en même temps, il rétrogradait la méromicticité au même niveau que les types se trouvant à l'intérieur de la classe holomictique. La méromicticité était conceptualisée comme un rythme de brassage, dans le sens du type de la plus grande rareté de ce mélange, arrivant ainsi logiquement après l'oligomicticité. Walker et Likens (1975) étaient arrivés à une conclusion proche, mais en éliminant l'oligomicticité. Dans ces deux cas, et à la différence de Collet, ce n'était pas le rythme thermique du mixolimnion qui était jugé.

1.2.1.2 – Profondeur et stratification thermique

Forel (1895), dont la typologie était réduite à trois types saisonniers, s'appuyait logiquement sur des plans d'eau suffisamment profonds pour connaître une stratification durable. Hutchinson et Löffler (1956), en ajoutant trois autres types, reprenaient ce caractère de profondeur, alors même que l'introduction de la polymicticité conférait un statut égal aux plans d'eau à l'homothermie plus fréquente que saisonnière. Dans leur volonté de vouloir préserver leur choix initial, Hutchinson et Löffler (1956) avaient clairement créé le type polymictique pour les seuls lacs de montagne du milieu tropical proche de l'équateur (p. 84), tout en citant d'ailleurs aussi des lacs de bas pays dans les exemples (p. 85).

Löffler (1957) rectifia rapidement le second problème, en distinguant les lacs polymictiques chauds, existant aussi en basse altitude²⁷, et froids, seulement montagnards. En tant que géographe germanique, il connaissait évidemment parfaitement les travaux de Troll, dont le fondement était qu'en milieu tropical l'amplitude diurne dépasse l'amplitude annuelle. Ce fut sur ce point qu'il s'appuya pour ne jamais rectifier le premier problème et le zoologue Hutchinson (1957, p. 462) suivit cette règle, ne classant que des lacs tropicaux parmi le type polymictique.

Or on savait que les lacs peu profonds et *a fortiori* les étangs, étaient, dans toutes les zones climatiques, les plus concernés par le grand nombre de mélanges dans l'année. Il n'y a pas besoin d'un rythme tropical, dans lequel les variations entre le jour et la nuit ont tendance à être plus fortes que les changements saisonniers, pour provoquer une grande fréquence des homothermies. Le Polonais Stangenberg l'avait clairement énoncé dès 1936 et son compatriote Wiszniewski (1953²⁸) proposa de créer le terme de polymictique pour qualifier ces plans d'eau peu profonds, où les multiples brassages estivaux permettaient à la chaleur d'arriver jusqu'au fond²⁹.

Un autre hydrobiologiste de Varsovie, Paschalski (1964), fut le premier à reprendre, postérieurement à la parution de la classification de Hutchinson, cette idée, en insistant désormais sur le fait que les plans d'eau à brassages multiples pouvaient fort bien exister en dehors de la zone tropicale, ce que les Polonais avaient toujours dit. Le limnologue français Bernard Dussart (1966) poursuivit dans cette voie, écrivant que les étangs³⁰, partout dans le monde, étaient les plans d'eau polymictiques par excellence. Walker et Likens (1975) proposèrent eux aussi d'élargir la catégorie des lacs polymictiques à tous les plans d'eau peu profonds.

Mais il existait aussi une autre voie prenant en compte la profondeur dans la réflexion concernant la stratification thermique. C'était d'ailleurs la plus ancienne et on la trouve exprimée chez les auteurs de la fin du XIX^e siècle. A notre connaissance, le tout premier à avoir énoncé une subdivision des types thermiques de lacs en sous-types fonction de la profondeur fut le Suisse Forel (1892, p. 6, et 1895, p. 305).

« Ces trois types généraux comprennent toutes les possibilités au point de vue de la stratification thermique. Nous avons cependant à y introduire une division en deux groupes, suivant la profondeur du lac. En effet : ou bien le lac est très profond, et alors les variations thermiques annuelles ne se propagent pas dans ses couches abyssales qui restent relativement constantes. (Je dis relativement, car nous verrons que même ces couches abyssales peuvent être soumises à certaines variations cycliques). Je les appellerai lacs à température abyssale constante ; ou bien le lac est peu profond et les variations annuelles se manifestent dans toute l'épaisseur du lac, lacs à température abyssale variable » (Forel, 1895, p. 305).

Forel (1892, p. 7) proposa un seuil de 100 à 150 m de profondeur à ce sujet, valeur citée aussi par Magnin (1895, p. 60)³¹.

²⁷ « Le lac polymictique chaud : il occupe surtout l'espace des régions de savane à saison sèche, présente une forte stabilité pendant la journée et est brassé pendant la saison sèche lors du refroidissement nocturne, tout en conservant, pendant ces moments de circulation, des températures élevées, la plupart du temps supérieures à 10 °C [...]. Le lac polymictique chaud se rencontre en outre dans le milieu montagnard tropical, où il se trouve juste en dessous du lac polymictique froid » (Löffler, 1957, p. 41, en allemand).

²⁸ Wiszniewski, qui mourut en 1944, avait écrit son article pendant la Seconde Guerre Mondiale (Paschalski, 1964, p. 387), mais il ne fut publié qu'en 1953.

²⁹ L'inventeur du concept de polymicticité écrit en substance : « Jeziora polimiktyczne (nowy termin), ulegające podczas lata wielokrotnemu przemieszaniu w całej masie wody ; stratyfikacja zatem letnia może się utrzymywać tylko przez krótkie okresu czasu, a warstwu przydenne są przegrzane » (Wiszniewski, 1953, p. 15)

³⁰ D'après Wiszniewski, cette réflexion avait déjà été approfondie par Stangenberg, qui avait créé le terme de « lac-étang » à ce propos en 1936. Mais nous n'avons pu obtenir en première main ce rapport paru dans les Compte rendus de l'Institut de Recherches des Forêts Domaniales en Pologne.

³¹ C'était en stratification inverse dans les lacs gelés que Buchanan (1879), par des mesures dans le lac Lomond, et Forel (1880b), dans le lac de Morat, avaient d'abord compris que les plans d'eau peu profonds ne possédaient pas une tranche d'eau suffisamment épaisse pour que le fond fût à 4°C.

Quelques années plus tard, l'Américain George Whipple reprit un raisonnement proche, mais passant de deux à trois types et les nommant « ordres ».

« Les trois ordres de lac peuvent être définis comme suit : les lacs de premier ordre ont des températures de fond qui restent pratiquement constantes au niveau du point de densité maximale ou très proches de ce niveau ; les lacs de deuxième ordre ont des températures de fond qui subissent des fluctuations annuelles, mais ne sont jamais très loin du point de densité maximum ; les lacs de troisième ordre ont des températures de fond qui sont rarement éloignées de celles de surface » (Whipple, 1898, p. 29, en anglais).

Il proposait des seuils d'environ 200 pieds (60 m) et 30 pieds (9 m) de profondeur. Par croisement des trois types et des trois ordres, Whipple (1898, p. 32, en anglais) obtenait ainsi neuf classes de lacs, qu'il récapitulait sous la forme du tableau suivant.

	Type polaire	Type tempéré	Type tropical
Premier ordre	Une période de circulation possible, en été, mais généralement aucune.	Deux périodes de circulation possibles, au printemps et en automne, mais généralement aucune.	Une période de circulation possible, en hiver, mais généralement aucune
Deuxième ordre	Une période de circulation, en été.	Deux périodes de circulation, au printemps et en automne.	Une période de circulation, en hiver.
Troisième ordre	Circulation en toute saison, sauf quand la surface est gelée.	Circulation en toute saison, sauf quand la surface est gelée.	Circulation en toute saison.

Pour simplifier, il concluait en des termes très clairs. « Nous pouvons dire que les lacs de premier ordre ne connaissent pas de circulation ; les lacs de troisième ordre ne connaissent pas de stagnation (sauf en hiver) ; et les lacs de deuxième ordre connaissent à la fois la circulation et la stagnation » (Whipple, 1898, p. 32, en anglais).

Le problème, qui concerne le premier ordre, est que l'absence de brassage complet n'est en général pas due à une cause thermique liée à la profondeur (surtout la soixantaine de mètres proposée), mais, la plupart du temps, saline, qui renvoie à la méromicticité.

A l'origine de cette critique, Hutchinson (1957) reprit l'idée fondamentale des trois ordres, mais transforma la réflexion de Whipple en remplaçant la notion de brassage (circulation) par celle d'emmagasinement de la chaleur. Si la température de fond est constante, c'est que le lac absorbe toute la chaleur venue du sommet dans sa masse d'eau située plus au-dessus : il est donc suffisamment profond.

« Les ordres expriment le fait que, tandis que certains lacs sont si peu profonds qu'ils ne sont jamais thermiquement stratifiés, d'autres sont si profonds qu'ils emmagasinent toute la chaleur qu'il est possible d'emmagasiner dans les conditions climatiques du milieu auquel ils appartiennent. Les lacs de profondeur intermédiaire sont thermiquement stratifiés, mais s'ils étaient encore plus profonds, ils pourraient emmagasiner plus de chaleur » (Hutchinson, 1957, p. 437, en anglais).

Bref, il reprenait ainsi l'idée de Forel, plus thermique que thermo-mictique. Nous n'avons pourtant jamais vu Forel cité à ce sujet dans les manuels de limnologie, même ceux écrits en français (Dussart, 1966, 1992), qui font eux aussi référence au seul Whipple.

Après modification du zoologue de l'Université de Yale, les trois types sont donc devenus les suivants.

« Les lacs de première classe ont une température du fond si proche de 4 °C qu'une poursuite [vers le bas] de la courbe estivale des températures entraînerait une croissance négligeable de la chaleur entrant dans le lac. Les lacs de deuxième classe sont thermiquement stratifiés, mais leur température de fond se trouve suffisamment au-dessus de 4 °C pour que la poursuite [vers le bas] de la courbe estivale des températures entraîne une croissance significative de la chaleur entrant dans le lac. Les lacs de troisième classe ne sont pas stratifiés thermiquement » (Hutchinson, 1957, pp. 439-440, en anglais).

Cette classification fut reprise par Dussart (1966), avec schémas à l'appui pour l'appliquer aux lacs monomictiques chauds, froids et dimictiques, conduisant ainsi à neuf types de lacs.

La typologie de Whipple, ainsi transformée et emboîtée dans celle de Hutchinson et Löffler (1956), pose un certain nombre de problèmes. Par exemple, les lacs de troisième ordre sont si peu profonds que les variations thermiques de surface se propagent jusqu'au fond. Mais, dans ce cas, comment admettre que le brassage puisse être saisonnier ? S'il ne l'est pas, comment affirmer qu'il existe des lacs dimictiques et monomictiques de troisième ordre ? A l'inverse, si on juxtapose la typologie de Whipple à celle de Hutchinson et Löffler, sans l'emboîter, on se retrouve avec d'un côté des lacs de troisième ordre, dont le brassage est forcément fréquent du fait de leur profondeur, et de l'autre avec des lacs polymictiques, qui répondent au même principe pour des raisons de situation en milieu tropical.

C'est sans doute ce lien fallacieux entre la volonté de croiser toutes les échelles de temps avec toutes les profondeurs qui a inconsciemment conduit d'autres auteurs à ne proposer que des typologies réduites à une seule zone ou région du monde, pour pouvoir conserver ce critère. C'est le cas des Soviétiques A.I. Tihomirov (1968, 1982) et Kitaev (1978, 1984). Les types de lacs épithermiques, métathermiques et hypothermiques, auxquels il est possible d'ajouter les types épimétathermiques, métaépithermiques, métahypothermiques et hypométathermiques, sont fondés sur les relations entre profondeur et stratification. Par exemple, le type épithermique de Tihomirov concerne les plans d'eau jusqu'à 8 m de profondeur. Mais seuls les lacs d'eau douce du domaine continental de la zone tempérée sont pris en compte, éludant ainsi certains des problèmes précédents au prix de la perte du caractère général de la classification.

Une remise à plat et une réflexion embrassant l'ensemble entre profondeur et stratification thermique s'impose donc, mais il convient auparavant de présenter les autres problèmes posés par les typologies classiques.

1.2.1.3 – La micticité extra-annuelle

Dans la typologie forelienne, le cycle de brassage considéré était seulement annuel. En introduisant la polymicticité et l'oligomicticité, Hutchinson et Löffler apportaient deux rythmes différents, l'un de fréquence plus rapide que l'année, l'autre, au contraire, de fréquence inférieure.

1.2.1.3.1 – La micticité infra-annuelle

Dans l'article initial, où ils avaient diffusé le mot même de polymicticité, Hutchinson et Löffler (1956) avaient gardé un certain flou quant au temps de retour de l'homothermie, évoquant un « brassage permanent » (p. 84, en anglais) dû à « l'absence de variation saisonnière » (id.). Ils furent plus précis par la suite, évoquant clairement, dans leurs écrits respectifs (Hutchinson, 1957, p. 462, Löffler, 1957, p. 41), le rythme nyctéméral du brassage des lacs polymictiques. Reprenant scrupuleusement cette définition, le géographe français André Guilcher écrit que, dans les lacs polymictiques, « le mélange vertical se fait donc à la faveur du refroidissement nocturne, et on pourrait dire qu'ils sont, dans un laps de temps de 24 heures, monomictiques chauds » (p. 219).

Pourtant, l'étymologie du terme laisse à la place à une grande fréquence des brassages, sans que ceux-ci soient forcément quotidiens, et l'élargissement du qualificatif à des lacs extra-tropicaux renforce cette propension. Pourquoi n'y aurait-il pas d'intermédiaire entre le brassage quotidien et le brassage saisonnier ? Certes, il n'y a pas d'autres cycles que ces deux ; mais le régime ne pourrait-il pas être acyclique, irrégulier ? Hutchinson et Löffler ne s'étaient d'ailleurs pas vantés de n'être point les inventeurs du terme de polymictique, en fait créé par le Polonais Wiszniewski (1953) à propos de

lacs qui n'étaient en aucun cas tropicaux et dont le brassage était certes fréquent³² sans être pour autant quotidien. Ce retour vers l'étymologie du terme a toujours été sous-jacent chez les auteurs qui ont proposé de faire entrer dans cette classe les plans d'eau peu profonds de toutes les zones climatiques.

Entre la fréquence et la permanence, il peut y avoir une nuance, que le Polonais Paschalski fut le premier à étudier en détail et à nommer, lors de la soutenance de sa thèse, en 1961, à l'Université de Toruń. Au-delà de la polymicticité, où le brassage est fréquent mais non quotidien, il créa ainsi pour les lacs à brassage complet et permanent le terme de « pléosinéhmicticité ou pléoishyromicticité (pleos : complet, sinehes : continu, ishyros : permanent) simplifié, pour le propos, en pléomicticité » (Paschalski, 1964, p. 390, en anglais). Si l'on dépasse le caractère rébarbatif de la terminologie, l'important est de voir en ces travaux la volonté nouvelle de montrer que les rythmes plus courts que le rythme saisonnier, annuel, sont nombreux et complexes. La simplicité hutchinsonnienne volait ainsi en éclat.

1.2.1.3.2 – La micticité supra-annuelle

A la fois dans l'article initial où ils avaient créé le terme d'oligomicticité, mais aussi dans leurs écrits ultérieurs, Hutchinson et Löffler ont défendu l'irrégularité du brassage et un temps de retour supérieur à un an. Mais ils ont aussi gardé la localisation de ce type uniquement en milieu tropical.

Or un certain nombre de lacs de la zone tempérée, s'ils sont suffisamment profonds et appartiennent à un domaine climatique où l'hiver n'est pas régulièrement froid chaque année, ne connaissent de brassage complet qu'à des intervalles de plusieurs années. A vrai dire, c'était déjà bien ce que le Japonais Yoshimura avait remarqué dans les années 1930 dans des lacs de climat de façade orientale des continents, qui sont des milieux de transition entre les climats tempéré et tropical. Mais, comme il les appelaient « lacs tropicaux », la nuance n'a jamais été véritablement relevée.

Plus tard, en revanche, plusieurs auteurs firent remarquer que le milieu tempéré méditerranéen et tempéré océanique comportaient des successions d'hivers doux ne permettant une homothermie qu'au bout de plusieurs années. Le suivi thermique du Léman depuis 1957 a montré que, lors d'une année habituelle, le lac franco-suisse n'était pas brassé sur toute sa tranche (Monod *et al.*, 1984).

« La circulation étant la plupart du temps incomplète, les couches les plus profondes ne reconstituent que partiellement leur provision [d'oxygène], sauf tous les six ou sept ans lors des hivers froids » (Monod, 1976, p. 72).

Lemmin (1995, p. 111) écrit aussi qu'en 25 ans d'observations le Léman n'a été brassé que 9 fois. De la part du lac sur les bords duquel la conception même de plan d'eau tropical, c'est-à-dire monomictique chaud, avait été créée, c'était quelque peu irrévérencieux et il ne se trouva fort heureusement pas d'impertinent pour parler d'oligomicticité. Mais, ailleurs, certains auteurs, comme Cole (1979) à propos de l'Okhrid et du Tahoe, ou de Bernardi *et al.* (1984) à propos du Lac Majeur, qui n'est complètement brassé que tous les cinq à sept ans, franchirent le pas, en classant ces lacs comme oligomictiques, sans pour autant faire entrer la Macédoine, les Etats-Unis et l'Italie dans la zone tropicale.

Elargie par certains, l'oligomicticité fut à l'inverse réduite par d'autres, soulignant le fait que nombre de lacs à brassage rare se transforment en lacs où le brassage complet ne survient finalement plus jamais. La frontière entre l'oligomicticité et la méromicticité est-elle réelle ou théorique ? Pour Walker et Likens (1975), elle est abstraite et doit conduire à l'élimination de la première.

³² Le terme exact employé par Wiszniewski (1953, p. 15) est exactement « wielokrotnemu », qui signifie en polonais « fréquent », « survenant à maintes reprises ».

1.2.1.4 – La typologie n'accorde-t-elle pas une importance déraisonnable au seuil de 4 °C ?

Dans les lacs d'eau douce, la température de 4 °C, qui est celle de densité maximale, est un seuil sur lequel il a été insisté depuis longtemps. C'est sur cette valeur qu'est fondée la possibilité même d'une alternance entre une stratification thermique directe et inverse. Or, dans le cas d'une stratification inverse, le gradient de densité est forcément faible (chap. III.2.1.1). Cela pose le problème de l'appartenance de nombreux lacs des hautes latitudes à la monomicticité froide, héritière de la classe des lacs polaires de Forel.

Les lacs inversement stratifiés pendant l'essentiel de l'année ne sont-ils pas susceptibles de connaître des homothermies à plus de 4 °C en été, par des alternances fréquentes de stratifications directes très fragiles et de multiples déstratifications ? Vu la faiblesse d'une stratification thermique inverse en terme de densité, l'important n'est-il pas de différencier les stratifications inverses avec prise en glace, où une vraie barrière existe, des stratifications inverses sans prise en glace, qui sont presque des homothermies potentielles ? En d'autres termes, dans le fonctionnement, le brassage des lacs d'eau douce, le seuil de prise en glace n'est-il pas plus important que celui de la température de densité maximale ?

Or la définition des lacs monomictiques froids de Hutchinson et Löffler (1956) est de ne jamais posséder une eau dépassant 4 °C, d'être inversement stratifiés en hiver et brassés en été. Ces lacs existent sans doute, mais ils en existent aussi d'autres qui, leur ressemblant par leur stratification inverse l'essentiel de l'année, connaissent cependant un été suffisamment chaud pour dépasser la température de 4 °C, sans qu'il le soit pour provoquer une stratification directe durable. Celle-ci reste toujours très fragile et la fréquence de la disparition de la thermocline provoque de fréquents brassages pendant la saison chaude.

En créant la classe des lacs subpolaires pour qualifier ces plans d'eau, Yoshimura (1936) réalisait une avancée importante par rapport à Forel. L'abandon de ce type par Hutchinson et Löffler (1956) correspondait à une régression. Ce fut pourquoi, plus tard, Berg (1963) éprouva le besoin de nuancer la monomicticité froide de certains lacs d'Amérique du Nord. Bayly et Williams (1973) reparlèrent aussi de ce type, nécessaire à classer certains lacs tasmans et néo-zélandais.

Pendant un quart de siècle, les limnologues avaient ainsi apporté de multiples améliorations aux deux classifications d'inspiration hutchinsonienne, mais elles étaient partielles. La plupart des auteurs se focalisaient sur un point. D'autres, plus rarement, présentaient nombre de ces modifications, mais les juxtaposaient (Dussart, 1966, 1992), alors que certaines n'étaient pas sur le même plan. A la suite de l'école polonaise, l'Américain des Etats-Unis Lewis conceptualisa le changement d'ensemble.

1.2.2 – La classification de Lewis

Limnologue à l'Université du Colorado, William Lewis Junior avait fait l'essentiel de ses recherches, dans les années 1970, sur les températures des lacs de la zone tropicale, aux Philippines, au Venezuela et au Pérou. Il en avait retiré la certitude que le schéma hutchinsonien de l'étagement des lacs oligomictiques, puis monomictiques chauds, puis polymictiques au fur et à mesure qu'on s'élevait en altitude était faux.

Il considérait surtout la polymicticité comme trop simple, dans son rythme diurne, et l'oligomicticité comme un fourre-tout à supprimer. Il avait aussi, lors de son étude du lac Lanao, créé le terme d'atélomictique (Lewis, 1973) pour désigner un lac où se produit une importante croissance de l'épaisseur de la couche de brassage en réponse à des changements de temps non saisonniers, alors même que le lac reste stratifié. Cela revient à dire que, lors de courtes périodes de temps frais et venté, l'épilimnion s'agrandit, mais la stratification de ces lacs tropicaux ne disparaît pas. Il pourrait ainsi y avoir des lacs méromictiques à mixolimnion très variable en épaisseur. A l'inverse, si le lac

concerné est peu profond, « le même phénomène pourrait produire un brassage complet à des intervalles irréguliers » (Lewis, 1983, p. 1782, en anglais).

Outre ses recherches personnelles en milieu tropical, William Lewis tenta, dans les années 1980, de réaliser une synthèse de l'essentiel des critiques et propositions que les limnologues avaient faites depuis 1956 à propos de la classification de Hutchinson et Löffler, du moins celles qui avaient été exprimées en anglais et en allemand. Cette revue bibliographique allait le conduire à construire une nouvelle typologie générale. La tâche ne fut pas facile, tant il était vrai qu'il touchait à un monument de la limnologie. R.G. Wetzel s'opposa à ce projet et, encore dans son manuel de 1994, le secrétaire général de la Société Internationale de Limnologie ne cite pas la classification de Lewis, mais seulement celle de Hutchinson. Ce fut dans une revue canadienne que le biologiste du Colorado put publier son article en 1983. Celui-ci révolutionnait la typologie des lacs en fonction de leur micticité.

Le premier souci de Lewis (1983) fut de construire une classification embrassant tous les plans d'eau. Parmi les différents critères distinguant les lacs, l'épaisseur de la tranche d'eau concernée par le brassage est le plus important. Cela doit être le premier niveau de la hiérarchie typologique. Il convient donc d'opposer tout d'abord les plans d'eau holomictiques et, d'autre part, méromictiques. Certes, tous les limnologues avaient eu tendance à le faire bien longtemps avant 1983, mais l'entrée de tous les plans d'eau dans une même typologie n'avait jamais été vraiment formalisée. L'holomicticité, d'héritage forelien, était juxtaposée à la méromicticité, d'héritage findeneggien. A partir de Lewis, un lac doit d'abord être l'un ou l'autre.

A l'intérieur de chacune des deux classes, on applique la subdivision fondée sur le rythme de brassage. Il y a donc une homogénéisation du second niveau le plus important après l'épaisseur de la tranche d'eau mélangée. C'est le critère descriptif, celui qui jusqu'alors ne régissait que l'holomicticité, qui est désormais appliqué aux deux classes de lacs. Ce régime de brassage concerne toute la tranche d'eau dans le cas des lacs holomictiques, le mixolimnion dans le cas des lacs méromictiques.

Cette opposition entre les lacs holomictiques et méromictiques dès le premier échelon de la hiérarchie conduit Lewis à éliminer le type oligomictique, qui était un hybride permettant de passer de l'une à l'autre classe. Selon lui, un lac oligomictique au sens de Hutchinson et Löffler n'est rien d'autre qu'un lac ayant un comportement holomictique certaines années et méromictiques lors d'autres années. Il suffit, selon Lewis, de classer la conduite de chaque année, pour éliminer le type oligomictique, suivant ainsi la proposition de Walker et Likens (1975).

Plus personnelle, tout en découlant en partie des travaux de Paschalski (1964), la troisième nouveauté de Lewis conférait à la typologie sa principale originalité. C'était le soin particulier mis à détailler les différentes possibilités de brassages fréquents. Cela impliquait d'abord de prendre en compte l'influence de la profondeur des plans d'eau sur les températures, mais en l'intégrant à une seule et même classification, au lieu de juxtaposer celle de Hutchinson d'un côté et celle de Whipple de l'autre sans jamais les emboîter.

Cela réclamait en outre d'affiner la réflexion sur la marche des plans d'eau en fonction de la fréquence des brassages. Si le rythme saisonnier avait déjà été largement étudié, les régimes plus courts étaient restés un peu plus flous. Seule l'école polonaise, et surtout Paschalski, était allée loin dans cette réflexion (cf. *supra*). Pour Lewis, le seuil du cycle diurne est à mettre en exergue, pour des raisons biologiques.

« Une stratification durant plusieurs jours ou semaines embrassera un intervalle de temps nettement plus long que le temps de reproduction de nombreux organismes planctoniques, tandis que la stratification quotidienne ne le fera pas » (Lewis, 1983, p. 1783, en anglais).

Il y a les plans d'eau à brassage quotidien et il y a les autres. Mais, chez ces derniers, la différence est grande entre ceux à mélange fréquent, de quelques jours à quelques semaines, et ceux à rythme seulement saisonnier, opposant irrégularité et régularité, cycles biologiques courts et longs.

En liaison avec ce troisième niveau de la hiérarchie, le raisonnement de Lewis s'appuyait aussi sur la fin de la primauté absolue de la température de densité maximale. Si celle-ci représente le seuil obligatoire entre la stratification directe et inverse, cette valeur n'a pas la même importance quant au rythme de brassage, car, aux basses températures, la seule vraie barrière au mélange est la couche de glace, et non la thermocline. Sans le dire de la sorte, Lewis venait de faire basculer la typologie thermique d'obédience forelienne en une classification thermo-mictique.

En résumé, tout plan d'eau doit être classé selon trois critères (**fig. 88**).

(1) Si la tranche d'eau est brassée dans sa totalité, le plan d'eau est holomictique, dans le cas contraire, il est méromictique.

(2) S'il existe dans l'année une prise en glace de plus de quelques heures, le plan d'eau est froid, dans le cas contraire, il est chaud. Rappelons que, depuis Forel (1895), une eau lacustre était dite chaude au-dessus de 4 °C, froide en dessous ; et ce qualificatif avait été repris avec le même sens par Hutchinson et Löffler (1956) dans la monomicticité. Lewis (1983) change la signification de ces adjectifs en limnologie, le critère de la prise en glace remplaçant celui de la température de densité maximale. De purement thermique, la typologie devient mictique.

(3) Selon la durée de la stratification thermique, il existe trois sortes de lacs. (a) Ceux qui possèdent une stratification stable de plusieurs mois d'affilée chaque année continuent d'être appelés selon la terminologie de Hutchinson et Löffler. Ce sont les plans d'eau monomictiques et dimictiques. (b) Ceux qui possèdent une stratification pour des périodes allant de quelques jours à quelques semaines, mais sans jamais atteindre une saison entière, n'étaient absolument pas prévus dans la typologie classique. Lewis (1983) propose de les appeler polymictiques discontinus. (c) Les plans d'eau qui peuvent être brassés quotidiennement, soit en réponse à l'action du vent, soit à cause du refroidissement nocturne, deviennent alors polymictiques continus.

Ces trois critères sont simplifiés par Lewis en questions, auxquelles on doit répondre par oui (O) ou par non (N). Le plan d'eau est-il pris en glace plus de quelques heures dans l'année ? Si la réponse est non, connaît-il un seul brassage par an ? Si c'est oui, il est monomictique chaud (NO). Sinon, connaît-il un brassage quotidien ? Si oui, il est polymictique chaud continu (NNO), sinon, il est polymictique chaud discontinu (NNN). Si la réponse à la première question de la prise en glace est positive, le nombre de types est plus grand. Le plan d'eau est-il parfois libre de glace ? Si la réponse est non, il est amictique (ON). Si oui, se réchauffe-t-il à plus de 4 °C ? Si la réponse est non, il est monomictique froid (OON). Si oui, connaît-il plus de deux brassages par an ? Si la réponse est non, il est dimictique (OOON). Si oui, connaît-il un brassage quotidien ? Si la réponse est non, il est polymictique froid discontinu (OOOON). Si oui, il est polymictique froid continu (OOOOO).

Figure 88

Les définitions exactes des huit types de plans d'eau de Lewis (1983, p. 1783, en anglais) sont les suivantes :

- (1) « amictique : toujours couvert de glace
- (2) monomictique froid : couvert de glace la plupart de l'année, libre de glace pendant la saison chaude mais ne dépassant jamais 4 °C
- (3) polymictique froid continu : couvert de glace une partie de l'année, libre de glace pendant la saison chaude avec une température supérieure à 4 °C et, la plupart du temps, stratifié et déstratifié chaque jour pendant la saison chaude
- (4) polymictique froid discontinu : couvert de glace une partie de l'année, libre de glace pendant la saison chaude avec une température supérieure à 4 °C et stratifié pendant des périodes de quelques jours à quelques semaines pendant la saison chaude, lesquelles périodes sont séparées par des brassages irréguliers
- (5) dimictique : couvert de glace une partie de l'année et stratifié de manière stable une autre partie de l'année avec un brassage lors de chacune des transitions entre ces deux états
- (6) monomictique chaud : absence de prise en glace saisonnière, stratifié de manière stable pendant une partie de l'année et brassé une fois par an
- (7) polymictique chaud discontinu : absence de prise en glace saisonnière, stratifié de temps en temps pendant quelques jours ou quelques semaines et brassé plus d'une fois par an
- (8) polymictique chaud continu : absence de prise en glace saisonnière, ne se stratifiant jamais plus longtemps que pour quelques heures. »

Comme ces huit types concernent chacune des deux classes holomictique et méromictique, la classification générale de Lewis (1983) contient finalement seize types, dans lesquels peuvent entrer absolument tous les plans d'eau de la planète, d'eau douce ou salée, grands lacs ou petits étangs. Depuis Forel (1895), il n'y avait plus eu d'universalité de la typologie thermique et mictique.

Cette classification a d'autre part le grand mérite de tenir compte à la fois des aspects climatiques du milieu et des traits morphométriques du plan d'eau, en les intégrant en une seule et même pensée. Quelques exemples peuvent être pris.

Dans les lacs froids, sans stratification estivale durable, le fonctionnement des plans d'eau diffère en fonction de leur profondeur. Un lac profond sera capable d'emmagasiner une quantité de chaleur considérable sans pour autant dépasser 4 °C en surface : il sera monomictique froid. En revanche, un plan d'eau moins profond, recevant la même radiation solaire, aura le temps de réchauffer l'eau sur toute sa tranche, pour dépasser en surface le seuil de 4 °C. En même temps, les conditions climatiques sont telles que cela ne pourra jamais se transformer en une stratification stable : il sera polymictique froid. Ainsi, dans les régions où les lacs profonds sont monomictiques froids, les plans d'eau moins profonds seront polymictiques froids.

A l'inverse, dans les lacs à stratification estivale durable, qu'ils soient monomictiques chauds ou froids dimictiques, le refroidissement nocturne, ou même une chute de température de plusieurs jours, ne sera pas capable de détruire la stratification thermique d'un lac profond. Mais, dans un plan d'eau peu profond, la répercussion d'une baisse des températures sera rapide et provoquera une déstratification. Cela signifie que, dans les régions où les lacs profonds sont dimictiques, les plans d'eau peu profonds seront polymictiques froids, et, dans les régions où les lacs profonds sont monomictiques chauds, les plans d'eau peu profonds seront polymictiques chauds.

Outre la profondeur, la superficie joue aussi un rôle. Toutes choses égales par ailleurs, une faible surface a un effet stabilisateur, car c'est d'elle que dépend la course du vent, donc la possibilité de forçage externe. A profondeur égale parmi des plans d'eau peu profonds, un plan d'eau étendu, plus concerné par le forçage externe, aura plus de chance d'être polymictique continu, tandis qu'un plan d'eau, plus préservé de ce brassage mécanique, aura plus de chance d'être polymictique discontinu.

Au total, la typologie de Lewis (1983) apparaît comme beaucoup plus complète que les deux typologies juxtaposées de Hutchinson (1957) et il semble logique qu'elle les remplace peu à peu. Nous ne pensons cependant pas que cette nouvelle classification soit exempte de critiques.

1.3 – Une typologie : pour quoi faire ?

Au-delà des contestations américaines, qui consistent à occulter la classification de leur compatriote en grande partie pour des raisons de personne, la seule critique scientifique qui a été faite à la classification de Lewis a été émise par le grand spécialiste suisse de l'hydrologie physique lacustre, Lemmin (1995, p. 114), qui lui reproche de n'être pas assez géographique. Des lacs très éloignés les uns des autres, situés dans des milieux climatiques différents, peuvent apparaître dans le même type. Cette objection est juste, mais le fait qu'il existe d'autres critères pour fonder une autre typologie n'est en fait pas une critique de la typologie existante. C'est simplement un axe de recherche différent. Deux pistes nouvelles se dégagent pour notre part. Il convient d'abord de développer une critique constructive de la classification de Lewis, ensuite de réfléchir au second degré des principes mêmes des typologies.

1.3.1 - Les problèmes de la classification actuelle

A la réflexion, il nous semble que deux problèmes concernent la typologie même de Lewis, qui n'ont jamais été soulevés clairement en tant que tels. Le premier concerne la logique de la différence d'échelon entre les classes, que Lewis appelle catégories, et les types. Lewis affirme que les 8 types qu'il définit, dont 4 repris à Hutchinson et Löffler, concernent chacune des deux classes holomictique et méromictique. Il y a donc pour un lac 16 possibilités. Or l'un des types n'est pas sur le même plan. Il s'agit de l'amicticité. Correspondant à une absence d'homogénéisation de la tranche d'eau due à une couverture glacielle permanente, l'amicticité exclut l'holomicticité et, de manière certes plus discutable parce que des mouvements partiels existent en fait dans ce type de lacs, la méromicticité. Il conviendrait donc d'élever le type amictique au niveau d'une classe, construisant ainsi les 3 classes holo-, méro- et amictique, avec, à l'intérieur des deux premières, les 7 types.

Mais un autre problème, beaucoup plus important, demeure. Il s'agit de l'absence de prise en compte de l'irrégularité interannuelle. Les deux phrases-clefs de Lewis à ce propos sont les suivantes.

« Les lacs qui étaient appelés oligomictiques seront méromictiques lors de la plupart des années et auront une classification saisonnière correspondant au comportement thermique et mictique de leur mixolimnion. Lors d'autres années, ces lacs seront holomictiques, mais avec la même classification saisonnière » (Lewis, 1983, p. 1783, en anglais).

Penser qu'il y a des lacs qui se conduisent de manière méromictique certaines années et holomictique d'autres années revient à dire que ce n'est plus le lac qui est classé dans ce cas, mais son comportement lors d'une année, dérangeant l'essence même de la classification. Il n'y aurait plus de lac de tel ou tel type, mais seulement des comportements annuels. C'est comme si on disait, lors d'une année à hiver exceptionnellement froid en Bretagne, que l'Armorique subissait cette année là un climat continental. En fait, il y aurait confusion entre un type de temps très particulier lors d'un hiver précis et la notion de climat qui implique la prise en compte de plusieurs décennies.

Or le type oligomictique de Hutchinson et Löffler prenait en compte cette irrégularité interannuelle ; c'était le lac sur le long terme qui était classé, brassé certaines années complètement, d'autres partiellement. Le problème était que l'oligomicticité était réduite par ces auteurs à quelques lacs subtropicaux, alors que le mélange de comportements méromictiques et holomictiques selon les années pour un même lac est beaucoup plus fréquent et concerne de nombreux lacs tempérés profonds. En fait, dans toutes les zones climatiques, il y a des lacs dont le comportement n'est pas le même selon les années.

Il conviendrait, à notre avis, de créer un critère supplémentaire d'opposition, outre ceux de Lewis (holomictique / méromictique, chaud / froid, brassage saisonnier / non saisonnier, brassage quotidien / non quotidien). Ce serait celui de lacs réguliers et irréguliers (**fig. 88**), conservant ainsi le terme utilisé en hydrologie, certes fluviale, pour caractériser les relations entre les années. Il peut y avoir une holomicticité régulière, pour les lacs brassés sur toute leur tranche chaque année, et irrégulière, pour

ceux qui ne le sont que certaines années, tout en l'étant plus souvent que partiellement. Si le nombre d'années pendant lesquelles le brassage partiel se fait est plus grand que le nombre d'années pendant lesquelles le brassage complet se réalise, le lac est méromictique irrégulier. Il y a enfin méromicticité régulière pour les lacs brassés sur leur tranche superficielle chaque année.

Mais ce principe de l'irrégularité, vrai pour l'épaisseur de la tranche d'eau brassée, l'est aussi pour le rythme de brassage (fig. 88). A la frontière de plusieurs domaines climatiques, ou dans des régions à climat fantasque, un lac pourrait par exemple être monomictique froid certaines années et dimictiques lors d'autres années. Sans employer les termes typologiques, Hobbie (1984, p. 70) cite, dans son étude des lacs polaires, le Schrader, directement stratifié en été 1958, avec un épilimnion stable à 10 °C, mais ne dépassant jamais 4 °C l'été suivant. Il nous semble que seul Forel (1901, p. 120), dans un passage oublié écrit en allemand, aborde ce problème, en appelant subtropicaux les lacs à comportement tropical la plupart des années, mais tempéré certaines autres années, et subpolaires les lacs à comportement polaire la plupart des années, mais tempéré certaines années. Le même raisonnement pourrait être conduit, avec une dimicticité régulière ou irrégulière, une monomicticité froide régulière ou irrégulière, etc.

Enfin, ce principe de l'irrégularité, vrai pour l'épaisseur de la tranche d'eau brassée et pour le rythme de brassage, l'est aussi pour la prise en glace, par exemple en milieu tempéré océanique (**fig. 88**). Là, lors de certains hivers, les plans d'eau, surtout de petite taille, gèlent, mais ils passent tout l'hiver libres de glace lors d'autres années. Ils sont donc parfois froids, parfois chauds, au sens de Lewis.

1.3.2 – Une typologie des typologies des températures lacustres

Dans le dédale des multiples propositions de typologie, dans l'écheveau des dizaines d'amendements construits à partir de celle de Hutchinson et Löffler (1956), et même dans les rares refontes complètes (Paschalski, 1964, Lewis, 1983), il n'y a jamais eu véritablement de pause épistémologique. A la seule exception de la géographe russe Smirnova (1993), la réflexion s'est en quelque sorte toujours fondée sur les méthodes de science dure. Or il nous semble qu'il faudrait aussi envisager le second degré, à travers le but de construction de la typologie, le choix mis en avant dans proposition, etc. Si l'on essaie d'interpréter l'histoire des classifications des températures des lacs et de faire une typologie des typologies, on peut déceler trois groupes³³.

³³ A notre connaissance, la seule étude concernant le classement des classifications thermiques lacustres est celle de Smirnova (1993), traitant en grande partie des différentes typologies russes. Ni Lewis ni Paschalski ne sont par exemple cités. Selon la géographe péterbourgeoise, on peut distinguer quatre groupes de typologies thermiques. Le premier est celui des classifications dans lesquelles « la thermique des lacs est une conséquence de la zonalité physico-géographique » (p. 37, en russe). Le deuxième groupe est celui « des classifications dont le principe est de détailler le cas de la zone tempérée » (p. 38, en russe). Le troisième groupe comprend les classifications dans lesquelles « la thermique des lacs est une conséquence à la fois de la zonalité physico-géographique et des caractères de chaque plan d'eau pour ce qui est de la stratification » (p. 40, en russe). Le dernier groupe comportent les classifications qui s'appuient sur « les éléments du bilan thermique, du budget de calorifique » (p. 42, en russe).

1.3.2.1 – Les typologies thermiques

Nous appellerons *typologies thermiques* celles dans lesquelles c'est la cause, la température de l'eau, qui est le critère. La conséquence, le brassage, est bien évidemment connu de cette famille typologique, mais il n'est pas le fondement du raisonnement.

La première grande classification, celle de Forel (1892, 1895), à la fin de XIX^e siècle, était éminemment thermique, à la fois dans la terminologie et dans son essence même. Le lexique forelien, par l'emploi de « polaire, tempéré, tropical », était thermique et il le resta dans le monde entier jusque dans les années 1930. La conception qui prévalait l'était elle aussi. Pour Forel, l'uniformisation thermique, en tant que tendance (donc processus) domine l'état d'homothermie et sa conséquence, le brassage.

Les travaux de Whipple (1898), bien qu'il ne les présentât pas ainsi, consistaient à donner plus d'importance au brassage : la « stratification » était remplacée par la « stagnation », « l'uniformisation » par la « circulation ». Mais il juxtaposa en fait une typologie thermique forelienne et une typologie mictique nouvelle, sans les unir en une typologie thermo-mictique.

La réflexion thermique n'est cependant pas un héritage du XIX^e siècle que les classifications plus récentes auraient définitivement relégué. Lemmin (1995), qui a publié la seule critique connue à l'égard de la classification de Lewis (1983), s'appuie sur ce trait. Selon lui, il est difficilement concevable de mettre dans une même famille des lacs appartenant à des domaines climatiques très différents. Or cette proposition implique de se ranger préalablement dans une conception thermique. Est-ce donc, comme annoncé, une critique de la classification de Lewis, alors que celle-ci est thermo-mictique ? Si, eu égard au nombre de brassages et à leur répartition annuelle, des lacs éloignés se conduisent de la même manière, pour quelle raison les séparer, quand on connaît l'importance des rythmes de brassages pour le fonctionnement des lacs ? Il est vrai que si on arrivait à distinguer des seuils thermiques en valeur absolue qui aient une influence concrète, par exemple sur les organismes, une typologie limnoclimatique, donc thermique, serait possible : lacs équatoriaux, tropicaux à saisons alternées, arides, etc. Mais il nous importe ici de montrer que la critique ne peut pas porter, car elle n'est pas au même niveau. Il faut d'abord distinguer les typologies thermiques et thermo-mictiques et, une fois l'école choisie, élaborer la construction ou la critique.

En fait, le vrai problème intrinsèque aux différentes typologies thermiques est celui des lacs salés. Si on les classe selon le même critère dominant thermique que les lacs d'eau douce, comme l'avait fait Forel (1895) avant de se rétracter (1901), on bloque l'intérêt même de la typologie, qui est la conséquence sur le fonctionnement vertical du lac. Les travaux de Findenegg (1935) visaient à clarifier ce problème.

1.3.2.2 – Les typologies thermo-mictiques

Nous appellerons *typologies thermo-mictiques* celles dans lesquelles à la fois la température et le brassage interviennent comme critères. En opposant les lacs holomictiques aux lacs méromictiques, Findenegg (1935) bouleversait le schéma forelien. Le vocabulaire de la micticité reflétait la nouvelle domination conceptuelle du brassage. Au premier rang hiérarchique de la classification se trouvait donc le brassage. A l'intérieur de la méromicticité, celle qui intéressait avant tout Findenegg, la subdivision était elle aussi mictique. En revanche, à l'intérieur de l'holomicticité, le moindre intérêt de Findenegg allait s'ajouter à la célébrité du schéma de pensée forelien et à l'habitude prise de le suivre pour emboîter la typologie thermique dans la typologie mictique.

On se retrouva donc avec un premier rang hiérarchique mictique et un deuxième rang hiérarchique mictique dans le cas de la méromicticité et thermique dans le cas de l'holomicticité. Pendant une cinquantaine d'années, les chercheurs allaient lutter dans le cadre d'une typologie

thermo-mictique déséquilibrée et juxtaposée. C'était à l'intérieur de chaque famille que chaque limnologue combattait, construisait, amendait, perfectionnait, critiquait, certains ayant une conception très thermique, comme Löffler, d'autres très mictique, comme Walker et Likens.

Le poids de Hutchinson (1957) était tel qu'il imposa sans peine sa classification, mais elle était, comme les autres de la même époque, une juxtaposition thermique et mictique, une paratypologie en quelque sorte, dont la distorsion provenait de la disparité des deuxièmes rangs hiérarchiques.

1.3.2.3 – Les typologies mictiques

Nous appellerons *typologies mictiques* celles dans lesquelles c'est la conséquence, le brassage, qui forme le critère déterminant. L'école polonaise de limnologie avait la première élaboré une refonte logique et équilibrée après la césure introduite par Findenegg. Passowicz (1938) avait d'abord créé les termes de « bradymictique » et « tachymictique », pour désigner d'une part les lacs à brassage lent, faible, d'autre part les lacs à brassage rapide, puissant. Olszewski (1953) avait ensuite construit le mot « eumictique » pour qualifier les lacs moyennement brassés. D'une réflexion concernant d'abord le seul monimolimnion des lacs méromictiques, la terminologie était passée chez Olszewski à tous les lacs, holomictiques et méromictiques, qu'on pouvait donc classer en fonction de l'intensité du brassage. Enfin, Paschalski (1964) avait confirmé la typologie, ajoutant au premier échelon les lacs pléomictiques (cf. *supra*).

La nouvelle classification des lacs avait donc pour premier critère l'épaisseur de la tranche d'eau brassée et pour second critère la vitesse et l'intensité dudit brassage³⁴. La typologie était devenue proprement mictique.

Pourtant, malgré sa logique, elle n'a pas pris chez les limnologues. Une cause formelle n'est pas à exclure. L'audience des revues polonaises est incomparablement plus faible que celle des revues anglo-saxonnes et cette école est rarement citée. Quand elle l'est, on peut la trouver déformée, par exemple quand elle est évoquée uniquement à propos de la méromicticité (Dussart, 1966, 1992).

Mais la cause principale tient sans doute au fond. Le premier rang hiérarchique est mictique et fait largement intervenir la salinité ; le deuxième rang hiérarchique est mictique et fait intervenir des paramètres comme le vent, la situation d'abri, la forme du bassin lacustre. Or il s'agit d'une typologie censée classer les lacs, sinon en fonction de leur température, du moins en rapport avec elle, comme le rappelait la figure 1 de la page 391 de Paschalski (1964). Cette contradiction ne fut sans doute pas étrangère à l'échec de la diffusion de cette typologie.

Après la parenthèse polonaise, ou à l'écart de celle-ci, le problème de déséquilibre et de juxtaposition de la typologie de Hutchinson et Löffler, même transformée par de nombreux auteurs, restait entier. L'Américain Lewis (1983) fut donc le premier à unir les logiques thermique et mictique (cf. *supra*). Le critère du brassage fonde le premier rang hiérarchique et celui des températures le second dans les deux familles. Il s'agit donc d'une vraie classification thermo-mictique, logique et équilibrée.

En conclusion, il s'agit de n'être point dupe de l'essence même de la classification qu'on propose, en fonction du but poursuivi. Si on adopte, en connaissance de cause, une classification thermo-mictique, celle de Lewis (1983) apparaît aujourd'hui comme la plus aboutie. Elle n'est cependant pas exempte de problèmes et, parmi eux, il nous semble que celui de l'irrégularité

³⁴ Les deux échelons hiérarchiques de la classification apparaissent très clairement à la lecture de Paschalski (1964, p. 390, en anglais) : « Les circulations méromictiques, holomictiques et pléomictiques sont considérés comme des types de circulation ; les circulations bradymictiques, eumictiques et pléomictiques comme des sous-types ».

interannuelle doit être soulevé. De ce point de vue, le Limousin, par son climat océanique, est particulièrement concerné et doit permettre d'évoquer concrètement ce phénomène.

2 – UNE TYPOLOGIE THERMO-MICTIQUE DES PLANS D'EAU LIMOUSINS

Les Limousins qualifient volontiers leurs étangs de « froids », par rapport, par exemple, à ceux de la Brenne. Ce caractère est en général associé à d'assez faibles rendements piscicoles, mais la basse Marche s'en distingue. Une typologie des étangs est donc indispensable, qui s'appuie sur la cause des différences de productivité : le fonctionnement thermique et les rythmes de brassage de ces plans d'eau. En outre, le passage des étangs aux lacs est souvent progressif et la réunion de tous les plans d'eau dans une classification permettrait de souligner cette gradation, tout en sachant que la gestion des lacs de barrage implique une activité aquacole habituellement différente.

2.1 – Les critères de distinction et de distribution des plans d'eau limousins

Parmi les travaux régionaux, il existe deux typologies concernant les plans d'eau limousins, celles de Gisclard (1985) et de Balabanian et Bouet (1989). Dans les deux cas, le sujet dépasse largement la seule réflexion thermique, mais l'objet est réduit aux seuls étangs.

Gisclard (1985) envisage cinq critères possibles de distinction des étangs limousins : l'alimentation en eau, la qualité de l'eau, l'altitude, la profondeur et la superficie. Dans son classement hiérarchique, l'auteur justifie l'élimination du premier paramètre par le fait qu'il n'est généralement pas un facteur limitant de l'aquaculture en Limousin et ne cause pas de contraste assez nets entre les différentes régions.

Le deuxième critère nous intéresse au premier chef, puisque la température est justement un paramètre physique.

Or Gisclard (1985, p. 32) écrit : « Sur le plan de la qualité physico-chimique de l'eau, les différences d'une région à l'autre sont donc trop faibles pour permettre de différencier les étangs du Limousin en classes bien distinctes. Malgré tout, les parties amont des bassins versants et notamment la Montagne limousine et le Plateau de Millevaches, disposent d'eaux plus froides que dans des régions de plus faible altitude ».

Ainsi, les paramètres physico-chimiques ne semblent pas les plus pertinents en Limousin, à la seule exception de la température. Voilà qui incite à aller de l'avant quant à l'importance du critère thermique. Selon le même auteur, l'altitude ne constitue pas un critère déterminant, bien qu'elle coïncide le plus souvent avec une pollution plus faible et une eau plus froide. Il aurait d'ailleurs été également intéressant de se demander si l'altitude joue seulement sur le rafraîchissement de l'eau de surface ou aussi sur l'eau profonde.

D'après Gisclard (1985), les deux facteurs typologiques sont la profondeur et la superficie. Or la justification de l'importance du critère de la profondeur se trouve être avant tout thermique.

« Les étangs peu profonds offrent des conditions favorables (présence de végétation aquatique, réchauffement des eaux, pénétration de la lumière) à l'existence d'une bonne productivité naturelle. Par contre, les étangs profonds offrent aux poissons et notamment aux Salmonidés, des possibilités de refuge dans des zones où la température s'élève moins vite en période chaude » (id., p. 33).

Le facteur de la profondeur étant majeur, des bornes de deux classes sont « fixées » (ibid.) par l'auteur. La limite retenue est celle de 4 m, mais le choix de ce seuil n'est pas argumenté.

Le second critère typologique essentiel de l'auteur se trouve être la superficie des étangs, les bornes des trois classes étant proposées à 2 et 10 ha. La justification de l'importance du critère de la surface est le suivant.

« Un grand étang est, en principe, plus productif qu'un petit étang ; mais [...] le rendement en production est meilleur quand on peut disposer par exemple de trois étangs de 2 à 3 ha plutôt que d'un seul de 8 à 10 ha » (ibid.).

Pour que la première proposition ne contredise pas la seconde, il faut comprendre « productif » au sens de la production absolue et non au sens de la productivité. Ceci étant, le paramètre seul de la superficie comme cause de différence de rendement piscicole et de choix des seuils n'est pas argumenté.

Finalement, le croisement de deux classes de profondeur et de trois classes de superficie conduit Gisclard (1985, p. 34-35) à définir six types d'étangs limousins : « peu profonds et de faible superficie, profonds et de faible superficie, peu profonds de superficie moyenne, profonds de superficie moyenne, peu profonds de grande superficie, profonds de grande superficie ».

Au total, cette typologie fait valoir les paramètres morphométriques, souligne l'influence de ceux-ci sur la température de l'eau, donc le fonctionnement trophique des étangs, et, en définitive, son application à la pisciculture. Elle prend aussi en compte, du moins dans la discussion des critères, certains facteurs de distribution régionale à l'intérieur du Limousin, notamment la différence d'altitude, en hiérarchisant cette incidence à un échelon inférieur à celui des paramètres de forme des étangs.

La démarche de Balabanian et Bouet (1989, pp. 75-76) s'attache au contraire à mettre en avant la répartition spatiale des étangs. La typologie distingue ainsi quatre régions : « le Bassin de Brive, le Plateau de Millevaches et la montagne limousine, la Basse-Marche et le Bas-Berry » et, enfin, « tout le reste du Limousin, formé de plateaux intermédiaires ». La température de l'eau est l'un des traits les plus employés pour justifier le choix de la séparation des quatre régions.

Ainsi, « le Bassin de Brive [est] la région [...] la plus favorable à la pisciculture en raison de la qualité et de la température des eaux » (id., p. 75).

Quant aux étangs de la Montagne limousine, ils sont les plus froids de tous (ibid.). Les paramètres morphométriques interviennent aussi pour soutenir la régionalisation, comme la faible profondeur des étangs de la basse Marche ou, au contraire, le caractère très creux de ceux des plateaux intermédiaires.

Les deux typologies, celle de Gisclard (1985) d'une part, de Bouet et Balabanian (1989) d'autre part, ont un certain nombre de points communs : d'abord il y a un lien entre les régions du Limousin et la forme des étangs qu'elles possèdent ; ensuite la typologie a pour but pratique de conduire à une classification du fonctionnement trophique de l'étang, lequel dépend avant tout de la température.

Cependant, dans la réalité, la relation entre la répartition spatiale et la morphométrie n'est pas parfaite. Et cette absence de coïncidence amène intuitivement chacun des auteurs à argumenter la primauté de l'une ou de l'autre.

Dans le sens de la prépondérance de la morphométrie, le premier souligne que les « étangs peu profonds et de faible superficie, [...] même s'ils sont moins fréquents en zone de montagne, [...] ne sont pas spécifiques d'une région particulière du Limousin » (Gisclard, 1985, p. 34).

Figure 89

A l'inverse, dans le sens de la prééminence du critère régional, les seconds rappellent que, sur le plateau de Millevaches, « les quelques retenues éparses qui existent sont de deux types. Il y a celles qui sont établies sur des tourbières et qui sont peu profondes et, généralement, vastes. Les autres, installées dans des cuvettes, sont souvent très petites (30 à 50 ares). [...] Dans tous les cas, les eaux sont les plus froides et les plus acides du Limousin » (Bouet et Balabanian, 1989, p. 75).

Cela signifie que ces deux typologies ne sont pas à la même échelle. Le fondement de celle de Gisclard (1985) est l'étang à grande échelle cartographique, qui, par multiplication, constitue des familles dont certaines peuvent plus ou moins correspondre à des régions, tandis que la classification de Bouet et Balabanian (1989) s'appuie sur la région d'étangs à petite échelle cartographique, qui, par subdivision, se compose de plans d'eau dont une grande part ont des caractères morphométriques communs.

Quant à nous, nous souhaiterions aborder étangs et lacs et l'angle d'étude sera ici résolument thermique. Ce sont cependant les relations entre la température et le brassage qu'il nous semble falloir développer, dans leurs rythmes, au-delà de l'opposition bien connue entre le fait que les étangs de la Montagne limousine sont plus froids que ceux des bas plateaux. A cet égard, il nous paraît raisonnable de privilégier, dans un premier temps, la forme des étangs.

Nous avons longuement développé par ailleurs nos conceptions sur la personnalité géographique de chaque lac et ses relations avec la notion de région lacustre (Touchart, 2000a et b). Cette expérience nous conduit à mettre en avant l'individualité géographique de tout plan d'eau et de son bassin d'alimentation pour expliquer son fonctionnement interne, dans un ensemble régional limousin et angoumois qui, en fait, se trouve dans le même domaine climatique et se contente d'apporter quelques nuances altitudinales et latitudinales.

A l'intérieur du critère morphométrique, il nous semble que la profondeur est le paramètre majeur, celui pour lequel nos chaînes de mesures ont permis de déterminer pour la première fois dans l'ouest de la France des seuils de fonctionnement thermique quantifiés et non arbitraires. Quant à la prise en compte de la superficie, elle trouve sa justification dans la course du vent, élément moteur du brassage forcé. Fondées sur ces critères, les familles thermo-mictiques de plans d'eau peuvent intégrer des caractères régionaux, lesquels procèdent tant des relations entre morphométrie et répartition spatiale que des légères différences climatiques qui marquent le Limousin d'ouest en est et du sud au nord.

2.2 - Les types de plans d'eau limousins en fonction des rythmes de brassage : l'importance des seuils de profondeur

D'après l'étude des profils, diagrammes PHT, thermo-isoplèthes relatives, issue de nos mesures en continu, et la recherche de la stabilité de la stratification dans plusieurs étangs (cf. chap. III), quelques seuils de profondeur peuvent être estimés comme représentatifs des limites de rythme de brassage (**fig. 89**).

2.2.1 – Les plans d'eau de micticité diurne

Il semble que, dans les conditions climatiques de l'ouest du Massif Central, au moins sur les bas plateaux du Haut Limousin, la frontière entre la polymicticité continue et discontinue se trouve vers 0,8 m à 1 m de profondeur. Dans les plans d'eau de profondeur inférieure à ce seuil, le brassage est permanent en saison froide et, en saison chaude, la convection libre est capable d'homogénéiser la tranche d'eau chaque nuit. Les thermoclines ne sont au mieux que journalières. En général, ce sont des plans d'eau réduits à la couche de brassage permanente de l'épilimnion. Ainsi, toutes les mares du Limousin et certains étangs pelliculaires de la Basse Marche sont sans doute polymictiques continus.

Nos mesures au déversoir de l'étang des Oussines laissent en outre entrevoir que les amplitudes thermiques diurnes de l'eau des étangs limousins semblent diminuées par l'altitude. Ainsi,

sur le Plateau de Millevaches, il est possible que le seuil de profondeur soit encore quelque peu réduit en deçà de 80 cm.

Vu la grande rareté de la littérature à ce sujet, il est difficile de mener des comparaisons et de cadrer le Limousin à l'intérieur d'une structure générale. Cependant, en Israël, Krambeck *et al.* (1994) ont avancé que le cycle diurne de stratification et de déstratification concernaient les étangs jusqu'à 3 ou 4 m de profondeur. Mais les mêmes auteurs parlent directement de stratification saisonnière au-delà de ce seuil, n'ayant pas étudié la transition interdiurne.

2.2.2 – *Les plans d'eau de micticité interdiurne*

En Limousin, la limite entre la polymicticité et la micticité saisonnière semble se trouver vers 5 à 6 m de profondeur dans les plans d'eau de quelques hectares ou dizaines d'hectares. De nombreux étangs limousins sont brassés pendant toute la saison froide et, en saison chaude, leur tranche d'eau s'homogénéise selon un pas de temps variable, plus long que le cycle diurne, mais plus court que l'attente saisonnière. Non seulement les thermoclines quotidiennes se succèdent, mais ce sont plus souvent encore des thermoclines temporaires durant plusieurs jours d'affilée. En effet, les homothermies ne sont pas dues à la convection libre calquée sur le cycle diurne, mais dépendent des passages dépressionnaires, accompagnés de convection à la fois mécanique et thermique. Dans ces plans d'eau, la cadence des brassages est acyclique et leur retour exact n'est pas prévisible. La plupart des étangs limousins sont ainsi polymictiques discontinus.

A l'intérieur de la tranche allant de 1 à 5 ou 6 m, un seuil paraît se dégager vers 3 à 4 m, borne d'autant plus grande que l'étang est étendu, donc la course du vent plus longue. En deçà de 3 à 4 m, il semble que les étangs polymictiques discontinus connaissent des homothermies estivales assez fréquentes. La colonne d'eau s'homogénéise au moins une fois par décade en moyenne estivale. Ce sont des plans d'eau réduits à un épilimnion, lequel se confond avec une couche de brassage au moins une dizaine de fois pendant les trois mois d'été. Vu la stabilité moyenne de la stratification thermique, cela arrive pour des vents d'au moins 9 à 10 km / h survolant les étangs les plus étendus (30 à 40 ha). Les plans d'eau de faible superficie réclament des vitesses plus fortes. Presque tous les étangs de la Basse Marche (dont les profondeurs caractéristiques sont comprises entre 0,80 et 1,50 m, selon Ardillier, 1997, p. 361) appartiennent à cette famille, de même que les étangs de tourbière de la Montagne Limousine. De nombreux étangs des plateaux intermédiaires et des bas plateaux du Haut et du Bas Limousin sont dans ce même cas.

Entre 3 à 4 m et 5 à 6 m, les étangs polymictiques discontinus connaissent manifestement peu d'homothermies estivales. Il y en a quelques-unes dans tout un été, à la faveur de passages dépressionnaires accentués et répétés, durablement frais et ventés, surtout si l'étang est suffisamment étendu pour connaître une course du vent de plusieurs centaines de mètres, conditions favorables au brassage forcé. Ce sont des plans d'eau constitués d'un épilimnion entier posé sur un segment de métalimnion. Au fond de ces étangs, le saut thermique prend parfois l'allure d'une thermocline durant deux ou trois mois. Cette tranche d'eau épimétalimnique fait en quelque sorte la transition avec la micticité saisonnière. Ce type d'étang n'est pas rare, notamment dans les Monts du Limousin, entre le Haut et le Bas Limousin.

2.2.3 – *Les plans d'eau de micticité saisonnière*

Au-delà de 5 à 6 m de profondeur, les plans d'eau limousins de petite superficie, qui offrent au vent une courte course, ont tendance à connaître une micticité saisonnière. C'est le cas des étangs très profonds mais peu étendus. Les homothermies sont pratiquement permanentes d'octobre ou novembre à mars ou avril, parfois absentes pendant quelques jours ou semaines lors d'une stratification inverse stabilisée par une prise en glace. En revanche, pendant le semestre chaud, la stratification directe est stable. Une thermocline-mère, qui ne se détruit pas pendant plusieurs mois, isole au fond un petit hypolimnion. Il n'est que d'observer la couleur et sentir l'odeur des suintements que laissent passer les

bondes de ces petits étangs très profonds pour se persuader des qualités hypolimniques des eaux de fond concernées.

A l'ouest des Monts du Limousin, notamment dans les Monts de Châlus, ce genre d'étang est répandu. Douze pour-cents des étangs de cette région ont une profondeur supérieure à 6 m et certains n'ont pas été vidangés depuis les années 1920 (Bartout, 2000, p. 129). Par leur micticité saisonnière et la pérennité de leur masse d'eau, lesdits étangs ont en fait un fonctionnement de type lacustre, en général monomictique chaud.

Dans les lacs d'une centaine d'hectares et plus, la course du vent a des longueurs telles que le seuil de la micticité saisonnière descend en profondeur. Il peut être estimé à un minimum de 8 m, en s'appuyant sur les profils thermiques du lac de Lavaud de 1995. Les mesures des années suivantes montrent que ce seuil doit être encore approfondi pour prendre la liberté de l'élargir, de l'extrapoler. Le métalimnion, dans sa stabilité saisonnière, peut descendre jusqu'à près d'une quinzaine de mètres. Les lacs de barrage limousins sont en général monomictiques chauds. Les lacs de barrage angoumois, en partie vidés chaque été pour soutenir le débit de la haute Charente, peuvent se réduire à une tranche d'eau inférieure à ce seuil en fin d'été. Ils ont un fonctionnement monomictique chaud tronqué, les brassages complets arrivant dès le mois de septembre.

2.3 – L'irrégularité interannuelle en Limousin

Les grands étangs limousins n'ont pas été pris en glace en 1996-1997, ni en 1999-2000, ni en 2000-2001. En revanche, ils l'ont été en 1997-1998 et 1998-1999. L'étang de la Pouge a été recouvert de glace pendant 14 jours en 1997-1998. En accord avec le climat océanique vrai du Limousin, cette alternance d'hivers très doux et nettement plus froids est typique.

Si les mesures thermiques en continu ont débuté en 1997 dans les cours d'eau, il n'en est pas de même à l'intérieur des plans d'eau, où les premières bouées ont été placées en 1999. Or les deux hivers concernés depuis leur installation ont été très doux, si bien que nous ne possédons aucune évolution de profils en stratification inverse³⁵.

Par exemple, dans le Grand Etang de Cieux, le profil le plus froid enregistré, celui du 1^{er} mars 2001 à 6h (heure d'hiver), donnait les résultats suivants : 3,85 °C à 25 cm de profondeur, 4,00 °C à 45 cm, 3,96 °C à 60 cm, 3,96 °C à 75 cm, 4,15 °C à 110 cm, 3,92 °C à 170 cm et 4,12 °C à 220 cm. Le profil permet surtout de vérifier que les nouveaux thermomètres enregistreurs achetés en 2000, qui ont une résolution au centième de degré, tandis que la précision donnée par le fabricant reste de 0,2 °C, comme celle de tous les précédents, compliquent pour rien les mesures. Pour ce qui est de l'aspect scientifique, il s'agit d'une homothermie à la limite de la très légère stratification inverse en surface, qui aurait peut-être pu être décelée avec des mesures au-dessus de 25 cm.

Les grands étangs limousins se conduisent ainsi, selon les années, tantôt de manière polymictique chaude discontinue, tantôt de manière polymictique froide discontinue, c'est-à-dire passant d'un extrême à l'autre de la classification de Lewis (puisque la première question, celle du premier niveau des embranchements, concerne la prise en glace). Ces plans d'eau, dans une étude longue, doivent donc être qualifiés de polymictiques chauds irréguliers discontinus.

Il faut aussi insister sur le fait que, les étangs limousins étant pour la plupart polymictiques discontinus, ils sont par définition très variables, leurs homothermies ne répondant pas à un cycle. Les perturbations estivales peuvent être rares un été, fréquentes l'été suivant, arriver seulement en juillet telle année, mais seulement en août telle autre année. Puisque le brassage est acyclique, il est éminemment irrégulier, on pourrait dire aléatoire, et il n'est pas possible de le prévoir, sauf à court terme en fonction des conditions météorologiques et de leur évolution.

³⁵ Ceux de l'étang de la Pouge, mesurés manuellement en hiver 1997-1998, sont ponctuels. Ils ne permettent donc pas l'étude de l'évolution temporelle d'un profil à l'autre.

De nombreux plans d'eau limousins et angoumois, soit étangs très profonds, soit lacs peu profonds, sont à la limite de la monomicticité chaude et de la polymicticité discontinue. Ils peuvent donc passer de l'un à l'autre selon les années. Ainsi, le lac de Lavaud a clairement eu un comportement monomictique chaud en 1995. En 1996 et 1997, il semble que la polymicticité discontinue n'ait pas été loin.

Conclusion du chapitre IV

Les typologies de micticité des lacs qui ont fait date sont celles de Forel (1895), Findenegg (1935), Hutchinson et Löffler (1956), Paschalski (1964) et Lewis (1983). Parmi les problèmes rencontrés, celui de l'épaisseur de la tranche d'eau a toujours eu une place de choix, si bien que l'étude détaillée des rythmes de brassage d'étangs profonds était susceptible de contribuer à la progression des connaissances fondamentales à ce sujet. Sur ce plan, nous avons suggéré que l'approche des variations interannuelles n'avait peut-être pas été assez approfondie dans les classifications existantes et nous proposons de distinguer les plans d'eau réguliers et irréguliers. Mais le caractère appliqué de notre recherche typologique est aussi important.

Entre les mares, où la variabilité diurne est complète, et les lacs, où l'étude du cycle annuel est souvent privilégiée (bien que les changements à court terme y soient aussi essentiels, Lemmin, 1995, p. 88), les étangs constituent l'échelon intermédiaire (Pichler, 1939, Würtz, 1958), celui du seuil où les variations diurnes et saisonnières prennent une importance comparable.

Nos mesures en continu sur chaîne de bouée ont permis de préciser, en Limousin, les seuils de ces changements de comportement thermique, qui sont à l'origine des différences de fonctionnement trophique des plans d'eau.

Les étangs pelliculaires, comme ceux de la Basse Marche, sont sans doute polymictiques continus. Tout système de sortie évacue une eau d'épilimnion supérieur, homogénéisée chaque nuit. Les étangs intermédiaires et profonds sont polymictiques discontinus. Entre 1 et 3 à 4 m, l'existence d'un moine modifie les qualités de l'eau de sortie environ neuf jours sur dix pendant la saison chaude. Entre 3-4 m et 5-6 m, un moine situé au fond de l'étang soutire une eau différente de celle d'un déversoir de surface pratiquement pendant tout l'été, trois ou quatre jours pouvant faire exception sur tout un été. Au-delà de 6 m de profondeur, les plans d'eau de petite superficie et munis d'une bonde peuvent continuer, pour satisfaire l'usage courant, d'être appelés des étangs, mais ils se conduisent en fait comme des lacs. Leur micticité est saisonnière et l'existence d'un moine aura pour conséquence de puiser une eau hypolimnique, de température fraîche et stable pendant toute la saison chaude, mais désoxygénée et susceptible de contenir des substances relarguées par les sédiments si d'autres précautions ne sont pas prises. Si la superficie est importante, cas des lacs de barrage, le seuil de micticité saisonnière semble descendre à au moins 8 m.

Le niveau de la prise d'eau, puisant ainsi dans le premier mètre polymictique continu de l'épilimnion, dans le reste discontinu de ce même épilimnion, ou dans le métalimnion sera à l'origine des cycles, des rythmes et des irrégularités thermiques des émissaires d'étangs. Dans les lacs, il s'ajoutera la possibilité des prélèvements hypolimniques. Cela conduit à un dernier chapitre, quantifiant l'influence dominatrice du plan d'eau sur l'effluent.

Chapitre V

L'INFLUENCE DES PLANS D'EAU SUR LES TEMPERATURES DE L'EMISSAIRE,

Ou

LES TEMPERATURES DE L'EAU A MOYENNE ECHELLE

De ses flots suspendus la descente plus douce
Laisse douter aux yeux s'il avance ou rebrousse ;
Lui-même à son canal il dérobe ses eaux,
Qu'il y fait rejaillir par des secrètes veines,
Et le plaisir qu'il prend à voir des lieux si beaux,
De grand fleuve qu'il est, le transforme en fontaines.

Pierre Corneille, *Sur la pompe du pont Notre-Dame.*

CHAPITRE V :

L'INFLUENCE DES PLANS D'EAU SUR LES TEMPERATURES DE L'EMISSAIRE, Ou LES TEMPERATURES DE L'EAU A MOYENNE ECHELLE

L'étude des segments fluviaux influencés par les lacs et les étangs procède d'un cumul de l'échelle régionale et de l'échelle locale. Les émissaires voient leurs caractères thermiques dépendre à la fois de leur intégration dans le milieu climatique à petite échelle cartographique, des différences d'altitude, du réseau hydrographique régional, et, en même temps, des traits propres à chaque plan d'eau traversé, de sa morphométrie, de ses cycles de stratification et de brassage, de la profondeur et de la situation de la prise d'eau. Il s'agit donc d'une étude à moyenne échelle, qui intègre toutes les données précédentes.

La comparaison des températures à l'entrée et à la sortie des plans d'eau est une démarche rare. Les limnologues étudient souvent le bassin d'alimentation, les températures des affluents, afin de quantifier les apports au lac, puis de modéliser le fonctionnement de ce lac (Salençon & Thébault, 1997). Les potamologues sont intéressés par l'émissaire, mais considèrent en général la sortie du plan d'eau comme le point de départ (Dess ..., 1997).

Quant à nous, il nous semble essentiel de décrire la température comparée en amont et en aval des plans d'eau et de tenter de l'expliquer par la connaissance du fonctionnement interne de ces lacs et étangs, d'une part pour des raisons de recherche fondamentale, d'autre part pour répondre aux préoccupations des administrations, riverains, pêcheurs, gérants d'étangs et de lacs de barrage. Car les deux questions, concrètement, sont bien de savoir quelle est l'influence des plans d'eau sur la température des cours d'eau et, une fois cet effet quantifié, quelle est la distance jusqu'à laquelle se propage cette perturbation.

Il n'est pas lieu de donner une réponse simple à l'interrogation concernant l'effet des plans d'eau sur les cours d'eau, mais d'apporter des éléments permettant de nuancer les multiples influences thermiques possibles en fonction des différentes échelles spatiales et temporelles.

Le facteur spatial doit être mis au premier rang : les plans d'eau n'ont pas les mêmes caractéristiques donc les mêmes effets sur les effluents et il a été choisi une hypothèse de travail considérant que la différence essentielle entre les régimes thermiques des émissaires fluviaux provenait du niveau de la sortie d'eau. Les étangs à déversoir de surface sont ainsi opposés aux plans d'eau à prise profonde. Parmi ces derniers, les étangs à moine, où l'eau est soutirée à un seul niveau (déversoir de débordement exclu) et, tout au plus, à quelques mètres de profondeur, se distinguent des lacs de barrage, qui peuvent cumuler plusieurs vannes de hauteurs diverses, dont certaines sont susceptibles de se situer à de grandes profondeurs.

Le facteur temporel aide, à l'intérieur de chaque classe, à parcourir progressivement la gamme des effets des lacs et des étangs sur les émissaires fluviaux. Quand on aborde la question de l'influence des plans d'eau, s'agit-il de considérer l'échelle interannuelle, annuelle, interdiurne, diurne, acyclique, cyclique ? Faut-il avancer les hypothèses quant aux moyennes, aux extrêmes, aux amplitudes ? La variabilité est-elle plus importante à définir que les effets durables ? Une irrégularité de l'écart entre l'affluent et l'émissaire doit-elle être forcément imputée à l'influence du plan d'eau ou ne peut-elle provenir du croisement d'une régularité de fonctionnement de l'étang ou du lac face à un tributaire changeant ? Que dire d'un plan d'eau dont l'effet sur les maxima maximorum est décelable, par les mesures, sur un linéaire d'émissaire deux ou trois fois plus long que l'effet sur la moyenne mensuelle du mois le plus chaud ? Ne peut-il y avoir compensation saisonnière de deux influences contradictoires et une invisibilité annuelle ?

Il s'agit ainsi, non seulement d'ordonner scientifiquement les résultats de mesures nombreuses, mais aussi de donner des éléments de réponse non tranchés, reflets de la complexité, aux questions pratiques des différents acteurs de l'eau.

1 – LES TEMPERATURES EN AMONT ET EN AVAL DES PLANS D'EAU A DEVERSOIR DE SURFACE

L'idée de mesurer à la fois la température de l'eau lacustre et fluviale remonte à de Saussure (1796), qui avait pris quelques températures dans l'Aar en amont de son entrée dans les lacs de Brienz et de Thoune, pour les comparer avec celles de ces deux lacs. A l'époque, c'était la température profonde des lacs qui tourmentait le savant helvète, et il cherchait à savoir si c'était l'eau des affluents qui s'y enfonçait. Forel (1895, pp. 405-407) fut le premier à associer l'affluent et l'émissaire, dans une étude de la différence de température entre le Rhône valaisan et le Rhône genevois. Il concluait, sur l'année, à une grande chaleur gagnée entre l'entrée et la sortie du Léman, cependant qu'il pensait que, si le lac n'existait pas, le réchauffement subi par le fleuve à la traversée de 73 km de plaine aurait été encore plus fort.

Quand le plan d'eau est petit, cette question de distance est évidemment caduque et il suffit de mesurer la température à l'entrée et à la sortie pour en déduire l'influence de la seule pièce d'eau. C'est le cas en Limousin, où les plans d'eau qui se déversent en surface sont des étangs artificiels, d'où la conclusion que ces derniers conduisent à un réchauffement systématique des eaux fluviales. Issues de mesures ponctuelles, estivales et de journée, ces déductions ne laissent cependant pas la place aux décalages temporels, aux inerties susceptibles de nuancer ces propos. Il faut prendre plusieurs pas de temps, ne pas confondre mesures instantanées et moyennes et tenir compte de la différence entre un étang isolé et une chaîne d'étangs, qui sera éventuellement susceptible de construire une distance telle que l'eau fluviale se serait de toute façon réchauffée. Ce sont ces échelles temporelles et spatiales qu'il convient d'étudier géographiquement, seul moyen de quantifier indubitablement l'influence thermique des plans d'eau à déversoir de surface, largement décriés en Limousin.

1.1 – L'influence d'un étang isolé à déversoir de surface

Les thermomètres situés à l'intérieur des étangs limousins ont permis de montrer que les plans d'eau de cette région étaient, dès qu'ils dépassaient une profondeur d'environ 1 m, polymictiques discontinus (chap. IV) et quelques exemples de profils typiques ont été présentés (chap. III). Ces caractères sont liés à la morphométrie (chap. I) des plans d'eau et au climat (chap. II). Le fonctionnement interne des étangs autorise la compréhension des bouleversements qu'ils provoquent sur les cours d'eau barrés.

Etang de taille moyenne (cf. ses caractéristiques dans le chap. I), tout à fait représentatif du Limousin, le Theil, équipé par nos soins dès le mois de mai 1998, sera pris comme exemple de plan d'eau isolé à déversoir de surface.

1.1.1 – le rôle du déversement en surface

Dans le cas des étangs à déversoir de surface, c'est la couche d'eau la plus superficielle qui alimente l'émissaire, en général de quelques millimètres à quelques centimètres, parfois quelques décimètres. Dans l'étang du Theil, la tranche d'eau qui sort varie, lors d'une année moyenne, de 2 cm à la fin de l'été à environ 2 dm lors des hautes eaux hivernales. En 1999-2000, le plus bas niveau a été atteint le 13 septembre, l'émissaire étant alimenté par la tranche superficielle des premiers 2,2 cm. Le 28 décembre, c'était une couche de 23,0 cm qui sortait du plan d'eau (Graffouillère, 2000). Il faut y ajouter les remous provoqués par le déversement lui-même, qui homogénéisent la température de la tranche d'eau. En hiver, la température de la surface de l'étang ne correspond donc pas exactement à celle de l'émissaire juste à la sortie, mais à une moyenne de mélange de surface et de subsurface. Des

complications peuvent aussi survenir des différences horizontales de températures dans l'étang (chap. III-3).

Il ne faut cependant pas exagérer l'influence des différences de niveau, donc de l'épaisseur de la tranche d'eau qui sort par le déversoir. Un exemple autre que l'étang du Theil peut permettre de le comprendre. Dans l'étang des Oussines, qui possède en permanence deux déversoirs de surface dont le fond n'est pas au même niveau, la tranche d'eau qui sort n'est pas la même. Le 26 août 1999, à 15 heures 15, le phénomène était largement accentué après qu'un orage eut abattu un arbre, provoqué un embâcle et perturbé le fonctionnement de l'un des deux déversoirs. Ainsi, l'un d'entre eux laissait sortir, d'une manière quelque peu turbulente, une tranche d'eau de 20 cm d'épaisseur, alors que l'autre ne laissait passer que 4 cm d'eau. Les conditions étaient donc les plus différentes possibles, avec un écart de niveau remarquable et une chaleur importante exacerbant les contrastes thermiques. Or nous avons mesuré au premier une température de 20°9, alors qu'à la sortie du déversoir de 4 cm, elle était de 21°0.

Cependant, le niveau des étangs à déversoir de surface n'étant, en général, pas contrôlé, à l'inverse de celui de certains étangs à moine, où le débit de sortie est parfois régulé, il arrive que les marnages annuels soient beaucoup plus importants que dans le cas de l'étang-témoin du Theil. Par exemple, dans le Grand Etang de Cieux, ces deux dernières années, le niveau a varié de 80 cm (plus basses eaux au déversoir : 15 cm, plus hautes eaux : 95 cm, mesures M. Graffouillère).

Mois	Aérien	Eau amont	Différence eau amont-air	Eau aval	Différence eau aval-air
Juin 98	15,9	13,7	-2,2	21	+5,1
Juillet 98	17,3	14,8	-2,5	20,7	+3,4
Août 98	17,8	15,1	-2,7	19,6	+1,8
Septembre 98	14,5	13,8	-0,7	17	+2,5
Novembre 98	1,4	6,2	+4,8	3,9	+2,5
Décembre 98	3,0	6,9	+3,9	4,4	+1,4

Tableau 23 *Les températures moyennes mensuelles de l'air et de l'eau à l'entrée et la sortie de l'Etang du Theil (en °C), données L. Touchart*

Les données de novembre 1998 vont seulement du 17 novembre à 16h au 30 novembre à 23h.

Les facteurs climatiques sont l'autre grand pan des conditions dans lesquelles s'effectuent les différences entre l'amont et l'aval. Pendant les quatre mois les plus chauds, de juin à septembre 1998, ainsi que pendant la seconde quinzaine de novembre et de la totalité du mois de décembre, nous avons placé un thermomètre enregistrant toutes les heures les températures de l'air à proximité de l'étang du Theil. Le pas de temps est donc exactement le même que celui des enregistrements des températures de l'eau.

Pendant la saison chaude, seuls les deux à quatre premiers centimètres de l'Etang du Theil alimentent l'émissaire. Vu la faible superficie, la course du vent est ici très faible et des sauts thermiques de surface sont fréquents. Lors des calmes les plus prononcés, la couche de brassage est à peu près inexistante et la pellicule de surface est véritablement surchauffée. C'est cette eau des premiers centimètres qui est la seule à sortir. Dans ces conditions, il n'est pas étonnant que nous ayons pu mesurer jusqu'à 29,9 °C dans l'émissaire du Theil en juillet 1998. La différence avec l'amont est d'autant plus grande que le tributaire, de rang 1, occupe un fond de vallée boisé.

De ce point de vue, le Theil est représentatif du Limousin, où, vu la fréquence des étangs, tout cours d'eau en amont d'un plan d'eau est de petite taille, en général de rang 1 ou 2, serpentant entièrement sous forêt. En revanche, tous les étangs d'une certaine taille sont, sauf, éventuellement, leur périphérie, soumis à la radiation directe.

Figure 90

De juin à septembre, la moyenne quadrimestrielle de l'air a été de 16°4, contre 14°4 pour l'eau de l'affluent et 19°6 pour l'eau de l'émissaire (tableau 23). L'air, plus chaud que l'eau de la nappe qui alimente l'affluent en cette saison, réchauffe, par son contact, le ruisseau sous forêt. En revanche, l'eau de l'émissaire est beaucoup plus chaude que celle de l'air. La radiation incidente à la surface de l'étang, la plus forte en juin, alors que l'air est loin d'avoir atteint son maximum, provoque une différence très forte lors de ce mois. A la fin de l'été, la surface de l'étang est encore beaucoup plus chaude que l'air. L'eau qui ressort a donc reçu la radiation directe, au contraire de l'eau qui y entre, qui doit l'essentiel de son réchauffement estival au contact avec l'atmosphère. Les conditions sont réunies pour provoquer un gros écart entre l'aval et l'amont.

Pendant la saison froide, il y a souvent plus de 10 cm de tranche d'eau alimentant l'émissaire, parfois plus de 20. Les brassages, déjà fréquents dans l'étang lui-même, sont en outre contraints de s'effectuer sur cette tranche d'eau à la sortie, lors du déversement. L'eau qui sort de l'étang est plus froide que l'eau qui y entre. L'air est plus froid que l'eau, à la fois celle de l'affluent et de l'effluent. Quand il fait froid et sec, l'eau de la nappe alimente le ruisseau affluent et sa température assez constante est nettement plus chaude que celle de l'air. Quand une dépression survient, l'air est doux, l'eau de pluie qui ruisselle n'atteint pas de faibles valeurs thermiques et la différence entre la température de l'air et celle de l'eau de l'affluent est faible. Au total, la moyenne mensuelle de l'air est beaucoup plus froide que celle du ruisseau, par exemple de 4°8 lors de la seconde quinzaine très froide de novembre 98.

L'étang, quant à lui, montre une remarquable polymicticité de saison froide, au moins quand le temps est sec. Il connaît fréquemment une stratification thermique directe la journée et inverse la nuit et en ce sens l'étude du régime annuel de l'influence de l'étang réclame aussi une étude à l'échelle diurne, qui ne peut être ici séparée de la première. Pendant la période des grands froids, du 18 au 27 novembre, la moyenne des 10 maxima diurnes de l'eau à la sortie de l'étang a été de 4°0, celle des 10 minima diurnes de 3°1, dénotant assurément un brassage chaque après-midi et peut-être une légère tendance à la stratification thermique inverse de l'étang toutes les nuits.

D'ailleurs, si l'étang refroidit l'eau, c'est surtout par l'abaissement de température des maxima. En stratification thermique inverse, l'eau chauffée en surface dans la journée plonge et est remplacée par une nouvelle eau froide. Les maxima restent donc très bas à la sortie de l'étang, alors les maxima du ruisseau à l'entrée de l'étang peuvent être assez élevés. Il ne faut pas oublier non plus que l'émissaire correspond, en hiver, à une tranche plus épaisse qu'en été sortant du déversoir, réalisant ainsi une moyenne des températures superficielles et subsuperficielles.

Il est nécessaire de quantifier ces écarts entre l'aval et l'amont de l'étang à plusieurs échelles de temps (**fig. 90**).

1.1.2 – Une eau réchauffée de plusieurs degrés

Le rôle des moyennes est souvent prépondérant en géographie physique et nombre d'auteurs, à la suite des réflexions épistémologiques de M. Sorre et A. Cholley, ont fondé sur ce point la différence entre climatologie et météorologie (Pédelaborde, 1982, p. 6). Ici, pourtant, ces états durables ne doivent représenter que le cadre permettant de redonner aux extrêmes leur place dans la succession habituelle. Dans le cas de l'influence des plans d'eau sur les cours d'eau, de la question des températures létales et, plus généralement, du développement des organismes vivants, les températures instantanées sont susceptibles d'avoir des conséquences plus importantes que les moyennes. Encore faut-il que les extrêmes mesurés soient représentatifs et révélateurs de vrais problèmes. Instantanées dans la valeur, mais non ponctuelles dans la mesure, nos données en continu autorisent à une interprétation significative.

Figure 91

1.1.2.1 – L'irrégularité interannuelle du réchauffement

Comme l'irrégularité interannuelle des cours d'eau (chap. II), celle de l'influence des plans d'eau est surtout une piste de recherche pour les années à venir, quand le nombre de données possédées sera plus conséquent. Déjà très rare dans la littérature concernant les valeurs absolues des cours d'eau, l'étude de l'irrégularité des différences entre l'aval et l'amont d'un plan d'eau est une échelle de temps qu'on ne trouve pas dans les travaux. Il est possible de déjà donner un aperçu des premiers résultats concernant l'étang du Theil, en faisant commencer l'année au mois de juin pour profiter des premières données possédées.

De juin 1998 à mai 1999, l'étang du Theil a réchauffé le ruisseau de 1,92 °C en moyenne annuelle (12,65-10,73). De juin 1999 à mai 2000, la différence entre la sortie et l'entrée a légèrement augmenté, la valeur étant de 2,18 °C (13,35-11,17). De juin 2000 à mai 2001, le réchauffement s'est encore accru, pour atteindre 2,28 °C (13,48-11,20). Ainsi, sur trois ans, l'écart n'a joué que sur 0,36 °C. Notons cependant que, bien que le cours d'eau affluent ait été, en absolu, de plus en plus chaud d'année en année, le réchauffement relatif entre l'amont et l'aval a tout de même crû lui aussi. Une année chaude tend donc à se manifester plus sur l'étang que sur le ruisseau affluent.

Si l'on ne compte plus en valeur, mais en moment d'arrivée, l'irrégularité interannuelle est plus forte. Les mois de la plus grande modification due à l'étang ne sont pas les mêmes d'une année à l'autre. En 1998/9, le plus fort réchauffement moyen mensuel eut lieu en juin, où l'eau sortait réchauffée de 7,30 °C par l'étang, en 1999/2000, ce fut en juillet, pour une valeur de 6,98 °C, en 2000/2001, ce fut août, avec une différence de 7,34 °C en l'aval et l'amont. Il est ainsi remarquable que, sur trois ans, le mois de plus fort réchauffement ait été à chaque fois différent. En 1998/9, le plus fort refroidissement se produisit en décembre (-2,53 °C), en 1999/2000, ce fut en janvier (-2,49 °C), de même qu'en 2000/2001 (-1,90 °C).

Le coefficient d'irrégularité interannuelle des moyennes mensuelles des écarts entre l'aval et l'amont de l'étang du Theil (**fig. 91**) montre que la variabilité la plus forte se situe d'une part en été, d'autre part en hiver. C'est en août que l'influence de l'étang est la plus différente d'une année à l'autre. Aux saisons intermédiaires, automne et printemps, en revanche, la variabilité de l'effet du plan d'eau est faible, octobre et mai étant les mois les plus réguliers.

1.1.2.2 – Le régime annuel du réchauffement

Le cycle annuel de la différence entre la sortie et l'entrée de l'étang du Theil montre une courbe monomodale (moyenne biannuelle 1998-2000). L'étang réchauffe le cours d'eau pendant une longue saison chaude, de mars à octobre, et le refroidit pendant une courte saison froide, de novembre à février (**fig. 92**).

Le réchauffement dû à l'étang est maximal en juin, pendant lequel la moyenne mensuelle pluriannuelle est augmentée de 6,97 °C. Puis le réchauffement de l'émissaire est de moins en moins fort et passe par zéro en novembre. A partir de ce moment, l'étang refroidit au contraire l'eau de l'effluent, par rapport à l'eau qui entre. C'est en janvier qu'il y a la plus grande différence négative entre l'aval et l'amont de l'étang (2,19 °C). La courbe repasse par zéro en mars et le réchauffement dû à l'étang est de plus en plus fort jusqu'en juin. Disons, pour simplifier, que l'étang réchauffe les températures du cours d'eau pendant les deux tiers du temps et les refroidit pendant un tiers du temps.

Des statistiques précises, appliquées ici à l'année 1999, peuvent donner quelques renseignements supplémentaires quant au détail du décompte, quantifiant ainsi les tendances générales. Au-delà d'un réchauffement annuel de 2,24 °C, l'étang a réchauffé le cours d'eau pendant 5 797 heures (sur 8 760, soit 66 % du temps) et l'a refroidi pendant 2 844 heures (soit 32 % du temps). Les forts réchauffements (plus de 5,99 °C, soit la moyenne augmentée d'un écart-type) ont eu lieu pendant 2 028 heures. Les très forts réchauffements (plus de 9,75 °C, soit la moyenne augmentée de deux

écarts-types) ont eu lieu pendant 48 heures. Aucun réchauffement n'a atteint la moyenne augmentée de trois écarts-types.

Figure 92

Pendant 119 heures (guère plus d'1 % du temps), les températures d'entrée et de sortie de l'étang ont été rigoureusement les mêmes. Plus de la moitié de l'influence nulle a eu lieu au mois de mars (62 heures sur 119), l'autre mois d'absence de réchauffement et de refroidissement ayant été novembre (22 heures). Le printemps et l'automne apparaissent ainsi comme les saisons de brassage permanent de l'étang ; les températures de l'affluent, de l'étang et de l'effluent sont alors les mêmes.

1.1.2.3 – L'influence de l'étang sur les extrêmes

Biologiquement, les maxima thermiques sont intéressants à analyser. Il convient de distinguer deux phénomènes différents. D'une part, l'écart entre le maximum maximorum mensuel en aval et le maximum maximorum mensuel en amont est une valeur aperiodique. On compare la plus haute donnée des deux faces de l'étang, mais ces deux valeurs n'ont pas forcément eu lieu en même temps. C'est la plus forte valeur qu'un organisme vivant ait eu à subir en amont, comparée à la plus forte valeur qu'un organisme ait eu à souffrir en aval. C'est à cette échelle que doivent s'appréhender les températures létales.

D'autre part, le maximum maximorum mensuel des écarts entre la température instantanée de l'aval et celle de l'amont est une valeur périodique. Son importance biologique n'est pas directe, car un poisson ne se trouve pas en même temps à l'amont et à l'aval de l'étang. En revanche, cette valeur représente exactement l'influence de l'étang. C'est le moment où la différence de température entre l'aval et l'amont a été la plus forte. Si l'étang n'existait pas, les organismes fluviaux de l'aval se trouveraient, à un moment donné, à une température plus basse de tant de degrés.

Mois	Maximum		Minimum		Différence aval-amont	
	Amont	Aval	Amont	Aval	Maximum	Minimum
Juin 98	18,1	27,4	9,9	16,3	+9,3	+6,4
Juillet 98	18,1	29,9	11,3	14,2	+11,8	+2,9
Août 98	19,5	24,8	10,2	13,5	+5,3	+3,3
Septembre 98	16,7	22,0	10,6	14,2	+5,3	+3,6
Octobre 98	13,8	16,7	8,8	10,6	+2,9	+2,8
Novembre 98	12,0	12,0	3,5	1,5	0	-2,0
Décembre 98	9,5	7,7	4,3	2,3	-2,2	-2,0
Janvier 99	9,5	7,3	2,7	1,5	-2,2	-1,2
Février 99	9,9	8,4	2,7	0,3	-1,5	-2,4
Mars 99	13,1	16,7	5,0	6,2	+3,6	+1,2
Avril 99	14,5	18,1	6,5	9,1	+3,6	+2,6
Mai 99	18,8	26,3	9,9	14,5	+7,5	+4,6

Tableau 24 *L'influence de l'étang du Theil sur les maxima maximorum et minima minimorum mensuels du cours d'eau, en °C (données L. Touchart)*

Les deux tableaux 24 et 25 quantifient ces deux phénomènes extrêmes. On peut en déduire que :

(1) Les écarts entre l'amont et l'aval peuvent être considérables. Le 3 juillet 1998 à 19h (17h, heure solaire), l'eau de l'émissaire du Theil avait une température de 13,9 °C supérieure à celle du même ruisseau à son entrée dans l'étang. De tels chiffres ne sont nulle part rencontrés dans la littérature, car nos données sont des mesures ponctuelles issues de mesures en continu et non des mesures ponctuelles aléatoires, pendant lesquelles il est difficile de tomber justement et fortuitement sur l'écart maximum.

(2) C'est à proximité du solstice d'été, de mai à juillet, que l'écart est le plus fort, confirmant le rôle de l'insolation sur l'étang. Chaque année, pendant ces trois mois, il existe des moments pendant lesquels l'étang réchauffe le cours d'eau de 9 à 14 °C. C'est vrai aussi certaines années pour août.

Figure 93

Juin 1998 / 1999 / 2000 / 2001 : 11,4 °C / 10,7 °C / 10,3 °C / 10,7 °C
Juillet 1998 / 1999 / 2000 : **13,9 °C** / 10,7 °C / 9,9 °C
Août 1998 / 1999 / 2000 : 7,8 °C / 10,4 °C / 10,3 °C
Septembre 1998 / 1999 / 2000 : 6,0 °C / 7,8 °C / 7,8 °C
Mai 1999 / 2000 / 2001 : 10,3 °C / 9,2 °C / 11,4 °C

Tableau 25 *Maximum maximorum mensuel de la différence de température instantanée entre l'aval et l'amont de l'étang du Theil, en °C (données L. Touchart)*

Les minima minimorum connaissent un rythme assez proche, mais plus avancé sur le printemps. Ils sont fortement augmentés en mai et juin, mais moins que les maxima au cœur de l'été.

1.1.3 – Les décalages et l'influence sur la variabilité

La comparaison des caractéristiques thermiques du cours d'eau à l'entrée et à la sortie de l'étang du Theil dépasse le seul aspect du degré de chaleur, confinant à la notion de l'inertie des volumes d'eau stagnante, en liaison avec la volonté de prévision des qualités de l'aval en fonction de celles de l'amont. Parmi les différentes échelles de temps, les écarts à court terme posent la question du rôle modérateur ou, au contraire, déstabilisateur de l'étang.

1.1.3.1 – L'étang avance-t-il ou retarde-t-il les cycles ?

Au-delà des différences de valeurs, l'étang déforme les cycles thermiques. Jouant aussi sur leur symétrie, le plan d'eau a surtout un rôle de décalage temporel des rythmes, qu'ils soient annuels ou diurnes.

1.1.3.1.1 – L'étang avance le cycle annuel

En moyenne triennale (juin 1998- mai 2001), le mois le plus chaud est août en amont de l'étang et juillet en aval. Le mois le plus froid est janvier à la fois en amont et en aval.

La température du ruisseau affluent a tendance à connaître son maximum après celui de l'air, tandis que, au déversoir de l'étang, le maximum thermique arrive au contraire avant celui de l'air. Ce fut pendant le cycle annuel 1998-1999 que ce décalage fut le plus grand, quand, en amont de l'étang, la moyenne mensuelle du cours d'eau la plus élevée fut celle du mois d'août. En aval de l'étang, en revanche, la moyenne mensuelle maximale fut celle de juin, mois qui n'arrivait qu'en 4^e position en amont de l'étang. La température de l'émissaire, soit celle de la surface de l'étang, a tout de même une certaine inclination à dépendre dans une proportion importante de la radiation solaire directe, celle du soleil le plus haut dans le ciel.

En général, l'étang avance donc l'arrivée des chaleurs estivales et ne change pas le moment des froids hivernaux. La courbe annuelle en amont de l'étang est dissymétrique, avec un réchauffement saisonnier plus long et un refroidissement plus brutal. Le plan d'eau a tendance à redonner à la courbe annuelle sa symétrie, en allongeant la durée du refroidissement.

1.1.3.1.2 – L'étang retarde le cycle diurne

Il a été vu que certaines valeurs instantanées à la sortie de l'étang étaient, en été, particulièrement élevées par rapport à celles du tributaire (cf. 1.1.2). Il est important d'estimer à quelles heures ces températures sont susceptibles d'arriver, quels sont les moments à risque à la sortie des étangs, quel est le décalage par rapport à ce qui se passerait si le ruisseau n'était pas barré.

Figure 94

Pour chaque mois, nous possédons 720 à 744 données horaires à l'amont et le même nombre à l'aval. Nous les exportons sous un logiciel adapté, où, grâce au système de requête, nous les transformons en 24 données amont et 24 données aval, en calculant la moyenne mensuelle à 0h, la moyenne mensuelle à 1h, etc. Nous obtenons ainsi le cycle diurne moyen mensuel (dans le sens de celui qui permet de calculer l'amplitude diurne périodique des climatologues).

Puisque le travail ne concerne pas les valeurs en degrés, et puisqu'il faut ramener l'aval et l'amont à la même échelle (même amplitude) pour calculer le décalage, nous transformons les degrés en pourcentages, en affectant aux deux minima horaires moyens mensuels, amont et aval, la valeur de 0% et aux deux maxima horaires celle de 100%. Chaque heure est alors remplacée par son pourcentage équivalent. Nous obtenons donc pour chaque mois un tableau, avec 24 pourcentages à l'amont et autant à l'aval, qui permet d'éliminer les différences d'amplitude qui existaient en degrés. Il est alors possible de tracer deux courbes du cycle diurne de chaque mois, où l'on observe *de visu* le retard qui existe à la sortie de l'étang (**fig. 93**).

En ce qui concerne le calcul, de multiples extrapolations, entre chaque pourcentage défini, permettent de mesurer le décalage entre les deux courbes³⁶.

Nous ne prendrons que quelques exemples représentatifs. En juin 1998, l'étang du Theil a retardé le cycle diurne du ruisseau d'une heure trois quarts (1h 45min 8sec). Le décalage n'est pas uniforme, plus grand pour la phase de refroidissement que pour celle de réchauffement. Le retard moyen de l'ensemble de la phase de descente est de deux heures et demi (2h 29min 55 sec). Dans le détail, le plus fort retard diurne arrive à 28 % de la phase descendante, quand près des trois quarts des pertes de chaleur relatives à l'amont et à l'aval ont déjà eu lieu : le décalage est alors de trois heures et quart (3h 13min 56sec). Bref, la surface de l'étang perd lentement sa chaleur à partir du maximum quotidien, qui arrive tard, à 17h (heure solaire, 19h heure d'été), alors que l'affluent perd assez rapidement sa chaleur à partir d'un maximum précoce survenant à 15h (solaire).

Au contraire, le retard moyen de l'ensemble de la phase de montée est d'une heure (1h 0min 21s) et le minimum de 42 min arrive précisément au premier quartile de la phase. Le seuil d'une heure est franchi au septième décile (71 % exactement) (**fig. 94**). Les autres mois d'été ont des allures très proches de celle de juin.

En janvier 1999 (**fig. 95**), le retard est beaucoup plus faible, seulement douze minutes sur l'ensemble du cycle. La phase de refroidissement est retardée de 33 min, la phase de réchauffement étant même, quant à elle, légèrement avancée par l'étang.

Au total, pendant l'été, l'étang à déversoir de surface ne se contente pas de réchauffer le ruisseau ; il retarde aussi cette chaleur, la décalant surtout dans la soirée et dans la nuit. Le cycle diurne des cours d'eau influencés par les étangs à déversoir est donc largement modifié pendant la saison chaude. Il est en revanche presque inchangé en saison froide.

³⁶ Nous avons choisi un calcul de 396 chiffres par mois : 99 pourcentages en amont en phase ascendante, autant en phase descendante et la même chose pour l'aval. 0 % et 100 % ne servent que de repères permettant de calculer les autres pourcentages, afin de ne pas prendre en compte les bornes, mais de calculer les moyennes seulement à partir des extrapolations. Toutes les statistiques sont alors possibles. Notons qu'une semi-automatisation est facile à réaliser en entrant chacun des intervalles, mais le problème de l'informatisation complète réside dans le fait que d'une part les tranches d'extrapolation ne sont jamais les mêmes, d'autre part chaque pourcentage est constitué de sa réplique puisque c'est un cycle.

Figure 95

1.1.3.2 – Le croisement de la variabilité diurne et interdiurne :
l'étang a-t-il un effet stabilisateur ou déstabilisateur ?

La polymicticité des étangs et le climat limousin océanique vrai se cumulent pour étayer l'intérêt essentiel de l'étude des variations diurnes et interdiurnes de température.

Deux critères séparés donnent une première idée des changements de température entre les jours : la variabilité interdiurne, qui exprime la valeur en degrés des écarts interdiurnes, et l'instabilité interdiurne, qui exprime leur fréquence en jours (tableau 26). Sur l'année, la variabilité interdiurne est accrue. L'étang du Theil l'augmente pendant la saison chaude (maximum en juin), mais la diminue pendant la saison froide (maximum en décembre). En revanche, l'étang diminue l'instabilité interdiurne pendant la saison chaude et la laisse à peu près inchangée lors de la période froide. A l'échelle de l'année, la moyenne de 2,1 et 2,8 jours en amont et en aval signe l'appartenance au milieu tempéré océanique, dont la fréquence du changement des types de temps est un trait majeur.

Mois	Amont		Aval		Différence due à l'étang	
	Température (°C)	Fréquence (j)	Température (°C)	Fréquence (j)	Température (°C)	Fréquence (j)
Juin 98	0,49 °C	1,9 j	0,91 °C	2,9 j	+0,42 °C	+1,0 j
Juillet 98	0,48 °C	1,9 j	0,77 °C	2,3 j	+0,29 °C	+0,4 j
Août 98	0,49 °C	2,0 j	0,78 °C	3,0 j	+0,29 °C	+1,0 j
Septembre 98	0,41 °C	1,7 j	0,43 °C	2,1 j	+0,02 °C	+0,4 j
Octobre 98	0,53 °C	2,0 j	0,41 °C	3,0 j	-0,12 °C	+1,0 j
Novembre 98	0,66 °C	3,2 j	0,47 °C	3,1 j	-0,19 °C	-0,1 j
Décembre 98	0,62 °C	2,3 j	0,43 °C	3,0 j	-0,19 °C	+0,7 j
Janvier 99	0,69 °C	2,1 j	0,55 °C	2,3 j	-0,14 °C	+0,2 j
Février 99	0,60 °C	2,5 j	0,62 °C	2,2 j	+0,02 °C	-0,3 j
Mars 99	0,49 °C	2,1 j	0,56 °C	3,6 j	+0,07 °C	+1,5 j
Avril 99	0,35 °C	2,1 j	0,54 °C	3,2 j	+0,19 °C	+1,1 j
Mai 99	0,33 °C	1,5 j	0,68 °C	3,3 j	+0,35 °C	+1,8 j
Année 98-99	0,44 °C	2,1 j	0,60 °C	2,8 j	+0,16 °C	+0,7 j

Tableau 26 L'influence de l'étang du Theil sur la variabilité (en degrés) et l'instabilité (en jours) interdiurnes (données L. Touchart)

La variabilité interdiurne (en degrés) est la moyenne arithmétique des valeurs absolues des différences entre les moyennes quotidiennes et celles de la veille. L'instabilité interdiurne est la moyenne arithmétique du nombre de jours d'affilée pendant lesquels la température de l'eau varie dans le même sens. La première exprime la valeur des écarts interdiurnes, la seconde leur fréquence.

Quant aux différences de températures à l'intérieur de la journée, c'est l'amplitude diurne qui en est la plus représentative (tableau 27, colonne J). Sur l'année, celle-ci est diminuée par l'étang, surtout en hiver et au printemps, avec une diminution maximale en mars.

Mais, pour mieux coller à la réalité, il semble essentiel de croiser plusieurs échelles temporelles. La mise au point d'un coefficient simple aide à quantifier l'influence couplée interdiurne et diurne (tableau 27 et **fig. 96**). Ainsi, pendant le semestre chaud, de mars à septembre, l'étang augmente plus les écarts interdiurnes qu'il ne réduit les variations intradiurnes : il a un effet déstabilisateur ($C > 1$). Pendant le semestre froid, d'octobre à février, l'influence modératrice de l'étang sur les variations intradiurnes est plus importante que ne l'est l'exagération des écarts interdiurnes : l'étang a un effet stabilisateur ($C < 1$). En outre, juin et décembre apparaissent comme des mois remarquables.

Figure 96

Mois	$M = M_v / M_m$	$J = J_v / J_m$	$C = \sqrt{(M.J)}$
Juin 98	2,33 = (7,7 / 3,3)	0,97 = (3,5 / 3,6)	1,50
Juillet 98	1,68 = (5,2 / 3,1)	1,23 = (3,7 / 3,0)	1,44
Août 98	1,75 = (8,4 / 4,8)	0,66 = (2,5 / 3,8)	1,07
Septembre 98	1,55 = (4,5 / 2,9)	0,79 = (1,5 / 1,9)	1,11
Octobre 98	1,21 = (4,1 / 3,4)	0,73 = (1,1 / 1,5)	0,94
Novembre 98	1,25 = (8,9 / 7,1)	0,47 = (0,9 / 1,9)	0,77
Décembre 98	1,05 = (4,1 / 3,9)	0,60 = (0,9 / 1,5)	0,79
Janvier 99	0,95 = (4,2 / 4,4)	0,68 = (1,3 / 1,9)	0,80
Février 99	1,42 = (6,4 / 4,5)	0,68 = (1,3 / 1,9)	0,98
Mars 99	1,89 = (7,0 / 3,7)	0,54 = (1,9 / 3,5)	1,01
Avril 99	1,76 = (5,8 / 3,3)	0,65 = (2,0 / 3,1)	1,07
Mai 99	2,39 = (8,6 / 3,6)	0,89 = (3,3 / 3,7)	1,46

Tableau 27 *Quantification de l'influence de l'étang sur les variations interdiurnes et intradiurnes de température (données L. Touchart)*

Où :

M_v est l'amplitude mensuelle de température (différence entre la moyenne quotidienne la plus haute et la plus basse du mois) en aval de l'étang

M_m est l'amplitude mensuelle de température (différence entre la moyenne quotidienne la plus haute et la plus basse du mois) en amont de l'étang

J_v est la moyenne mensuelle des amplitudes diurnes apériodiques en aval de l'étang

J_m est la moyenne mensuelle des amplitudes diurnes apériodiques en amont de l'étang

M est d'autant plus grand que l'étang augmente les variations interdiurnes de température du cours d'eau ; J est d'autant plus petit que l'étang réduit les variations intradiurnes de température du cours d'eau.

C quantifie l'influence couplée de l'étang sur les variations de température du cours d'eau à l'échelle de quelques jours et de quelques heures et est d'autant plus grand que l'étang augmente les amplitudes. Pendant le semestre chaud, de mars à septembre, l'étang augmente plus les écarts interdiurnes qu'il ne réduit les variations intradiurnes : l'étang a un effet déstabilisateur ($C > 1$). Pendant le semestre froid, d'octobre à février, l'influence modératrice de l'étang sur les variations intradiurnes est plus importante que ne l'est l'exagération des écarts interdiurnes : l'étang a un effet stabilisateur ($C < 1$).

Le coefficient mène à utiliser le bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe mensuel, mis au point dans les chapitres précédents. Sans reprendre les atouts exposés aux chapitres II et IV, il faut ajouter ici que les isoplèthes comparatives permettent d'épouser le fondement de l'étude, qui est de déterminer, à plusieurs échelles de temps, l'influence d'un étang sur les températures d'un cours d'eau. C'est donc la différence entre l'amont et l'aval du plan d'eau qui importe, d'où la construction d'isoplèthes des valeurs relatives du réchauffement ou du refroidissement dus au plan d'eau.

Ne seront présentés ici que les hydrothermoisoplèthes de juin et décembre, mois les plus remarquables de l'année. Les isoplèthes absolues, résumées d'abord, autorisent une meilleure compréhension des isoplèthes relatives, exposées dans un second temps.

Figure 97

Figure 98

Figure 99

- *Juin* :

En juin, à l'entrée dans l'étang (**fig. 97**), les variations interdiurnes et intradiurnes sont d'importance équivalente, environ 3,5 °C, les secondes étant même un peu plus marquées que les premières. Les variations interdiurnes sont assez faibles eu égard au reste de l'année, les différences entre journées ensoleillées et temps couvert n'apparaissant que peu dans ce cours d'eau sous forêt et proche de sa source. Les variations intradiurnes, très au-dessus de la moyenne annuelle, ont un minimum vers 7h et un maximum vers 17h (heures d'été). La dissymétrie du cycle diurne est accentuée, avec une montée des températures beaucoup plus rapide que la baisse.

A la sortie de l'étang (**fig. 98**), les variations interdiurnes et intradiurnes sont toutes deux supérieures à la moyenne annuelle, mais les premières sont plus de deux fois plus fortes que les secondes. C'est que l'eau est très chaude lors des journées ensoleillées, avec, en ce mois de juin un astre au plus haut dans le ciel, alors que la température baisse nettement lors des journées couvertes. A l'échelle diurne, le cycle est moins dissymétrique, pour un minimum vers 8h et un maximum à 19h.

Le diagramme de la différence entre la sortie et l'entrée de l'étang en juin (**fig. 99**) permet de déterminer le rôle du plan d'eau. L'influence interdiurne de l'étang est beaucoup plus forte que l'effet intradiurne. A l'échelle interdiurne, l'insolation est primordiale, comme le montre le raide versant de réchauffement des 19 et 20 juin 1998, qui furent des journées caniculaires, ou l'important flanc de refroidissement du 13 au 15 juin, période de temps couvert.

A l'échelle diurne, l'étang ne change rien à l'amplitude, mais il retarde le cycle, d'environ une heure dans la phase ascendante et deux dans la phase descendante, atténuant ainsi la dissymétrie. Le réchauffement dû à l'étang est maximum entre 22h et 1h du matin, le maximum étant atteint en moyenne horaire mensuelle à 23h, avec une eau qui sort de 8,3°C plus chaude que l'eau qui entre. Cela est dû au fait que l'étang a quitté son maximum depuis peu alors que le ruisseau d'entrée s'est déjà fortement refroidi. Le réchauffement dû à l'étang est minimal vers 15h (+6,5 °C en moyenne horaire mensuelle à 15h) pour la première moitié du mois, car le cours d'eau est proche de son maximum alors que l'étang en est encore loin. Dans la seconde moitié du mois, lors des très fortes chaleurs atmosphériques, le réchauffement minimum se trouve plus tôt, le matin, peu après le minimum de l'étang, alors que le cours d'eau, lui, est sur la pente ascendante depuis plusieurs heures.

Au total, en juin, représentatif de la saison chaude, ce sont les variations de l'étang qui déterminent celles de la différence sortie-entrée, car le cours d'eau, proche de sa source et à l'ombre, a des températures assez stables, tandis que l'étang, influencé par l'insolation, lors d'un mois où l'angle d'incidence est très fort, varie beaucoup. L'étang accentue bien plus les variations interdiurnes qu'il n'atténue les écarts intradiurnes.

- *Décembre* :

En décembre, à l'entrée dans l'étang (**fig. 100**), les variations interdiurnes sont deux fois et demi plus fortes que les écarts intradiurnes, sauf en période anticyclonique (1^{ère} semaine de décembre), où ce sont au contraire les seconds qui dominent. Les variations interdiurnes opposent clairement les périodes anticycloniques, qui égalisent les températures, au passage des trains de perturbations, avec des cycles d'environ trois jours. L'irrégularité interannuelle se voit ici, car la tendance générale pluriannuelle de décembre est une diminution des températures au cours du mois, alors qu'en 1998 la tendance générale est à une montée des températures, surtout à cause d'un début de mois anormalement froid. A l'échelle diurne, lors des périodes anticycloniques, il y a une égalisation des températures de la nuit et du matin et un réchauffement de celles de l'après-midi, avec un maximum vers 18h ; dans les semaines de passage de perturbations, le cycle diurne est plus sinusoïdal mais faiblement prononcé, avec un maximum vers 17h et un minimum très peu marqué et irrégulier quant à son heure d'arrivée.

Figure 100

Figure 101

Figure 102

A la sortie de l'étang (**fig. 101**), les variations interdiurnes sont quatre fois et demi plus fortes que les variations intradiurnes, surtout en période dépressionnaire. Les variations interdiurnes sont faibles en période anticyclonique, car l'étang est gelé. La tranche d'eau de subsurface qui en sort est pratiquement à température constante. On note un grand versant de réchauffement lors du dégel de l'étang, puis des cycles d'environ trois jours de passage des perturbations. Les variations intradiurnes sont très faibles lors de la période anticyclonique. L'étang est gelé et la tranche d'eau de subsurface qui en sort est constante. Il y a un léger cycle diurne en période perturbée, avec maximum vers 18h. En revanche, le minimum est très peu marqué et irrégulier, survenant parfois au début de la nuit, parfois au milieu de la matinée.

Le diagramme de la différence sortie-entrée en décembre (**fig. 102**) montre que, au total, l'influence interdiurne de l'étang est plus forte que l'influence intradiurne. L'effet a des amplitudes beaucoup plus faibles qu'en été, mais il est variable, tourmenté.

La variabilité de l'influence intradiurne de l'étang provient de l'irrégularité de l'heure d'arrivée des minima. Le refroidissement le plus accentué se situe vers 18h, correspondant au maximum thermique du ruisseau, alors que l'étang, lui, reste pratiquement toujours aussi froid, surtout lors de la période de gel, mais aussi pendant la période d'eau libre, notamment lors des jours où le réchauffement de l'après-midi, qui reste en dessous de 4°C, augmente la densité de l'eau de surface, qui plonge et est remplacée par de l'eau plus froide. Le refroidissement le moins fort se trouve vers 23h et minuit en période dépressionnaire, dans la matinée et jusque vers midi en période anticyclonique, correspondant au moment où le cours d'eau est le plus froid.

Au total, en décembre, représentatif de la saison froide, les variations du cours d'eau déterminent en partie celles de la différence sortie-entrée, car l'étang gelé, en stratification thermique inverse faiblement prononcé ou, à d'autres moments, en homothermie, a des températures froides assez stables, alors que le cours d'eau, fortement influencé par le ruissellement direct, est variable. En hiver, l'étang stabilise le cours d'eau, atténuant bien plus les variations intradiurnes qu'il n'exacerbe les écarts interdiurnes.

En conclusion, en été, l'étang accentue bien plus les variations interdiurnes qu'il n'atténue les écarts intradiurnes. Le plan d'eau provoque une tension thermique sur le cours d'eau. En hiver, en revanche, l'étang modère largement plus les variations intradiurnes qu'il n'exagère les écarts interdiurnes. Il a un effet stabilisateur.

1.1.3.3 – L'inertie de l'étang

En retardant le cycle diurne thermique d'une à deux heures, réduisant l'amplitude diurne de plus de 0,6 °C pendant toute l'année, mais augmentant la variabilité à l'échelle de quelques jours, l'étang du Theil, représentatif de l'étang limousin moyen, pose le problème de son inertie. L'inertie thermique a reçu un début d'estimation, car toutes les mesures qui ont servi aux calculs précédents étaient synchrones. C'était une eau différente qui était étudiée entre l'amont et l'aval.

Le suivi d'une même eau, depuis l'affluent jusqu'à l'émissaire via l'étang, se trouve en marge de l'étude thermique, car elle correspond cette fois-ci avec l'inertie hydrologique. Par la construction d'une carte bathymétrique extrêmement précise de l'étang du Theil et la prise des niveaux d'eau pendant un an (juillet 1999-juin 2000), le calcul des débits et l'estimation de l'évaporation, le temps de renouvellement moyen des eaux de l'étang du Theil a pu être évalué à 4 jours et 5 heures (Graffouillère, 2000). Comme dans tous les plans d'eau, on sait que cette moyenne ne représente évidemment pas le trajet d'une eau donnée, le séjour au fond de l'étang étant plus long, celui de surface plus court.

FIGURE 103

Le croisement de l'inertie thermique et de l'inertie hydrologique revient à poser la question des mouvements réels de l'eau dans l'étang et du trajet véritable d'une eau suivie de l'affluent à l'émissaire. Les mouvements à l'intérieur du plan d'eau sont dus à la fois au forçage externe par le vent, au courant initial de l'affluent, au courant provoqué par le déversement de l'émissaire et aux flux de densité dus à la convection thermique.

Il serait intéressant, à terme, de prendre directement des mesures de courant. Il conviendrait aussi d'effectuer des traçages, par exemple à l'oxygène-18. Ces derniers avaient donné des résultats intéressants quand nous les avons utilisés à l'embouchure du Redon dans le Léman (Touchart, 1987). L'autre piste de recherche serait de calculer la capacité calorifique de l'étang, de comparer les calories entrant dans le plan d'eau par le cours d'eau, celles sortant du plan d'eau par l'émissaire et ce qui est construit entre les deux.

1.1.4 – La prévision de l'influence d'un étang à déversoir de surface

La simulation de l'incidence sur le cours d'eau d'un étang à déversoir de surface est une démarche plus complexe encore que la prévision du fonctionnement interne du plan d'eau ou bien l'évolution de la température de l'émissaire à partir du point de sortie. Afin que la simplification ne soit pas outrancière, il conviendrait de posséder pour cette construction un équipement poussé et diversifié, permettant d'engranger d'autres données. Cela réclamerait l'étude des relations avec les eaux souterraines, la mise en boîte des mouvements courantologiques et convectifs des plans d'eau, le montage de stations météorologiques complètes au bord des étangs (ou sur les étangs), fournissant aussi certaines données que Météofrance ne mesure que pour très peu de stations, comme l'évaporation. La compétence mathématique demandée implique aussi un partenariat avec des non géographes et des contacts ont été pris avec l'Ecole des Mines de Fontainebleau (M. Poulin), pour développer cet axe à terme.

Quelques pistes simples, ou marques d'intérêt, peuvent poser les jalons de futures interrogations concernant les paramètres à prendre en compte. Par exemple, quelles relations entretiennent les températures de l'eau à l'aval et à l'amont de l'étang ? Le débit joue-t-il un rôle direct ou indirect ?

Les nuages de points de la température de l'eau en amont de l'étang du Theil en fonction de la température de l'eau en aval du même étang sont certes allongés et l'impression graphique qui prévaut est celle de l'existence d'une corrélation. Pourtant, lors de chaque mois, les deux fois 720 à 744 données thermiques horaires de l'aval et de l'amont sont liées par une fonction linéaire dont les coefficients de corrélation ne sont pas si élevés (la moyenne biannuelle du coefficient de Pearson est de 0,75), si bien que la prévision simple de la température de l'aval en fonction de celle de l'amont n'est pas parfaitement pertinente. La fonction elle-même de la droite de régression d'aval en amont est donc inutile. Le raisonnement, au deuxième degré, sur le seul coefficient de corrélation est ici plus intéressant.

Le tableau 28 montre que le coefficient de corrélation de Pearson varie de 0,52 à 0,89 sur 24 mois. Les écarts à la moyenne de ce coefficient indiquent que le lien est plus fort pendant la saison froide (fig. 103). C'est que les températures de sortie et d'entrée dépendent toutes deux des conditions climatiques. De mai à septembre, en revanche, la liaison entre les températures d'aval et d'amont est peu intense. En effet, en été, la température de l'émissaire dépend surtout de l'insolation sur l'étang, tandis que celle de l'affluent dépend de la nappe et de la source : elles évoluent d'une manière quelque peu séparée.

Figure 104

Mois	Coefficient de Pearson (r)	Mois	Coefficient de Pearson (r)
Juin 1998	0,75	Juin 1999	0,72
Juillet 1998	0,64	Juillet 1999	0,78
Août 1998	0,69	Août 1999	0,78
Septembre 1998	0,83	Septembre 1999	0,65
Octobre 1998	0,77	Octobre 1999	0,80
Novembre 1998	0,89	Novembre 1999	0,87
Décembre 1998	0,73	Décembre 1999	0,52
Janvier 1999	0,85	Janvier 2000	0,82
Février 1999	0,79	Février 2000	0,60
Mars 1999	0,75	Mars 2000	0,71
Avril 1999	0,75	Avril 2000	0,87
Mai 1999	0,77	Mai 2000	0,68

Tableau 28 *Le coefficient de corrélation linéaire entre les données de température horaires de l'aval et de l'amont de l'étang du Theil pour chaque mois (données L. Touchart)*

Une seconde question peut être le lien existant entre le débit à la sortie de l'étang et l'écart de température entre l'aval et l'amont du plan d'eau. Le nuage de point montre une indépendance de ces deux facteurs à l'échelle de l'année. Cependant, si l'on ne conserve que la seule période pendant laquelle l'eau du ruisseau est plus froide à la sortie qu'à l'entrée du Theil, on peut observer une légère tendance, selon laquelle le débit est d'autant plus fort que le refroidissement dû à l'étang est faible (fig. 104). Malgré d'assez nombreux cas de figures plus complexes, les périodes anticycloniques les plus froides et les plus sèches correspondent à un débit relativement faible à la sortie de l'étang et à un fort refroidissement du ruisseau par le plan d'eau. Lors de certains passages dépressionnaires hivernaux, les précipitations s'accompagnent de débits plus importants et d'écarts thermiques très faibles entre l'amont et l'aval.

1.2 – L'effet des chaînes d'étangs

Dans certaines régions du Limousin, il existe des escaliers d'étangs à déversoir de surface, dont on peut se demander s'ils démultiplient le réchauffement des cours d'eau. C'est en tout cas l'image qu'ils ont et cette idée est largement propagée.

Lors de deux mesures ponctuelles (27 mars et 16 juin 2000) dans la région de Lastours, dans la longue chaîne de d'étang de Juge, Bartout (2000, p. 149) arrive à des résultats qui ne sont pas interprétables tels quels, puisqu'il s'agit d'une succession à la fois d'étangs à déversoir et d'autres munis de moines.

Dans les monts de Blond, sur le Ruisseau de Pranaud, nous avons installé pendant six mois un thermomètre enregistreur juste en amont d'une chaîne de deux étangs, qui se trouvent entre les hameaux de la Betoulle et de Pranaud, et un autre juste en aval de la chaîne. Malheureusement, les propriétaires ne nous ont pas permis d'en poser un sur le tout petit segment fluvial situé entre les deux plans d'eau. Or le réchauffement de ces deux étangs pris globalement (tableau 29) est inférieur à celui dû au seul étang du Theil, tout proche en distance (cf. 1.1). Il faut peut-être en déduire que le second étang ne change pas grand' chose, le 1^{er} ayant tout de même moins réchauffé les eaux que celui du Theil, par sa taille un peu plus petite et son altitude plus élevée. En novembre, les deux étangs refroidissent l'eau, avec, là encore, une valeur peu différente de celle observée ailleurs sur un seul étang.

Figure 105

Mois	Amont	Aval	Différence
Juin 98	13,3	17,9	+4,6
Juillet 98	14,5	17,2	+2,7
Août 98	15,3	16,3	+1,0
Septembre 98	14,0	15,2	+1,2
Octobre 98	11,9	12,6	+0,7
Novembre 98	8,6	7,0	-1,6

Tableau 29 *Le réchauffement des moyennes mensuelles dû à deux étangs en chaîne à déversoirs de surface, les Etangs de Pranaud, en °C (données L. Touchart)*

Mais le plus intéressant est évidemment de pouvoir installer 3 thermomètres enregistreurs sur un cours d'eau, l'un en amont de deux étangs en chaîne, l'autre entre les deux étangs, le dernier en aval de la chaîne. Cela a pu être fait pour la succession de l'étang du Theil et de celui des Garennes, deux plans d'eau successifs de taille analogue (chap. I), traversés par un seul et même cours d'eau, sans aucun autre affluent perturbateur.

Les données du tableau 30 montrent que :

- (1) Pendant une longue saison chaude, de mars à octobre, la chaîne réchauffe l'eau du ruisseau
- (2) Pendant cette phase de réchauffement, l'eau est encore plus chaude à la sortie du second étang qu'à la sortie du premier
- (3) Pendant cette phase de réchauffement, c'est le premier étang qui assure entre les trois quarts et plus des neuf dixièmes du réchauffement total
- (4) C'est au printemps que la proportion du réchauffement dû au premier étang est la plus faible, aux alentours des trois quarts du total. En été, le premier étang provoque plus des neuf dixièmes du réchauffement total
- (5) Pendant une courte saison froide, la chaîne refroidit le ruisseau. Pendant cette période, l'eau du ruisseau est fortement refroidie par le premier étang, tandis que le second la réchauffe légèrement (pourcentages supérieurs à 100 dans le tableau 30).

L'important est surtout d'expliquer le réchauffement de saison chaude. La proportion du réchauffement dû au second étang est faible, mais elle existe cependant systématiquement. Deux groupes de causes nous semblent concourir à ce résultat.

D'une part, une cause secondaire réside dans la morphométrie du dernier étang. Ici, il s'agit du fait que le déversoir des Garennes est conçu de telle sorte que la tranche d'eau qui en sorte soit moins épaisse que celle du premier. En été, c'est une pellicule de moins de 2 cm qui se déverse. C'est donc une eau superficielle encore plus surchauffée (d'autant que l'étang des Garennes ayant une superficie plus réduite, les mélanges forcés sont plus rares) par l'insolation que celle du Theil qui alimente le ruisseau.

Figure 106

Mois	Amont 1 ^{er} étang (°C)	Aval 1 ^{er} étang (°C)	Aval 2 ^e étang (°C)	Différence totale (°C)	% dû au 1 ^{er} étang
Mai 98	12,63	19,02	19,42	+6,79	94 %
Juin 98	13,28	19,55	19,60	+6,32	99 %
Octobre 98	11,57	12,52	12,84	+1,27	75 %
Novembre 98	9,30	8,66	9,02	-0,28	229 %
Janvier 99	6,63	4,46	4,94	-1,69	128 %
Février 99	6,14	4,25	4,29	-1,85	102 %
Mars 99	8,52	9,79	10,07	+1,55	82 %
Avril 99	10,11	12,56	12,96	+2,85	86 %
Mai 99	13,35	18,65	18,93	+5,58	95 %
Juin 99	13,88	20,78	20,86	+6,98	99 %
Juillet 99	15,60	22,58	22,98	+7,38	95 %
Août 99	15,61	21,96	22,31	+6,70	95 %
Septembre 99	14,80	18,83	19,02	+4,22	95 %
Octobre 99	12,10	13,63	13,88	+1,78	86 %
Novembre 99	8,72	6,77	6,72	-2,00	98 %
Décembre 99	7,20	5,07	5,15	-2,05	104 %
Janvier 2000	6,41	3,92	3,96	-2,45	102 %
Février 2000	7,62	6,81	7,11	-0,51	159 %
Mars 2000	8,45	9,09	9,46	+1,01	64 %
Avril 2000	10,15	12,02	12,60	+2,45	76 %
Mai 2000	13,51	18,77	19,54	+6,03	87 %
Juin 2000	14,28	20,98	21,93	+7,65	88 %
Juillet 2000	14,52	20,69	21,11	+6,59	94 %
Août 2000	15,12	22,46	22,86	+7,74	95 %
Septembre 2000	13,67	18,37	18,91	+5,24	90 %
Octobre 2000	12,09	13,61	13,74	+1,65	92 %
Novembre 2000	9,78	8,81	9,02	-0,76	128 %
Décembre 2000	7,96	6,11	6,30	-1,66	111 %
Janvier 2001	7,73	5,83	6,09	-1,64	116 %
Février 2001	7,28	5,92	6,25	-1,03	132 %
Mars 2001	9,30	9,73	10,02	+0,73	59 %
Avril 2001	9,84	11,48	11,72	+1,88	87 %
Mai 2001	12,88	17,74	17,79	+4,91	99 %
Juin 2001	13,71	20,92	21,26	+7,55	95 %

Tableau 30 *Le rôle du 1^{er} étang dans la modification des moyennes mensuelles de température de l'eau due à une chaîne à déversoirs de surface : les étangs du Theil et des Garennes (données L. Touchart)*

Les chiffres étant donnés quand les trois thermomètres fonctionnent en même temps, une lacune sur l'un d'entre eux a été considérée comme annulant les deux autres. D'où les manques suivants :

Les données de mai 1998 ne vont que du 18 mai à 18 h au 31 mai à 23h

Les données de juin 1998 ne vont que du 1^{er} juin à 0h au 17 juin à 16h

Les données d'octobre 1998 ne vont que du 9 octobre à 11h au 31 octobre à 23h

Les données de novembre 1998 ne vont que du 1^{er} novembre à 0h au 17 novembre à 15h

Il manque en entier les mois de juillet, août, septembre et décembre 1998.

Les données de décembre 2000 ne vont que du 22 décembre à 15h au 31 décembre à 23h.

Fig. 107

D'autre part, le principal élément d'explication est celui du bilan thermique. Il procède de la chaîne elle-même. Le bilan thermique de l'étang des Garennes profite non seulement des données climatiques équivalentes à celles du Theil, mais aussi d'un bilan hydrologique thermiquement favorable, avec l'entrée d'un affluent déjà très chaud, qui l'influence d'ailleurs d'autant plus que son volume est moitié moindre que celui du premier étang (12 007 mètres cubes contre 23 285, données Graffouillère, 2000). L'apport du ruisseau du Theil constitue un certain volume calorifique, qu'on peut approcher par la multiplication du débit et de la température de l'eau. C'est un surplus de chaleur pour le second étang, bien que cela représente proportionnellement assez peu par rapport à la partie climatique du bilan thermique. De ce point de vue, la quantité de chaleur apportée, exportée et formée dans chacun des deux plans d'eau pourra être quantifiée lors d'une connaissance plus précise des débits entrant et sortant (une mesure de débit tous les quatre jours pour l'instant).

Le rythme des extrêmes est le même que celui des moyennes et n'est donc pas reproduit ici en tableau, pour ne pas alourdir l'ensemble. La seule différence est qu'il apparaît encore mieux l'influence proportionnellement amoindrie du premier étang au printemps. Le second, plus petit, a peut-être une réponse thermique un peu plus précoce (c'est en mars que le rôle proportionnel du second est le plus grand).

Le rôle d'une chaîne d'étang sur la variabilité diurne et interdiurne semble être restreint. On sait que le premier étang diminue nettement l'amplitude diurne et augmente au contraire les écarts interdiurnes du cours d'eau (cf. 1.1.3). Le second étang, quant à lui, ne change rien à la variabilité interdiurne, qui n'est augmentée que de 4 % sur l'année 1999, aucun mois ne s'écartant de cette moyenne. L'amplitude diurne n'est augmentée que de 3 % par le second étang sur l'année. Seuls janvier et février s'écartent un peu : l'amplitude diurne est alors diminuée de 18 et 32 % par le second étang.

Mais, au-delà des moyennes et des amplitudes, il est enrichissant d'étudier les variations de toutes les données instantanées. La mise au point de blocs-diagrammes hydrothermoisoplèthes doublement relatifs autorise une vue synoptique de trois sites de mesures thermiques en fonction des jours et des heures. L'écart de température entre l'émissaire et l'affluent du premier étang est représenté par le relief, la couleur de ce dernier correspondant à la différence de température entre l'émissaire et l'affluent du second étang, lequel affluent coïncide avec l'effluent du premier. Le bloc-diagramme n'est pas ici un mode de représentation, facultatif ou simplement parlant, d'isothermes en relief, mais se révèle obligatoire pour pouvoir ajouter une quatrième dimension, sous forme colorée.

Le mois de juin 2000 est significatif d'un très fort réchauffement, puisque l'eau était, en moyenne mensuelle, de 7,65 °C plus chaude à l'aval qu'à l'amont des deux étangs, soit la deuxième valeur mensuelle la plus élevée en trois ans de mesures.

Le bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe doublement relatif de juin 2000 permet d'interpréter simultanément l'influence des deux étangs en chaîne du Theil et des Garennes (fig. 105). Quel que soit le type de temps et l'irrégularité interdiurne, c'est tous les jours entre 16 h et 19 h que le réchauffement dû au second étang est le plus fort, c'est-à-dire lors des premières heures qui suivent le minimum diurne de réchauffement dû au premier étang. En bout de chaîne, l'eau est alors souvent plus chaude de 2 °C, parfois 3 °C, qu'en aval du premier plan d'eau. L'étang des Garennes, plus petit, semble atteindre son maximum thermique superficiel plus tôt que celui du Theil.

Après 19 h, l'écart entre les deux déversoirs de surface se réduit d'heure en heure. Lors des très forts réchauffements dus au premier étang, entre 22 h et minuit, quand ils atteignent une dizaine de degrés, le second étang ajoute en général environ 1 °C de plus.

C'est au petit matin que l'effet du second étang est le plus faible. En bout de chaîne, la température de l'eau n'est que de quelques dixièmes de degré plus élevée que celle de l'émissaire du premier étang. Il lui arrive même, certains matins, d'être légèrement refroidie par l'étang des

Garenes. Mais les valeurs de réchauffement étaient telles que la différence totale de température reste très importante.

Fig. 108

En vérité, malgré quelques décalages, le bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe doublement relatif permet de distinguer clairement le fait que le second étang réchauffe d'autant plus le cours d'eau que le premier l'avait faiblement réchauffé. Ainsi, en bout de chaîne, en été, l'eau est absolument toujours fortement réchauffée, ne connaissant même plus le répit qu'elle offrait dans l'après-midi à la sortie du premier étang.

A la sortie de l'étang des Garennes, le ruisseau du Theil se jette dans l'étang de Cieux, ajoutant ainsi à la chaîne un troisième plan d'eau à déversoir de surface. Le cas perd alors sa simplicité initiale. En effet, d'une part la superficie du troisième étang (40 ha) n'est plus comparable à celle de l'étang du Theil (2,18 ha) et des Garennes (1,55 ha), d'autre part, l'étang de Cieux est alimenté par cinq cours d'eau permanents (celui du Theil occidental n'étant que l'un d'entre eux), eux-mêmes barrés de multiples étangs. Cependant, le contexte climatique reste le même et la profondeur, bien que supérieure, reste comparable à celle des étangs précédents. Quoi qu'il en soit, un thermomètre enregistreur fonctionne depuis mai 1998 à la sortie de l'étang de Cieux, en aval de l'ensemble de la chaîne.

Sur deux ans de mesures (fig. 106), il apparaît clairement que le Grand Etang de Cieux, en bout de chaîne, provoque le résultat suivant. En hiver et au printemps (de décembre à mai), l'eau de sortie de Cieux est plus froide que celle des petites chaînes situées plus en amont. C'est le contraire en été et en automne (de juin à novembre).

En ce qui concerne la saison majeure, celle qui intéresse le plus les applications et donne lieu à le plus d'enjeux, il y a donc bien en été encore un léger réchauffement systématique à la sortie du troisième étang par rapport à celle du deuxième, où l'eau était déjà un peu plus chaude qu'à la sortie du premier, où elle était beaucoup plus chaude qu'à son entrée. Ensoleillé sur une grande surface proportionnelle, stratifié d'une manière assez durable (cf. chap. IV), recevant de ses affluents une eau déjà chaude, le bilan thermique du Grand Etang de Cieux est tel qu'il augmente encore la température de son émissaire pendant tout l'été.

Pour ce qui est des conséquences biologiques, ces réchauffements importants ne sont pas accompagnés d'une désoxygénation des émissaires, bien au contraire (fig. 107). En été, et plus encore au début de cette saison, les teneurs en d'oxygène dissous dans le cours d'eau sont plus élevées en aval de la chaîne qu'en amont. Ce sont dans les étangs eux-mêmes que les valeurs sont les plus élevées, dans le ruisseau en amont de tous les plans d'eau qu'elles sont les plus basses, alors qu'elles sont intermédiaires dans les émissaires. Tout en réchauffant l'eau, les étangs à déversoir l'oxygènent, car la couche superficielle concentre une importante photosynthèse.

Une fois l'été terminé, l'augmentation successive de la température d'un étang à l'autre perdure en automne, tardivement. L'inertie du Grand Etang est patente en novembre, mois pendant lequel les petits étangs refroidissent déjà le ruisseau, alors que lui le réchauffe. En hiver, le Grand Etang refroidit l'eau plus encore que les petits plans d'eau d'amont. Il est vraisemblable que sa course du vent assez importante provoque, lors de cette saison qui est la plus agitée, des brassages bien plus fréquents que sur les petits étangs. Ces derniers connaissent une stratification directe, certes fragile, plus souvent, où l'eau de surface est plus chaude. Il est vrai qu'ils connaissent, pour les mêmes raisons, des stratifications inverses plus fréquentes lors des plus grands froids, et déversent alors une eau plus froide que celle du Grand Etang. Cependant, en climat océanique vrai, les stratifications directes dominent, même en hiver.

Au-delà d'un cycle annuel contrasté, pendant la saison estivale, la plus importante, les chaînes d'étangs réchauffent l'eau, tout en augmentant sa teneur en oxygène. Au total, deux familles de causes concourent aux valeurs thermiques en aval d'une chaîne. Il s'agit d'abord des bilans thermiques successifs. La partie climatique est en général analogue, sauf pour des différences de couvert forestier empêchant l'insolation sur certains petits plans d'eau. La partie hydrologique du bilan climatique est très différente, surtout entre le premier étang et les autres. Il s'agit d'autre part des caractères morphométriques du dernier étang, notamment sa taille et la configuration de son déversoir de surface.

Fig. 109

1.3 – Y a-t-il un gradient altitudinal de l'influence des étangs ?

Il n'a pas été possible de multiplier le nombre de thermomètres au point de pouvoir étudier des étangs comparables à tous points de vue, à différentes altitudes (contrairement aux cours d'eau en amont des plans d'eau : cf. chap. II), d'autant que la variété de choix est moins importante dans la montagne. D'autres critères que celui de l'altitude, comme la morphométrie de chaque plan d'eau, les différences de rang fluvial (sur les bas plateaux, il est impossible de trouver un rang élevé qui ne soit pas déjà largement perturbé par d'autres plans d'eau situés plus en amont) risquent de dominer et de noyer l'influence de l'altitude. Car il s'agit bien ici de réfléchir à l'influence d'une influence, au gradient d'un gradient, bref à la différence de température entre le bas et le haut influençant la différence de température entre l'amont et l'aval des plans d'eau.

Grâce à l'étude de l'influence de l'étang des Oussines (840 m) pour la montagne, comparée à celle des étangs de la région de Cieux pour les bas plateaux, tous à déversoirs de surface, quelques premières conclusions peuvent cependant être tirées. Il est entendu que, pour rendre la comparaison possible, nous n'étudierons jamais les valeurs en elles-mêmes de la différence entre l'aval et l'amont des plans d'eau, mais seulement les rythmes. Nous allons donc nous intéresser aux amplitudes, non pas dans les écarts absolus, mais dans la proportion de l'augmentation ou de la diminution de ces écarts.

On sait que les étangs de bas pays diminuent l'amplitude diurne toute l'année (cf. 1.1). Or ceux d'altitude élevée le font aussi. Mais nos mesures montrent que cette réduction de l'amplitude diurne est d'autant plus forte que l'étang est en altitude. A 840 m d'altitude, l'amplitude diurne de la Vézère est diminuée de 50 % par l'étang des Oussines sur l'ensemble de l'année 1999, alors que l'amplitude diurne du ruisseau du Theil n'est diminuée que de 23 % par l'étang du même nom.

C'est à la fin du printemps que l'altitude semble avoir la plus grande influence. C'est le moment où l'amplitude diurne est la plus diminuée par l'étang des Oussines, alors qu'elle ne l'est que peu par celui du Theil. En mai et en juin, l'étang d'altitude influence l'amplitude diurne de son cours d'eau proportionnellement plus de deux fois plus que l'étang du Theil (le quotient du quotient de l'amplitude diurne apériodique à l'aval de l'étang du Theil par l'amplitude diurne apériodique à l'amont de l'étang du Theil par le quotient de l'amplitude diurne apériodique à l'aval de l'étang des Oussines par l'amplitude diurne apériodique à l'amont de l'étang des Oussines est supérieur à deux).

On sait que les étangs de bas pays augmentent les écarts interdiurnes toute l'année (cf. 1.1). Or ceux d'altitude élevée le font aussi. Mais nos mesures montrent que cette augmentation de l'amplitude diurne est d'autant plus faible que l'étang est en altitude. A 840 m d'altitude, les écarts interdiurnes de la Vézère sont augmentés de 20 % par l'étang des Oussines sur l'ensemble de l'année 1999, alors que les écarts interdiurnes du ruisseau du Theil sont augmentés de 66 % par l'étang du même nom.

Il y a en outre un décalage dans le rythme de cette influence. C'est en mars et en avril de l'étang d'altitude augmente le plus les écarts interdiurnes, alors que c'est en juin et juillet sur les bas plateaux. De mai à août, l'étang du Theil influence les écarts interdiurnes du cours d'eau proportionnellement deux fois plus que l'étang des Oussines n'influence les écarts interdiurnes de la Vézère.

Au total, il semble que les étangs d'altitude modèrent plus les écarts thermiques que ceux des bas plateaux. Les écarts intradiurnes des cours d'eau sont diminués par tous les étangs. Cette diminution est encore plus prononcée chez les étangs d'altitude. Les écarts interdiurnes des cours d'eau sont augmentés par tous les étangs. Mais les étangs d'altitude tempèrent cette augmentation.

Le croisement de ces deux influences est très instructif, en reprenant le coefficient que nous avons créé pour estimer le couplage de la variabilité intradiurne et interdiurne ($C = \sqrt{(M.J)}$. cf. 1.1). Alors qu'à l'échelle de l'année, l'étang de bas pays a un effet thermique déstabilisateur sur le cours d'eau, augmentant plus les écarts interdiurnes qu'il ne diminue les écarts intradiurnes (C supérieur à 1), l'étang à 840 m d'altitude a un effet thermique stabilisateur sur le cours d'eau. En moyenne annuelle et tous les mois de l'année à l'exception de mars, l'étang des Oussines modère plus les variations intradiurnes qu'il n'augmente les écarts interdiurnes (C inférieur à 1) (fig. 108 et 109).

Ainsi, malgré quelques nuances en fonction de l'altitude, les étangs à déversoir de surface réchauffent l'eau à l'échelle de l'année, accroissant largement la température pendant une longue saison chaude, la diminuant quelque peu pendant une courte saison froide. Les écarts à l'intérieur de la journée sont diminués, mais ceux qui existent d'un jour à l'autre sont augmentés. Cette influence sur les ruisseaux et les rivières est due aux caractéristiques de la couche d'eau la plus superficielle des étangs, celle qui alimente les émissaires. Les étangs n'atteignant pas, par définition, des profondeurs lacustres, la question est de savoir si les traits des eaux soutirées en profondeur par des moines sont différents ou non de ceux des pellicules les plus superficielles évacués par les déversoirs.

2 – LES TEMPERATURES EN AMONT ET EN AVAL DES PLANS D’EAU A PRISE DE FOND

La normalité lacustre étant celle de la stratification, réduisant les homothermies à de courtes périodes, le niveau de la prise d’eau qui alimente l’émissaire a forcément une grande importance. Dans les étangs, les profondeurs sont telles que le soutirage concerne en général l’épilimnion moyen ou inférieur, couche souvent séparée de l’épilimnion supérieur par une thermocline temporaire. Il n’est pas exclu que les moines des étangs limousins les plus profonds se trouvent au niveau de sauts thermiques presque saisonniers. Quant aux lacs de barrage, ils sont seuls susceptibles d’alimenter leur émissaire en eau hypolimnique.

2.1 – L’effet d’un étang à moine sur l’émissaire

La plupart des étangs limousins sont à déversoir de surface, mais il en est d’autres munis d’un moine. Cette prise de fond, inventée par les religieux au Moyen Age, possède deux principales différences avec une bonde. Premièrement, le moine peut être utilisé en permanence, comme évacuateur de l’étang, et non seulement pour la vidange du plan d’eau. Deuxièmement, le moine filtre, grâce à un système de plaques fixées verticalement sur le fond en amont de la buse. Donc, d’une part, l’eau sort du fond sans les sédiments, d’autre part, la profondeur de la tranche d’eau qui sort peut être réglée.

Systématiquement conseillés par les administrations, les moines confèrent aux cours d’eau des qualités dont il est souvent pensé qu’elles sont extrêmement différentes de celles des déversoirs de surface. L’étude du fonctionnement interne des plans d’eau (cf. chap. 3 et 4) a cependant montré que le fond des étangs ne pouvait dépasser le métalimnion. Cette eau épilimnique, moyenne ou inférieure, n’est en outre pas soutirée telle qu’elle, mais est issue d’un brassage provoqué par l’aspiration profonde.

2.1.1 – Le rôle de l’aspiration profonde

L’étang de la Pouge, d’une trentaine d’hectares et de 5,60 m de profondeur (caractères d’ensemble au chap. I), a été choisi comme exemple de plan d’eau muni d’un moine. Celui-ci a été construit dans un but thermique, lors de la réfection de la digue en 1988 : « ce système permet d’éliminer les eaux de fond, donc les eaux froides, ce qui est un avantage sur le plan piscicole durant les mois d’été » (Denardou, 1987, p. 5).

Le moine est tel que l’eau chemine au fond, puis passe par une vanne, qui assure l’évacuation du débit. Lorsque la cote 251,80 m est atteinte, l’eau passe par dessus la plaque centrale du moine et le débit de l’émissaire augmente alors. Le premier conduit a 80 cm, si bien que l’eau s’y engouffre du fond à 4,80 m de profondeur, moins lors des basses eaux. A 3,65 m de profondeur (cote normale de 251,80 m), une vanne de 15 cm par 15 cm permet de réguler le débit réservé. Il faut ajouter le mouvement d’aspiration et le cas du niveau supérieur à 251,80 m.

Ainsi, l’eau de l’émissaire à la sortie même de l’étang n’est pas tout à fait celle du fond de l’étang, mais un mélange d’eau de fond. Le système doit en outre perturber la stratification au niveau de la digue. Il est donc intéressant de comparer les températures prises juste à la sortie du moine et celle du fond de l’étang à 175 m en amont de la digue, là où la profondeur est encore de 5 m, mais où la stratification ne risque pas d’être dérangée par le système du moine. Deux thermomètres enregistreurs ainsi placés nous ont permis cette comparaison (tableau 31).

Mois	Température étang 5m	Température moine	Différence
Avril 2000	11,28 °C	11,76 °C	+0,48 °C
Mai 2000	12,99 °C	14,45 °C	+1,46 °C
Juin 2000	16,52 °C	18,16 °C	+1,64 °C
Juillet 2000	18,41 °C	19,01 °C	+0,60 °C
Août 2000	18,40 °C	19,37 °C	+0,97 °C

Tableau 31 *La différence de température entre le fond de l'étang de la Pougé et la prise d'eau de fond alimentant l'émissaire*

Moyennes mensuelles calculées à partir des mesures horaires, données L. Touchart

Avril : du 13/04 à 16 h au 30/04 à 23 h, août : du 01/08 à 0 h au 08/08 à 16 h

Mai, juin, juillet, mois complets

En saison chaude, l'eau qui sort par le moine est systématiquement plus chaude que celle du fond de l'étang. L'écart augmente d'avril à juin et cela pourrait signifier que l'eau du moine provient d'un mélange des couches profondes dont les parties supérieures sont plus chaudes. Le mois de juillet 2000, ayant comporté un nombre de perturbations atmosphériques exceptionnel, complique la situation, par l'importance des brassages forcés.

2.1.2 – Une eau légèrement réchauffée malgré le moine

Les étangs à moine ont, en Limousin, la réputation de refroidir l'eau des cours d'eau, surtout en été, quand l'eau de fond est nettement moins chaude que la surface. Ils ont donc bonne presse, puisque la température fraîche est dite favoriser les salmonidés et puisque la désoxygénation concomitante de l'eau de fond soit n'est pas prise en compte soit est palliée par une cascade en sortie. L'étang de la Pougé, grâce à sa profondeur de 5,60 m, est un exemple important : s'il refroidit l'eau de la rivière Gorret, il conviendra d'étudier d'autres étangs à moine moins profonds, pour voir jusqu'où il est possible de remonter. S'il ne refroidit pas l'eau du Gorret, il est la preuve que la situation est moins simple qu'on ne l'entend souvent dire.

Or l'étang de la Pougé réchauffe l'eau du Gorret. En moyenne annuelle, en 1998, l'eau de la rivière était à 11,2 °C à son entrée dans le plan d'eau et 12,4 °C à sa sortie. L'étang à moine réchauffe donc l'eau de 1,2 °C, soit une augmentation de température de 11 % (tableau 32). C'est certes moins qu'un étang à déversoir de surface, mais une augmentation tout de même notable, qu'il convient de cerner de plus près.

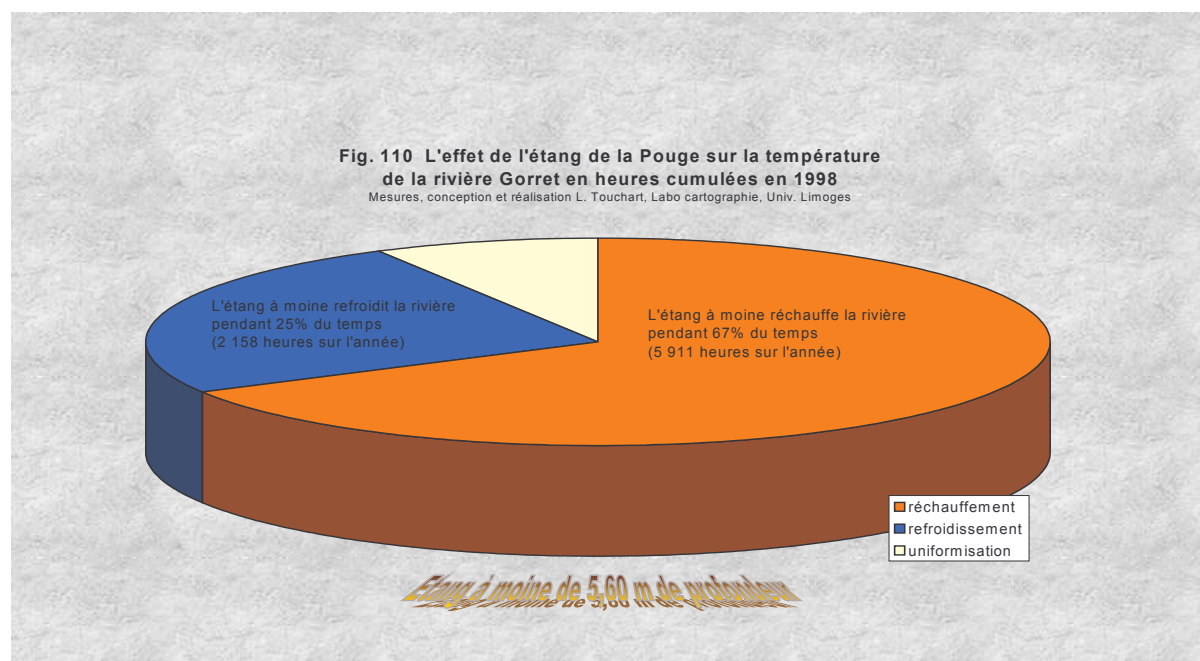
L'eau de fond de l'étang est plus froide que l'eau de surface de l'étang, ce dont tout le monde se doutait, mais l'eau de fond de l'étang est plus chaude que l'eau de la rivière affluente, ce que peu de personnes imaginaient. Cela remet donc en cause un certain nombre d'idées qui découlaient de l'assimilation³⁷ d'une température de fond de l'étang plus froide que celle de la surface à une température de fond plus froide que celle du cours d'eau affluent, alors que ce sont deux phénomènes différents.

Pendant l'année 1998, l'étang a réchauffé le cours d'eau pendant 67 % du temps (5 911 heures) et l'a refroidi pendant seulement 25 % du temps (2 158 heures). Lors de 8 % du temps (691 heures), la température était exactement la même à la sortie qu'à l'entrée. La proportion du temps de réchauffement, soit les deux tiers de l'année, est donc exactement la même que pour l'étang à déversoir de surface précédemment étudié, statistique qui remet en cause beaucoup d'idées préconçues (**fig. 110**).

³⁷ Par exemple, « les étangs sont profonds et les eaux plus froides en profondeur que celles des cours d'eau » (Ardillier, 1997, p. 361).

Mois	Moyennes mensuelles (et annuelle) à l'amont	Moyennes mensuelles (et annuelle) à l'aval	Différence aval-amont
Janvier 98	5,9 °C	6,2 °C	+0,3 °C (+5%)
Février 98	5,4 °C	5,2 °C	-0,2 °C (-4%)
Mars 98	8,9 °C	9,3 °C	+0,4 °C (+4%)
Avril 98	10,7 °C	10,9 °C	+0,2 °C (+2%)
Mai	14,8 °C	15,0 °C	+0,2 °C (+1%)
Juin 98	16,6 °C	17,5 °C	+0,9 °C (+5%)
Juillet 98	17,7 °C	20,1 °C	+2,4 °C (+14%)
Août 98	16,8 °C	20,9 °C	+4,1 °C (+24%)
Septembre 98	14,7 °C	17,7 °C	+3,0 °C (+20%)
Octobre 98	11,7 °C	13,6 °C	+1,9 °C (+16%)
Novembre 98	6,1 °C	7,8 °C	+1,7 °C (+28%)
Décembre 98	4,6 °C	4,1 °C	-0,5 °C (-11%)
Moyenne année 1998	11,2 °C	12,4 °C	+1,2 °C (+11%)
Amplitude année 1998	13,1 °C	16,8 °C	+3,7 °C (+28%)

Tableau 32 *L'influence de l'Étang de la Pouge (étang à moine prenant l'eau à 5,60 m de profondeur) sur les moyennes mensuelles, la moyenne annuelle et l'amplitude annuelle de température de l'eau de la rivière Gorret*
Calculée à partir de 17 520 mesures horaires (données L. Touchart).



Les thermoisoplèthes annuelles relatives de la différence de température entre la sortie et l'entrée de l'étang montrent, à travers un cycle diurne relatif écrasé, la très forte prédominance totale des réchauffements (fig. 111). Les réchauffements très prononcés (plus de 5,8 °C, soit deux écarts-types au-delà de la moyenne) arrivent pendant 2 % du temps (198 h). Les réchauffements exceptionnels (plus de 8 °C, soit trois écarts-types au-delà de la moyenne) ont lieu pendant 0,1 % du temps (10 h). Ces réchauffements très importants sont proportionnellement plus fréquents que dans le cas de l'étang à déversoir de surface étudié précédemment.

Figure 111

Le cycle annuel est intéressant. A la différence des étangs à déversoir de surface, qui réchauffaient l'eau pendant une longue saison chaude et la refroidissaient pendant une courte saison froide, l'étang à moine réchauffe l'eau pratiquement toute l'année (sauf lors des plus grands froids hivernaux), mais avec des écarts beaucoup plus modérés. Contrairement à toutes les idées reçues, c'est justement en été que l'étang à moine réchauffe le plus le cours d'eau (fig. 112). Août est le mois du plus fort réchauffement. En moyenne mensuelle, l'eau sort alors de l'étang à des températures de plus de 4 °C plus élevées qu'elle n'y entre. Le réchauffement reste fort en automne : septembre est le 2^e mois de l'année, octobre et novembre les 4^e et 5^e. Manifestement, les brassages forcés automnaux jouent un rôle important.

Au printemps et au tout début de l'été, la différence est énorme avec les étangs à déversoir de surface. C'était le moment de plus fort réchauffement du cours d'eau à la traversée de ces derniers, tandis que l'étang à moine ne change alors pas la température de la rivière. Même en juin, qui était le grand mois des réchauffements par le déversoir de surface, la température est ici peu modifiée. Lors de la mise en place de la stratification dans l'étang, les eaux de fond ont une température proche de celle du cours d'eau d'entrée.

Finalement, pour la moyenne annuelle comme pour les moyennes mensuelles de saison chaude, l'étang à moine réchauffe l'eau, mais le fait d'une manière moitié moins forte que l'étang à déversoir de surface. Le décalage saisonnier sur la fin de l'été et l'automne est dû à la plus grande profondeur de l'étang à moine choisi pour l'étude, mais aussi à la réalité de la prise d'eau profonde.

Bref, l'étang à moine réchauffe le cours d'eau avant tout en fonction des brassages, tandis que l'étang à déversoir de surface le réchauffait surtout en fonction de l'insolation.

D'ailleurs, si on fait des régressions mensuelles des températures horaires, on se rend compte qu'il y a indépendance entre la température du Gorret à l'entrée dans l'étang et celle à la sortie. L'insolation et la température de l'air ne sont pas une cause directe de la température du moine.

En fait, plus que sur les moyennes, n'est-ce pas plutôt sur les extrêmes que le moine a un effet bénéfique ? Les différences sont en effet importantes avec les étangs à déversoir de surface.

En ce qui concerne les maxima, les remarques suivantes peuvent être faites (tableaux 33 et 34).

(1) Les maxima maximorum mensuels ne sont jamais augmentés de plus de 4 °C par l'étang à moine, alors que les valeurs atteignaient la douzaine de degrés pour les étangs à déversoir. C'est donc un point important en rapport avec les températures létales.

(2) Alors que, dans les étangs à déversoir, les maxima étaient augmentés toute l'année (sauf au cœur de l'hiver) et l'étaient très fortement à proximité du solstice d'été, l'étang à moine, quant à lui, présente une opposition entre deux parties de l'année. Pendant la seconde moitié de l'été et tout l'automne, les maxima maximorum mensuels sont augmentés par l'étang, tandis qu'ils sont diminués en hiver, au printemps et au début de l'été. Le printemps, quand la stratification se met en place, a donc une influence très différente selon que l'eau se déverse en surface ou est puisée en profondeur. L'inertie automnale en profondeur est aussi manifeste. Dans l'étang à moine, ce ne sont pas les périodes de plus forte insolation qui provoquent le réchauffement majeur du cours d'eau, donc les maxima ont tendance à être moins modifiés que par un étang à déversoir.

Figure 112

Mois	Maximum amont	Maximum aval	Différence aval-amont
Janvier 98	8,8	7,7	-1,1
Février 98	9,5	8,0	-1,5
Mars 98	13,5	12,4	-1,1
Avril 98	15,3	13,8	-1,5
Mai 98	19,8	19,1	-0,7
Juin 98	20,6	18,8	-1,8
Juillet 98	21,6	21,3	-0,3
Août 98	22,7	23,0	+0,3
Septembre98	18,4	20,2	+1,8
octobre 98	13,8	17,7	+3,6
Novembre 98	12,0	12,4	+0,4
Décembre 98	8,4	5,0	-3,4

Tableau 33 *L'influence de l'étang de la Pouge sur les maxima maximorum mensuels du cours d'eau, en °C (données L. Touchart)*

(3) Les maxima maximorum mensuel des écarts entre la température instantanée de l'aval et celle de l'amont sont augmentés jusqu'à des valeurs de plus de 6 °C de mai à août. Le 29 août 1998 à 8 h et 9 h du matin (6 et 7 h, heure solaire), de même que le 1^{er} septembre 1999 précisément aux mêmes heures, l'eau du moine était de 8,5 °C plus chaude que l'eau du cours d'eau à l'entrée dans l'étang. Bien que ces valeurs soient plus faibles que celles provoquées par les étangs à déversoir (jusqu'à 14 °C), elles atteignent tout de même des niveaux inconnus de la littérature, car ce sont des écarts instantanés extraits de mesures en continu. Ces réchauffements instantanés maximaux arrivent le matin, quand le cours d'eau qui entre est le plus froid, alors qu'ils arrivent en fin d'après-midi à la sortie des étangs à déversoir, car l'important est alors l'échauffement de la surface du plan d'eau.

Mois	1998	1999	2000
Janvier	2,3	3,5	2,8
Février	2,4	2,7	2,6
Mars	4,5	4,4	3,7
Avril	2,6	4,0	2,9
Mai	6,4	3,9	4,2
Juin	5,3	5,7	4,6
Juillet	6,7	8,2	5,3
Août	8,5	8,1	Travaux sur digue
Septembre	5,3	8,5	Vidange de l'étang
Octobre	5,1	5,8	Vidange de l'étang
Novembre	4,7	4,4	Vidange de l'étang
Décembre	2,8	2,7	Vidange de l'étang

Tableau 34 *Maximum maximorum mensuel de la différence de température instantanée entre l'aval et l'amont de l'étang de la Pouge, en °C (données L. Touchart)*

A l'autre extrême, l'étang à moine agit en revanche plus sur les minima que l'étang à déversoir (tableau 35).

Figure 113

Mois	Minimum amont	Minimum aval	Différence aval-amont
Janvier 98	1,9	3,5	+1,6
Février 98	1,1	3,1	+2,0
Mars 98	5,0	7,7	+2,7
Avril 98	6,2	8,4	+2,2
Mai 98	8,8	11,3	+2,5
Juin 98	12,8	17,0	+4,2
Juillet 98	13,5	18,1	+4,6
Août 98	10,6	18,8	+8,2
Septembre 98	11,3	15,3	+4,0
octobre 98	7,3	12,0	+4,7
Novembre 98	-0,1	3,5	+3,6
Décembre 98	0,3	2,7	+2,4

Tableau 35 *L'influence de l'étang de la Pouge sur les minima minimorum mensuels du cours d'eau, en °C (données L. Touchart)*

(1) Les minima minimorum mensuels sont augmentés de valeurs très fortes, plus que par un étang à déversoir. Par exemple, en août 1998, l'étang à moine a augmenté le minimum minimorum de 8,2 °C.

(2) Les minima minimorum mensuels sont augmentés absolument tout l'année, et non seulement en saison chaude comme avec un étang à déversoir de surface.

(3) Un décalage des valeurs de réchauffement les plus fortes se fait sur la fin de l'été et l'automne, alors que c'était à la fin du printemps chez les étangs à déversoir. Dans l'étang à moine, les brassages forcés automnaux sont la cause principale du réchauffement du cours d'eau. c'est donc sur les minima que cela se manifeste le plus.

En conclusion, l'étang à moine réchauffe la rivière surtout grâce aux brassages forcés postérieurs à l'accumulation de chaleur dans le plan d'eau, d'où, par rapport à l'influence d'un étang à déversoir, un décalage du réchauffement du cours d'eau vers la fin d'été et l'automne, une réduction du réchauffement moyen total, une réduction du réchauffement des maxima et une augmentation du réchauffement des minima. Les températures du cours d'eau à l'entrée et à la sortie de l'étang sont des variables indépendantes, au contraire des étangs à déversoir, où l'insolation est privilégiée.

2.1.3 – Une réduction des écarts thermiques à courte échelle de temps

Comme l'étang à déversoir de surface, l'étang à moine abaisse l'amplitude diurne du cours d'eau. Mais cette réduction des écarts à l'intérieur de la journée est particulièrement forte. Pendant l'ensemble de l'année 1998, l'étang de la Pouge, à moine, a diminué l'amplitude diurne du Gorret de 76 % (l'étang du Theil, à déversoir, ne l'a diminuée que de 26 %). En aval de l'étang à moine, l'amplitude diurne n'est plus que de 0,5 °C à l'année (tableau 36).

Mais la grande différence avec l'étang à déversoir réside dans le fait que les écarts interdiurnes sont eux aussi diminués par l'étang à moine. Pour chaque mois, la différence entre la moyenne diurne maximale et la moyenne diurne minimale est abaissée par l'étang à moine, alors qu'elle était augmentée par l'étang à déversoir.

Figure 114

Mois	Amplitude diurne moyenne à l'amont	Amplitude diurne moyenne à l'aval	Différence aval-amont
Janvier 98	1,2 °C	0,3 °C	-0,9 °C (-75%)
Février 98	2,4 °C	0,4 °C	-2,0 °C (-83%)
Mars 98	2,7 °C	0,5 °C	-2,2 °C (-81%)
Avril 98	1,9 °C	0,6 °C	-1,3 °C (-68%)
Mai 98	2,8 °C	0,6 °C	-2,2 °C (-79%)
Juin 98	2,6 °C	0,4 °C	-2,2 °C (-85%)
Juillet 98	2,4 °C	0,7 °C	-1,7 °C (-71%)
Août 98	3,4 °C	0,5 °C	-2,9 °C (-85%)
Septembre 98	2,0 °C	0,4 °C	-1,6 °C (-80%)
Octobre 98	1,3 °C	0,5 °C	-0,8 °C (-62%)
Novembre 98	1,4 °C	0,4 °C	-1,0 °C (-71%)
Décembre 98	1,2 °C	0,3 °C	-0,9 °C (-75%)
Année 1998	2,1 °C	0,5 °C	-1,6 °C (-76%)

Tableau 36 *L'influence de l'Etang de la Pouge (étang à moine prenant l'eau à 5,60 m de profondeur) sur les moyennes mensuelles et annuelle des amplitudes diurnes apériodiques de température de l'eau de la rivière Gorret (données L. Touchart)*

Mois	M = (Mv / Mm)	J = (Jv / Jm)	C = √(M.J)
Janvier 1998	0,76 = (4,2 / 5,5)	0,20 = (0,3 / 1,5)	0,39
Février 1998	0,68 = (4,1 / 6,0)	0,17 = (0,4 / 2,4)	0,34
Mars 1998	0,76 = (4,1 / 5,4)	0,19 = (0,5 / 2,7)	0,38
Avril 1998	0,76 = (4,8 / 6,3)	0,32 = (0,6 / 1,9)	0,49
Mai 1998	1,01 = (7,5 / 7,4)	0,21 = (0,6 / 2,8)	0,47
Juin 1998	0,22 = (1,3 / 5,8)	0,15 = (0,4 / 2,6)	0,18
Juillet 1998	0,51 = (2,7 / 5,3)	0,29 = (0,7 / 2,4)	0,39
Août 1998	0,47 = (4,0 / 8,6)	0,15 = (0,5 / 3,4)	0,26
Septembre 1998	1,05 = (4,3 / 4,1)	0,20 = (0,4 / 2,0)	0,46
Octobre 1998	0,82 = (4,2 / 5,1)	0,38 = (0,5 / 1,3)	0,56
Novembre 1998	0,79 = (8,5 / 10,7)	0,29 = (0,4 / 1,4)	0,48
Décembre 1998	0,28 = (1,9 / 6,8)	0,25 = (0,3 / 1,2)	0,26

Tableau 37 *La quantification de l'influence couplée de l'Etang de la Pouge sur les variations interdiurnes et intradiurnes de température de la rivière Gorret (données L. Touchart)*

Avec :

- Mm : amplitude thermique mensuelle en degrés Celsius (différence entre la moyenne diurne maximale du mois et la moyenne diurne minimale) à l'amont de l'étang
- Mv : id. à l'aval de l'étang
- Jm : moyenne mensuelle de l'amplitude diurne apériodique en degrés Celsius à l'amont de l'étang
- Jv : moyenne mensuelle de l'amplitude diurne apériodique en degrés Celsius à l'aval de l'étang

M et J sont d'autant plus petits que l'étang réduit les variations interdiurnes et diurnes de température du cours d'eau. C quantifie l'influence de l'étang sur les variations couplées interdiurnes et intradiurnes, en leur faisant prendre une part égale. Ce coefficient est d'autant plus petit que le plan d'eau réduit les écarts de températures.

Figure 115

Le croisement de la variabilité intradiurne et interdiurne est donc plus simple que dans le cas d'un étang à déversoir. Le coefficient C inter-intradiurne (cf. 1.1.3) est inférieur à 1 en permanence (tableau 37). C'est toute l'année, et non pendant une courte saison froide, que l'étang à moine a un effet thermique stabilisateur sur le cours d'eau. Cet effet est très prononcé. La plus forte valeur de C pour l'étang à moine est inférieure à la plus faible valeur de ce coefficient pour l'étang à déversoir ! Même quand l'étang à moine est le moins stabilisateur qui soit, il l'est plus que quand l'étang à déversoir est le plus stabilisateur qui soit.

Ces valeurs remarquables sont surtout atteintes grâce à la réduction des écarts à l'intérieur de la journée. Il n'y a aucune saute de température brutale à la sortie du moine et les écarts d'une heure à l'autre sont minimes. Nous avons parfois, à la sortie du moine, des suites de températures exactement égales au dixième de degré près pendant plus de soixante ou soixante-dix heures (par exemple, du 23 au 26 février 1998, pendant 74 mesures horaires de suite, le thermomètre du moine a donné la valeur immuable de 6,9 °C).

Les mois qui correspondent aux plus petites valeurs de C correspondent à des périodes de stratification assez durable, isolant une couche profonde de température stable (juin et août en stratification directe, décembre pour la prise en glace).

C'est pendant les mois les plus chauds que l'étang à moine stabilise le plus le cours d'eau, c'est-à-dire au moment où celui-ci en a le plus besoin biologiquement, tandis que l'étang à déversoir connaissait son influence la plus déstabilisatrice justement pendant cette période chaude.

Le tableau 37 du coefficient C montre que, en 1998, les mois de juin et août d'une part, décembre et février d'autre part, ont respectivement été les plus remarquables de la saison chaude et de la saison froide. Parmi ces quatre mois, nous avons choisi de commenter les bloc-diagrammes hydrothermoisoplèthes de février et août.

Le bloc-diagramme thermo-isoplèthe mensuel du Gorret en amont de l'étang en février 1998 permet de distinguer un certain nombre de cycles (**fig. 113**). Le premier, morceau partiel de l'échelle annuelle, est celui de la pente générale de l'abscisse, qui représente la grande tendance du mois à l'intérieur du cycle annuel. Ici, l'inclinaison est celle d'une croissance des températures, car, en cette fin d'hiver, la tendance générale est au réchauffement. La deuxième variation de l'abscisse est celle qui revient tous les trois à quatre jours ; elle correspond au passage des perturbations, à moins que ne se dégagent des périodes plus longues et homogènes, anticycloniques (10-15 février). Le troisième cycle se lit sur l'axe des ordonnées : c'est le cycle diurne, avec un minimum en début de matinée et un maximum en soirée.

La primauté est claire. Sur l'ensemble de février, les formes longitudinales dominent, donc les amplitudes interdiurnes surpassent les amplitudes intradiurnes. Ce diagramme illustre bien les températures d'un cours d'eau de milieu tempéré océanique. A l'intérieur de ce mois d'hiver, la seconde moitié du mois, caractérisée par le passage de perturbations, s'oppose à la première, anticyclonique. La période de hautes pressions égalise remarquablement les températures froides de fin de nuit et de matinée entre les jours, d'où le vaste plateau, mais permet, par la forte insolation qu'elle accompagne, un réchauffement certain des températures de l'après-midi, plus important en tout cas que la variation interdiurne de ces températures d'après-midi, bridée par l'anticyclone et correspondant à un vaste glaci. Il en résulte, sur cette période précise, des formes plus latitudinales que longitudinales, répondant à une primauté de l'amplitude diurne sur les variations interdiurnes.

Figure 116

Le diagramme thermo-isoplèthe de février des eaux de l'étang puisées par le moine (**fig. 114**) est en quelque sorte une caricature de la prédominance des variations interdiurnes sur les fluctuations intradiurnes. Du 1^{er} au 7 février, l'étang est resté gelé, empêchant tout échange thermique notable entre l'atmosphère et l'eau et isolant une couche profonde proche de la température de densité maximale. C'est une eau comprise entre 3°6 et 3°8 qui sort alors du fond de l'étang, la plus chaude du plan d'eau, donc, en cette période de stratification thermique inverse, la plus dense. C'est au début de la deuxième semaine que l'étang dégèle, mais il y a une inertie de plusieurs jours, avant de voir la température du fond du plan d'eau remonter de quelques dixièmes de degré, retard correspondant au temps pris par la déstratification. Une période d'homothermie à un peu plus de 4 °C prend la suite la semaine d'après, pendant laquelle l'étang, sans être gelé, connaît à peu près la même température, stable dans l'espace, sur sa tranche d'eau, et dans le temps.

La dernière décade du mois, enfin, apporte un changement radical, avec un radoucissement du temps et le passage de deux perturbations. L'étang se réchauffe et les vents provoquent un brassage forcé. La tranche d'eau devient homotherme. Les températures, spatialement uniformes sur la colonne d'eau, s'accroissent dans le temps jusqu'à la fin du mois.

Le bloc-diagramme thermo-isoplèthe de la différence entre la sortie et l'entrée de l'étang (**fig. 115**) montre des reliefs passant alternativement au-dessus et en dessous du niveau de base, tantôt réchauffant, tantôt refroidissant les eaux du Gorret. Pendant l'essentiel du mois, le plan d'eau refroidit la rivière, mais des îlots de réchauffement émergent lors de certaines premières moitiés de journée. C'est le cas des trois fins de nuit et des matinées de 5, 6 et 7 février, où les eaux ressortent de l'étang à une température de plus de 2 °C supérieure à celle de l'entrée.

C'est qu'à la fin de cette période de grand froid atmosphérique, le cours d'eau affluent, lors de son minimum diurne, ne pénètre dans l'étang qu'avec des températures d'environ 1 °C, tandis que, à la sortie, le moine soutire, au fond d'un étang inversement stratifié et gelé en surface, une eau stable à un peu moins de 4 °C. L'amplitude diurne du Gorret en amont du plan d'eau est suffisante pour que la température d'entrée se retrouve au-dessus de celle de sortie en fin d'après-midi. Les 13 et 14 février, la situation était la même, à la différence que la stratification inverse de l'étang n'était pas accompagnée d'une banquise permanente jour et nuit.

Les deux autres îlots de réchauffement émergeant au-dessus du niveau de base, les matins du 18 février d'un part, des 23 et 24 février d'autre part, ont une cause opposée à celle des deux premiers. Lors des heures du minimum diurne de la rivière affluente, qui descend alors à 4 ou 5 °C, l'eau du moine, stable à 2 °C au-dessus, provient d'une homothermie, l'étang emmagasinant déjà sur toute sa tranche une certaine chaleur.

Tout le reste du temps, l'étang a refroidi le cours d'eau. Les abîmes les plus profonds de refroidissement du cours d'eau dus à l'étang se trouvent lors du maximum du cycle diurne de l'affluent, dans les périodes d'homothermie de l'étang et d'intense brassage, quand le moine distillait une eau peu variable aux alentours de 4 °C, cas, par exemple, des soirées des 16 et 17 février.

Les trois diagrammes thermo-isoplèthes du mois d'août 1998 (**fig. 116 à 118**) présentent la situation en amont (**fig. 116**) et en aval (**fig. 117**) de l'étang, avant de s'attacher à la différence entre les deux (**fig. 118**), lors du mois pendant lequel le réchauffement moyen du cours d'eau dû à l'étang est maximal (tableau 32), de même que la réduction de l'amplitude diurne par l'étang (tableau 36), cependant que la baisse couplée des écarts interdiurnes et intradiurnes est l'une des deux plus fortes de l'année (tableau 37). Il s'agit donc d'un mois pendant lequel l'influence de l'étang à plusieurs échelles de temps est particulièrement élevée, tant en valeur absolue que relative.

Avant d'entrer dans l'étang, le Gorret présente un cycle diurne assez régulier, quel que soit le type de temps (**fig. 116**). Mais, au total, ce sont les variations interdiurnes qui dominent, la montée des quinze premiers jours d'août correspondant à la canicule qu'a connue la région à ce moment, puis le refroidissement du cours d'eau répondant à celui de l'air.

Figure 117

Le plateau presque parfait de la figure **117** est dû à la stratification thermique de l'étang lors des fortes chaleurs de la première quinzaine d'août. Par conséquent, l'eau de fond, isolée de la surface par une couche de saut thermique de 7 à 8 °C (à son maximum), ne présente aucune variation de température, ni intradiurne ni interdiurne. A partir du 14 août, les nuits atmosphériques deviennent plus fraîches, suffisamment pour provoquer un brassage de quelques heures, cependant que les journées, toujours bien ensoleillées, provoquent une stratification aussi éphémère. Pendant quelques jours, au milieu du mois, un cycle intradiurne se met ainsi en place, bien visible par les collines de réchauffement diurne empâtant le bas du versant de la forte remontée interdiurne.

A partir du 21 août, pour plusieurs jours, le temps atmosphérique est nettement, plus couvert, avec une alternance de pluies et d'éclaircies, ainsi que des vents importants susceptibles de provoquer un brassage forcé. Cela correspond au versant de fort réchauffement. C'est une période où le brassage de l'étang peut survenir de jour comme de nuit, diffusant les calories superficielles de la canicule précédente en profondeur. Ainsi, en ce mois d'été, la chaleur climatique correspond à une température froide de la couche de fond, tandis que les passages dépressionnaires coïncident avec les températures les plus chaudes du fond de l'étang.

La figure **118** est une synthèse de l'influence de l'étang sur le cours d'eau. A l'échelle interdiurne, la fin de juillet avait été perturbée, de même que les tout premiers jours d'août, l'étang, fréquemment brassé, commençant donc le mois avec des eaux profondes ayant bénéficié d'un réchauffement important, alors que le cours d'eau, sans inertie, entre fraîchement dans le mois. La différence entre les deux est donc forte au tout début d'août.

La canicule atmosphérique qui prend la suite stratifie d'une manière stable le plan d'eau, emprisonnant une couche de fond qui ne peut plus se réchauffer, cependant que la température de la rivière affluente, elle, ne cesse de croître. L'étang réchauffe donc de moins en moins le cours d'eau, au point que, à la fin de la décade de canicule, le plan d'eau refroidit même le cours d'eau, d'où la profonde vallée (12 août), entaillée en dessous du niveau de base thermique. Ce refroidissement relatif est dû au fait que le Gorret est devenu très chaud à l'amont, alors qu'il sort toujours avec la même température de l'Etang de la Pouge.

Il s'agit d'un résultat majeur pour le caractère appliqué de cette recherche : plus le temps est chaud et l'est longuement, plus la stratification de l'étang, dans sa partie la plus profonde, est prononcée et plus le plan d'eau apporte un rafraîchissement bénéfique au cours d'eau. C'est dans les mêmes conditions d'une couche profonde isolée qu'il réduit le plus possible les écarts diurnes.

Dans la deuxième quinzaine d'août, le cours d'eau affluent se refroidit, suivant l'évolution du temps atmosphérique, alors que l'étang, de plus en plus fréquemment brassé pour des raisons mécaniques, voit ses eaux profondes profiter de la chaleur précédemment emmagasinée. C'est le moment de réchauffement maximal du cours d'eau dû à l'étang, réchauffement relatif qui correspond aussi aux températures absolues les plus fortes de l'année mesurées au fond du plan d'eau, alors que celles-ci avaient été atteintes dès le mois de juillet dans la rivière affluente.

A l'échelle diurne, la différence de température entre l'amont et l'aval du cours d'eau varie surtout à cause du cycle du cours d'eau affluent, ce dernier étant pratiquement reproduit en négatif dans la figure **118**. En effet, le réchauffement dû à l'étang est maximal en fin de nuit et le matin, alors qu'il est minimal l'après-midi et en début de nuit, puisque le degré de chaleur du cours d'eau affluent est minimal le matin et maximal en soirée, tandis que la température du fond de l'étang reste pratiquement stable à cette échelle de temps.

Figure 118

En conclusion, les valeurs instantanées et les moyennes sont, au contraire de ce qu'on entend souvent dire, en général réchauffées par l'étang à moine. Cependant, cette augmentation de la température est bien moindre que celle due à un étang à déversoir et, lors des périodes très chaudes, c'est-à-dire au moment important, il y a tendance au refroidissement. Mais c'est dans l'énorme réduction des écarts thermiques à courte échelle de temps que le moine est le plus bénéfique.

2.2 – l'effet d'un lac de barrage muni de vannes à différents niveaux

En aval d'un réservoir, « le régime thermique des eaux est déterminé par la profondeur à laquelle sont situées les vannes, par l'existence ou non d'une stratification thermique et enfin par le débit de lâchure » (Bravard & Petts, 1993, p. 246-247). Les deux principales différences avec les étangs à moine sont les suivantes : d'une part, les profondeurs sont à proprement parler lacustres, suffisantes pour que la stratification thermique atteigne une durabilité saisonnière, d'autre part l'eau de l'émissaire provient le plus souvent d'un jeu à plusieurs niveaux.

C'est au printemps que se jouent les caractéristiques de la stratification thermique estivale des plans d'eau assez profonds pour n'être pas polymictiques. Si le printemps est chaud, la stratification est précoce et prononcée, donc l'hypolimnion, isolé très tôt, ne profite d'aucun réchauffement venu du haut. L'été suivant, l'hypolimnion est plus froid que la moyenne. Si le printemps est frais et variable, la stratification est tardive, après qu'il y a eu de nombreux brassages et destruction de la fragile thermocline. Comme l'hypolimnion a reçu de la chaleur à chaque disparition de la barrière thermique, l'été suivant connaît un hypolimnion plus chaud que la moyenne (Salençon et Thébault, 1997).

Le caractère particulier des lacs de barrage, par rapport aux lacs naturels, réside dans la profondeur de la prise d'eau. Par influence régressive, cela transforme la stratification thermique à l'intérieur du lac, en provoquant parfois des ondes internes, des oscillations de la thermocline, parfois la création d'une thermocline supplémentaire, en contrebas de la principale (Vivier, 1965, Wright, 1967), ou encore la destruction localisée de la stratification (Imberger, 1979). D'une manière progressive, l'émissaire présente, à la sortie du lac, une eau d'une certaine profondeur, souvent hypolimnique.

Le lac de Lavaud peut être choisi comme exemple de lac de barrage de l'ouest de la France influençant un cours d'eau, par ses vannes fonctionnant à différents niveaux selon les saisons, sa profondeur maximale de 16 m, son marnage de près de 10 m offrant des possibilités d'étude d'une tranche d'eau très variable, la connaissance de sa température à la sortie (Conseil Général de la Charente) et à l'entrée (thermomètre placé par nos soins depuis la fin de l'année 1997), des renseignements concernant son fonctionnement interne (chap. III), et l'enjeu de la température de la Charente, qui a conduit à la pose d'un déstratificateur dans le nouveau lac voisin de Mas Chaban³⁸.

Pendant une longue saison froide, les températures du fleuve sont peu modifiées par le lac, jusqu'au mois d'avril : c'est une eau de subsurface qui sort du lac, par un déversoir situé au-dessus de la vanne du haut. La retenue réchauffe alors la Charente, avec un écart qui s'accroît jusqu'à fin mai. A partir du mois de juin, les données sont bouleversées par l'ouverture des vannes (**fig. 119**). Le calendrier est différent chaque année, puisque la raison de la construction du lac de Lavaud a été le soutien d'étiage de la Charente. Le réglage des vannes dépend de ce besoin.

³⁸ Du fait de ces conditions propices à une étude scientifique intéressante et de l'intérêt porté à ce lieu par les étudiants angoumois inscrits à l'Université de Limoges, nous avons dirigé deux mémoires de maîtrise (Thybaud, 1997, Savy, 1999) et trois mémoires de DEA (Thybaud, 1998, Ishiguro, 1998, Savy, 2000) concernant les lacs de la haute Charente. Une thèse de doctorat poursuit cette recherche en cours (B. Savy).

Figure 119

En année moyenne, les dates d'ouverture et les proportions de débit sortant des différentes vannes sont les suivantes. De mi-juin à début juillet, la vanne du haut et la vanne centrale fonctionnent ensemble, pour un débit égal. Pendant tout le mois de juillet, les trois vannes, du haut, centrale et de fond, sont ouvertes, contribuant chacune pour un tiers de l'alimentation de l'émissaire. Pendant tout le mois d'août, la vanne du haut ne fonctionne plus, car le niveau du lac a tant baissé en juillet qu'elle n'est plus atteinte. La vanne centrale fournit un peu moins des deux tiers de l'eau, la vanne de fond un peu plus du tiers. Vu le niveau du lac, la vanne centrale correspond à un soutirage proche de la surface. A partir de fin août, plus tôt en année sèche, la vanne de fond est la seule fonctionner et c'est elle qui fournit la totalité de l'alimentation de l'émissaire pendant tout le mois de septembre.

D'une année à l'autre, le calendrier s'éloigne plus ou moins de cette moyenne. En 1999, la situation a par exemple été très différente. Des problèmes matériels ont empêché de se servir des vannes du haut et centrale, si bien que le soutien d'étiage a commencé dès le 2 juin uniquement avec la vanne de fond, fournissant brutalement une eau hypolimnique. En 2000, la même situation s'est répétée.

Quoi qu'il en soit, d'année en année, pendant les quatre mois les plus chauds, le lac de Lavaud modifie les températures de la Charente d'une manière beaucoup plus complexe que pendant le reste de l'année. En juin et juillet, la mise en place de soutirages intermédiaires, puis profonds, provoque un refroidissement de l'eau de la Charente de 1 à 2 °C en moyenne mensuelle par rapport à l'entrée. Au mois d'août, la vanne centrale se rapproche de la surface du lac et il est possible qu'elle puise une eau assez proche de la thermocline, d'où des variations assez importantes. En moyenne, elle correspond le plus souvent à un niveau superficiel du lac et prend une eau épilimnique chaude. En août, la Charente a tendance à être réchauffée par le lac d'1 à 2 °C. En septembre, c'est de l'eau de fond qui sort, mais le plan d'eau n'a plus que quelques mètres de profondeur et ne se conduit pas d'une manière très différente de celle d'un étang à moine. La Charente est réchauffée par le lac de barrage de 3 à 4 °C.

Lors de l'année 1999, le soutirage d'eau de fond dès le mois de juin, alors que la tranche d'eau était à son maximum d'épaisseur, a bouleversé les données. A la fin du mois de juin, le lac refroidissait l'eau de la Charente d'environ 4 °C, phénomène de lac de barrage assez profond, qu'on ne rencontre pas dans les étangs à moine.

Au-delà des moyennes, les cycles sont transformés. L'amplitude diurne est écrasée à la sortie du lac pendant les mois chauds, surtout au début de l'été. Les heures des maxima et minima diurnes sont retardées.

3 – LA LONGUEUR DES SEGMENTS FLUVIAUX INFLUENCES

A l'intérieur de la chaîne hydrographique, les plans d'eau dominent leur émissaire, conférant ainsi à un certain segment fluvial leurs traits lacustres, qui s'avilissent d'amont en aval, selon des modalités rarement étudiées (Williams, 1968). Or, pour l'ouest de la France, le Limousin est le pays des sources et de la partie supérieure des cours d'eau. En ce sens, la construction des plans d'eau artificiels modifie plus le milieu que dans les régions situées en aval, où le cours inférieur des fleuves a déjà tendance à perdre ses qualités lotiques, pour se rapprocher de caractères lenticques (Testard, 1995, p. 846). Dans cette région d'amont hydrographique, le bouleversement est donc important et la question posée est celle de la distance de propagation. L'intensité décroissante des traits lacustres au long du cours de l'émissaire mérite alors d'être quantifiée.

3.1 – Le rôle des chaînes dans la propagation du caractère lacustre des eaux

Il a été montré qu'une température à la sortie d'une chaîne d'étangs n'était souvent pas très différente de celle de sortie du premier étang, car le surplus thermique d'origine hydrologique est faible en proportion de la partie climatique du bilan thermique (cf. 1.2). En revanche, le rôle des chaînes d'étangs est important dans l'augmentation de la distance pendant laquelle l'eau propage des caractères lacustres. Il n'y a alors aucune possibilité laissée au rétablissement des traits fluviaux sur les petits segments liant les plans d'eau.

Sur le flanc méridional des Monts de Blond, deux chaînes d'étangs, celle des Petits Hors et celle de Boscartus, comptant 28 plans d'eau au total, aboutissent dans celui de Fromental. Ce dernier, qui s'étend sur 16 ha, se jette lui-même dans celui du Brudou. Sur plus de deux kilomètres, aucun rétablissement de la température dans le sens fluvial n'est envisageable. Dans la région de Lastours et Saint-Hilaire-les-Places, des chaînes d'étangs considérables ont été décrites par Bartout (2000). La chaîne d'étangs de Juge compte 39 plans d'eau sur quatre affluents se rejoignant, dont 18 successivement sur le même ruisseau. Sur près de deux kilomètres, les traits lacustres se propagent, sans possibilité de retrouver des caractères fluviaux.

Les chaînes de lacs sont à une autre échelle que celles d'étangs et, quand les lacs de barrage sont suffisamment rapprochés, ils propagent sur de grandes distances une eau lacustre, qui, sur de petits segments d'eaux courantes, n'a pas le temps de rétablir des caractères fluviaux. On peut citer l'exemple de l'Angara, où la cascade d'Irkoutsk, Bratsk et Oust-Ilinsk est une succession d'énormes lacs sur plus de mille kilomètres. Dans notre région d'étude, la Dordogne est devenue une cascade de barrages entre Bort et Argentat, sur près d'une centaine de kilomètres de linéaire.

Quand il arrive un endroit où un segment fluvial assez long fait suite à un plan d'eau il est alors possible d'étudier la tendance au rétablissement des qualités thermiques.

3.2 – Les méthodes d'estimation de la tendance au rétablissement du caractère fluvial des températures en aval des plans d'eau

Vu la petite taille des étangs, on pouvait considérer que le point d'entrée et celui de sortie auraient eu la même température si le plan d'eau n'avait pas existé. L'influence de l'étang pouvait être ainsi directement quantifiée. Dans les lacs, ce raisonnement n'était déjà plus valable. Lac ou étang, cette manière de faire est encore moins recommandée dans l'étude de la longueur du tronçon fluvial influencé par le plan d'eau. En effet, de grandes distances sont alors à prendre en compte, sur lesquelles la température fluviale aurait de toute façon évolué. Le phénomène est donc complexe à appréhender. Il existe deux grandes familles d'approche pour tenter de sortir l'influence lacustre du bruit de fond de l'évolution fluviale de l'émissaire.

3.2.1 – Les approches naturalistes

Trois approches naturalistes, fondées sur des mesures réelles de terrain et leur interprétation, permettent d'estimer l'influence des plans d'eau. La première consiste à comparer les mesures effectuées jadis, avant la construction de l'étang ou du lac de barrage, avec les mesures plus récentes, postérieures à la mise en eau. Ce cas peut rarement être réalisé, sauf pour la construction récente de lacs de barrages. Cette méthode donne de moins bons résultats sous les climats à forte irrégularité interannuelle, car on ne possède jamais de séries antérieures à la construction suffisamment longues pour éliminer ce paramètre. On est donc obligé de comparer des données de dates différentes, en les supposant semblables. En Limousin, il n'y a pas de mesures thermiques en continu antérieures à la construction des plans d'eau.

La deuxième approche naturaliste consiste à comparer le cours d'eau barré et un cours d'eau proche, analogue par son débit, la nature de son bassin, ses conditions climatiques, mais qui ne comporte pas de plan d'eau. C'est la méthode utilisée par les Anglais Webb et Walling. Sur notre terrain de recherche, il est pratiquement impossible de l'employer pour l'étude de l'influence des étangs, car ces derniers pullulent à un point tel que seuls des rangs 1 ou 2 pourraient convenir, ne permettant donc pas de faire un suivi sur une longue distance. En revanche, elle peut éventuellement l'être pour les lacs de barrage, si l'on estime à leur égard comme négligeable l'influence des étangs, qui sont à une autre échelle.

La troisième approche naturaliste consiste à comparer l'évolution thermique de l'émissaire étudié avec celle des cours d'eau naturels, pour lesquels un certain nombre de généralités sont avérées. Ainsi la moyenne annuelle, les moyennes mensuelles estivales et les maxima ont tendance à augmenter d'amont en aval. L'amplitude annuelle s'accroît vers l'aval, « bien que le cours inférieur des grands fleuves puisse parfois présenter des amplitudes annuelles légèrement inférieures à celles des tronçons situés juste en amont » (Ward, 1985, p. 36, en anglais). L'amplitude diurne augmente d'amont en aval jusqu'à un maximum au rang 4 ou 5, puis diminue au-delà (Vannote, 1980). Un certain nombre d'anomalies repérées sur l'émissaire, découpé en tronçons par la pose de thermomètres, peuvent être attribuées à l'influence du plan d'eau, surtout quand celles-ci s'amortissent vers l'aval.

3.2.2 – Les approches prédictives

Deux approches prédictives permettent d'estimer l'évolution de l'influence des plans d'eau sur le linéaire fluvial de l'émissaire. La première est la loi des mélanges. Elle consiste à séparer de tous les autres paramètres l'apport thermique de l'eau coulant d'amont en aval par rapport à la masse d'eau existant déjà dans le tronçon concerné. Cela revient en quelque sorte à déterminer la proportion de l'apport calorifique de l'eau venant de l'amont par rapport au bilan thermique total. Si on isole l'eau lacustre qui s'est déversée dans l'émissaire à une certaine température, on peut définir son importance proportionnelle à l'eau fluviale présente à différents endroits du cours, en posant que la température en un point de la rivière est fonction du mélange de cette masse d'eau entrante avec la masse d'eau présente. Cela réclame une connaissance précise des débits.

La formule de la loi des mélanges, dans son utilisation en hydrologie thermique, peut se résumer ainsi :

$$T_f = [(T_1 \cdot V_1) + (T_2 \cdot V_2)] / (V_1 + V_2)$$

Où:

T_f : température finale du mélange

T_1 : température de la première masse d'eau

T_2 : température de la seconde masse d'eau

V_1 : volume (débit) de la première masse d'eau

V_2 : volume (débit) de la seconde masse d'eau

Les deux masses d'eau laissent lieu à plusieurs utilisations et interprétations (masse d'eau entrant dans le tronçon fluvial et masse d'eau existante, affluent et tronçon principal, sortie de plan d'eau et cours d'eau, etc.).

La seconde approche prédictive englobe la première, prenant en compte le plus de paramètres possibles, dont les débits et les températures ne sont que deux d'entre eux. Il s'agit de la modélisation de l'évolution thermique du cours d'eau naturel d'amont en aval. La comparaison avec l'évolution du cours d'eau tel qu'il est, c'est-à-dire perturbé par l'aménagement d'un plan d'eau, permet de déterminer l'influence de ce dernier et la manière dont celle-ci décroît vers l'aval. Le modèle de Gilbert *et al.* (1986) permet d'estimer la température d'un cours d'eau en un point à partir de la température de sa source. Il donne la possibilité de calculer ce que serait la température en un point d'un cours d'eau s'il n'existait pas de plan d'eau. Il demande une grande variété de relevés. La loi des mélanges en est une forme simplifiée à l'extrême.

3.3 – Le linéaire fluvial influencé par les plans d'eau limousins et angoumois

Les deux grandes familles de procédés permettant d'estimer l'évolution de la température fluviale en aval d'un plan d'eau sont complémentaires. La loi des mélanges elle-même peut *primo* être assimilée à une démarche naturaliste, *secundo* y être associée tout en étant prédictive, *tertio* être uniquement prédictive. Les résultats les plus concluants d'une approche naturaliste surviennent quand le cours d'eau se refroidit d'amont en aval. Il a donc été décidé de l'appliquer aux étangs à déversoir de surface. La loi des mélanges sera ici intégrée à toutes les mesures de terrain, sans avoir besoin de mener à la simulation, car les débits dépendent du niveau d'eau des étangs, sans être régulés pour les besoins anthropiques.

Utilisée dans l'étude d'un confluent, cette même loi est déjà prédictive, mais elle peut être facilement vérifiée par des mesures réelles. Comme les lacs de Lavaud et du Mas Chaban se trouvent sur deux cours d'eau comparables qui se jettent l'un dans l'autre à la même distance des deux digues, la méthode mixte était susceptible d'être adaptée.

Enfin, la loi des mélanges a été mise à profit en tant que simulation pour les grands lacs de barrage du Limousin méridional. La demande concerne alors des débits sortants que les autorités peuvent vouloir modifier et dont elles désirent prévoir les effets. En outre, puisque les vannes de fond soutirent une eau hypolimnique, la Dordogne se réchauffe d'amont en aval, sens de variation pour lequel les approches naturalistes donnent des résultats moins probants.

3.3.1 – Les segments fluviaux influencés par les étangs à déversoir de surface : l'exemple du bassin de la Glane

L'incidence thermique des étangs sur les cours d'eau est sans doute, dans notre région d'étude, la demande administrative, politique, associative et écologique la plus forte de tout le domaine hydrologique. Jusqu'où l'influence thermique des étangs limousins se fait-elle sentir ? Bien entendu jusqu'à la Gironde et à l'estuaire de la Loire, à quelques millièmes de degré près. Il ne s'agit pas seulement d'une boutade, fût-elle exacte, mais aussi d'une réflexion à propos de ce qu'on entend par influence significative. Nous nous proposons d'apporter quelques éléments de réponse par plusieurs approches.

L'Etang de Cieux, l'un des grands étangs à déversoir du Limousin, a été choisi pour étudier la longueur du segment fluvial sous la domination thermique du plan d'eau. Cette recherche, pour être menée avec des mesures réelles, réclame un nombre important de thermomètres, égrenés tout au long du cours d'eau, ruisseau du Grand Etang devenant, au fil des confluences, Vergogne et Glane.

Nous avons donc privilégié l'été, en y concentrant tous les thermomètres tournants, ceux mis en réserve ou installés aux endroits marginaux ou nouveaux aux autres périodes de l'année. L'été est en effet la saison cruciale pour la biologie et les incidences humaines, ainsi que celle pendant laquelle

les différences sont les plus fortes. Au total, il s'agit d'étudier les modalités selon lesquelles le réchauffement dû aux étangs à déversoir de surface se propage et, éventuellement, s'atténue d'amont en aval.

Une première approche naturaliste est intéressante. En été, l'eau fluviale, même sans étang, se réchauffe d'amont en aval. Or l'étang à déversoir réchauffe fortement l'eau du cours d'eau (cf. 1.1 et 1.2). A partir du point de sortie, si l'eau se refroidit d'amont en aval (en l'absence d'affluent), c'est que l'influence de l'étang est encore forte. L'eau fluviale tend à rétablir un équilibre si différent de la situation naturelle que le sens de l'évolution thermique est contraire. Cela nous semble être une approche souple et concrète d'une influence significative.

Si l'eau se réchauffe d'amont en aval, cela ne veut évidemment pas dire que l'incidence de l'étang a disparu, mais elle n'est plus suffisamment forte pour inverser le sens de rétablissement de l'équilibre. L'influence de l'étang se réduit à l'apport d'un certain volume calorifique, qui s'ajoute aux autres termes du bilan thermique, en allant dans le même sens dominant. Une autre approche est alors souhaitable, notamment par la loi des mélanges, permettant de quantifier cet apport à divers endroits du tronç fluvial.

Une dernière vérification peut être faite tout à fait en aval, en installant un thermomètre sur la Glane, seulement influencée par de petits étangs en tête de bassins, juste en amont du confluent avec la Vergogne, comparable mais influencée par le Grand Etang.

Nos premières mesures en continu ont eu lieu en août et septembre 1998, grâce à quatre thermomètres placés au déversoir, à 900 m, 3 500 m et 3 800 m de celui-ci.

Mois	Déversoir	900 m	3500 m	3800 m
12-31/08/98	19,3	16,6	17,4	17,1
01-22/09/98	16,8	15,0	15,3	14,8

Tableau 38 *L'évolution des moyennes de température de l'émissaire du Grand Etang de Cieux (données L. Touchart)*

Il est clair que, en fin d'été, le refroidissement du Ruisseau de l'Etang est fort sur les quelques premières centaines de mètres après la sortie de l'étang, alors même qu'il n'y est aidé par aucun apport d'un affluent quelconque (tableau 38). Ce segment est donc sous la forte domination de l'étang et se refroidit pour des raisons essentiellement climatiques : le cours d'eau tend à reprendre, en quelques hectomètres, la température qu'il posséderait en l'absence du plan d'eau.

Puis, juste après le thermomètre situé à 900 m, le tronç principal reçoit les eaux du ruisseau de Monsac et, en saison froide, de quelques rus temporaires. Cependant, la période du 12 au 31 août 1998 se distingue par le fait que, en raison de la longue canicule, le Ruisseau de Monsac s'est totalement asséché lors des deux dernières semaines d'août. C'est donc un tronçon sans aucun apport hydrographique que représentait alors le segment 900-3500 m.

Or la température moyenne s'est élevée de 0°8 entre les deux stations. Mais, en septembre aussi, la température se réchauffe légèrement sur ce segment. L'influence sensible de l'étang a donc tendance à disparaître à une distance du déversoir supérieure à 900 m, mais sans doute assez largement inférieure à 3500 m. Le cours d'eau se serait réchauffé ici sans l'existence de l'étang, d'autant que d'assez longs tronçons ensoleillés séparent les parties sous forêt du cours d'eau, dont la vitesse était à ce moment bien faible.

Puis l'apport du Thivirou, qui descend directement des Monts de Blond, refroidit quelque peu le tronç principal. Ainsi, à 3 800 m de l'étang, après le confluent avec le Thivirou, le cours d'eau (qui prend le nom de Vergogne), ne paraît plus présenter, dans les moyennes de fin d'été, d'influence notable du plan d'eau.

L'année suivante, nous avons placé plus de thermomètres, allongé le segment fluvial étudié et commencé plus tôt dans la saison. Un thermomètre a été ajouté à 1000 m du déversoir, en aval du petit ruisseau de Monsac. Au-delà de 3800 m, la Vergogne ne comprend aucun affluent permanent. Un thermomètre a été placé à 8 500 m pour étudier l'évolution sans perturbation affluente de ce cours d'eau. A 10 400 m, la Vergogne se jette dans la Glane. Un thermomètre a été fixé au fond de cette dernière à 1 500 m en aval du confluent, soit 11 900 m en aval de l'étang. Pour comparaison, un dernier thermomètre a été installé en amont du confluent dans la Glane, cours d'eau exempt de l'influence d'un grand plan d'eau.

	Déversoir	900 m	1000 m	3500 m	3800 m	8500 m	11900 m	Glane amont
Du 25/7/99 11h au 31/7	24,02	21,3	20,90	19,02	19,91	Panne	19,87	19,43
Du 1/8/99 au 18/8 14h	23,04	21,30	20,71	18,74	19,04	18,64	19,21	19,04

Tableau 39 L'évolution des moyennes de température (en °C) de l'émissaire du Grand Etang de Cieux, de la Glane en aval de son confluent avec cet émissaire (11900 m) et de la Glane en amont de son confluent avec cet émissaire, données L. Touchart

Le tableau 39 montre que, au cœur des fortes chaleurs estivales, l'eau se refroidit depuis sa sortie de l'étang jusqu'à 3500 m, puis garde une température sensiblement égale. Plus précisément, sur les 3 500 premiers mètres, la température de l'eau s'abaisse d'environ 5 °C, montrant ainsi qu'elle n'est pas en équilibre avec l'atmosphère, mais cherche à perdre le surplus dû à l'étang. A peu près 60 % de cette perte thermique arrivent au long du premier kilomètre.

Au-delà de ce segment de 3,5 km où les écarts sont très importants, les différences ne sont ensuite plus que de quelques dixièmes de degré. Les apports du Thivirou réchauffent légèrement l'eau à 3 800 m (contrairement à la fin de l'été de l'année précédente), puis la Vergogne se refroidit de 0,4 °C sur son cours sans affluent (8500 m). Il semble donc qu'elle ne soit pas encore tout à fait en équilibre avec l'atmosphère. Pourtant, quand la Vergogne se jette dans la Glane, cette dernière est plus chaude que son affluent. Puis la Glane se réchauffe légèrement d'amont en aval, comme un cours d'eau non perturbé.

Ainsi, au cœur de l'été, l'influence de l'étang sur les moyennes thermiques est forte jusqu'à environ 3 km du déversoir, puis à peine décelable jusqu'au confluent avec la Glane à une dizaine de kilomètres du plan d'eau. Dans la Glane, elle n'est plus visible. Il convient d'utiliser d'autres paramètres que les moyennes pour tenter de débrouiller le segment compris entre 3 800 et 8 500 m.

	Déversoir	900 m	1000 m	3500 m	3800 m	8500 m	11900 m	Glane amont
25/7/99 à 18/8	27,7	26,3	25,9	22,3	23	21,9	22,7	21,6

Tableau 40 L'évolution du maximum maximum (en °C) de l'émissaire du Grand Etang de Cieux, de la Glane en aval de son confluent avec cet émissaire (11900 m) et de la Glane en amont de son confluent avec cet émissaire, données L. Touchart

Le tableau 40 de l'évolution du maximum maximum sur l'émissaire permet de confirmer, beaucoup nettement que les moyennes, que l'influence de l'étang se fait sentir sur toute la longueur de la Vergogne, le refroidissement se poursuivant, après la perturbation apportée par le Thivirou, jusqu'au confluent avec la Glane. D'autre part, le plus fort rétablissement de l'équilibre se fait sur le segment compris entre 1 000 et 3 500 m et non pas avant 1 000 m comme pour les moyennes.

Ainsi, pour résumer les mesures de deux saisons chaudes successives, il semble que, au cœur de l'été, lors des températures les plus élevées, l'influence du Grand Etang soit forte jusqu'à environ trois kilomètres du déversoir : sur ce premier segment, l'émissaire a des températures de plusieurs degrés supérieures à celles qu'il aurait en l'absence de plan d'eau. L'influence est ensuite faible, mais décelable (surtout sur les maxima) et se compte en dixièmes de degré jusqu'au confluent avec la Glane, à une dizaine de kilomètres de l'étang. En fin d'été, le réchauffement de l'émissaire réduit son linéaire d'influence et ne paraît guère sensible au-delà d'un kilomètre.

L'étang de Cieux étant l'un des plus grands de la région, avec un bassin lui-même réchauffé par des chaînes d'étangs et l'ensemble étant muni de déversoirs de surface, on peut estimer qu'il s'agit pratiquement de la plus grande longueur fluviale possible influencée par le réchauffement des étangs en Limousin.

La loi des mélanges peut permettre d'estimer la proportion moyenne de la chaleur de la Glane due à l'étang de Cieux en fin juillet début août :

Température du Ruisseau du Grand Etang à la sortie de l'étang : 23,5 °C (données L. Touchart)

Débit du Ruisseau du Grand Etang à la sortie de l'étang : 0,04 m³ / s (données M. Graffouillère)

Température de la Glane à la Gratte (assimilée au Dérot) : 19,6 °C (données L. Touchart)

Débit de la Glane au Dérot : 0,92 m³ / s (données Diren Limousin)

$(23,5 \times 0,04) / (19,6 \times 0,92) = 0,94 \text{ °C} \cdot \text{m}^3 / 18,03 \text{ °C} \cdot \text{m}^3 = 0,052$.

L'étang de Cieux ne contribuant, au maximum de la chaleur estivale, qu'à environ 5 % des qualités physiques de la Glane inférieure, son influence est difficilement décelable par les seules mesures thermiques. En suivant ce calcul simplifié, cette proportion coïncide cependant avec un réchauffement de la Glane de plusieurs dixièmes de degré.

Après l'estimation de la longueur fluviale, il convient de focaliser sur le secteur de forte intensité, l'amont de l'émissaire. Pour étudier les variations spatiales les plus fines des 950 premiers mètres de l'émissaire de l'Etang de Cieux, nous avons parcouru ce segment en entier avec un thermomètre manuel dont la sonde était tirée sans jamais être sortie de l'eau. Cela permettait de déceler toute variation brusque et, quoi qu'il en soit, de noter une mesure tous les 40 m.

Ces mesures manuelles ont été calées sur deux enregistreurs placés aux extrémités de ce segment. Cela a été fait le 10 août 1998 entre 16h et 16h45. Le temps nécessaire pour effectuer le trajet a été de 45 minutes. Or le thermomètre enregistreur du déversoir (en aval des infiltrations de la bonde) donnait 24°1 à 16h et 25°2 à 17h, celui situé à 950 m 23° à 16h et 23°7 à 17h. Ainsi, en poste fixe, la température a varié, en moyenne pour les deux stations, de 0°9 en 1h, soit 0°5 pendant le laps de temps de 45 mn nécessaire par les mesures manuelles. Comme nous effectuons les mesures d'amont en aval, nous prenons donc un coefficient correcteur tel que nous retranchons $(0,5 \cdot D / 900) \text{ °C}$ à chaque mesure réelle prise, où D est la distance en mètres entre le déversoir et le point voulu.

La courbe en résultant est très instructive (**fig. 120**).

- La courbe de tendance générale simplifie la baisse de température de l'émissaire au fur et à mesure qu'on s'éloigne du plan d'eau. La fonction linéaire montre que, dépouillée des aléas, la température cède 3,5 °C sur les 900 premiers mètres suivant le plan d'eau.

- Les courbes brutes et corrigées indiquent plusieurs maxima et minima dus à l'interférence entre des facteurs climatiques (radiatifs, convectifs, évaporatifs) et hydrographiques (apports d'affluents *lato sensu*). Au total, sur moins d'un kilomètre, la température corrigée s'abaisse de 5,8 °C.

Figure 120

- Les brusques sauts thermiques sur de courtes distances sont surtout dus aux apports hydrographiques. A 20 m du déversoir, une infiltration à travers la bonde déverse une eau de fond à 23,4 °C, refroidissant ainsi le cours. A 100 m, une source apporte un peu d'eau fraîche et, à 300 m, la buse provenant des bassins de lagunage apporte au contraire une eau surchauffée. A 900 m, un véritable affluent, le ruisseau de Monsac, apporte une eau à 19,9 °C (19,4 °C en température corrigée), accélérant ainsi le refroidissement du cours principal.

- Les variations thermiques plus lentes proviennent avant tout de l'opposition entre les secteurs fluviaux à l'ombre, où la température de l'eau baisse assez vite, et les secteurs ensoleillés, où elle baisse aussi, mais moins vite. Les tronçons au soleil sont ceux correspondant aux intervalles 80-100 m, 420-520 m et 660-810 m. Le segment 150-350 m est une mosaïque de secteurs ombrés et ensoleillés et tous les autres segments sont sous forêt. Dans les tronçons sans apport hydrographique, il est remarquable de noter que les deux grandes portions ensoleillées correspondent au plus faible gradient de baisse de température, le troisième secteur, celui de 80 à 100 m, coïncidant même quant à lui avec une augmentation de la température. C'est justement celui où la vitesse du cours d'eau est la plus lente. Quand il n'y a ni apport hydrographique perturbateur ni insolation directe, la température de l'émissaire décroît alors rapidement, notamment sur le tronçon entre 520 et 660 m.

Au-delà de l'importance de l'été et de son décalage sur le début de l'automne, l'influence de l'étang est en revanche négligeable sur le linéaire du cours d'eau aux autres saisons (tableaux 41 et 42).

	Déversoir	3 500 m	8 500 m
Du 4/11/98 18h au 30/11/98 23h	6,50 °C	5,92 °C	5,39 °C
Du 1/12/98 0h au 29/12/98 15h	4,25 °C	4,60 °C	4,25 °C

Tableau 41 *L'évolution des moyennes mensuelles (en °C) de l'émissaire du Grand Etang de Cieux en fin d'automne, données L. Touchart*

La chaleur de l'arrière-saison du milieu hyperocéanique limousin favorise une lente diminution de l'influence du plan d'eau, laquelle reste perceptible une bonne part de l'automne. En novembre, à cause de la première moitié de mois, encore douce, l'étang réchauffe les eaux du cours d'eau, si bien que l'émissaire se refroidit encore d'un degré du déversoir au confluent avec la Glane. En décembre, l'émissaire ne subit plus d'influence visible et il en est de même pendant les mois d'hiver.

	Déversoir	900 m
Janvier 1999	4,67 °C	4,59 °C
Février 1999	3,66 °C	4,00 °C
Du 1 ^{er} au 10 mars 1999 à 15 h	6,36 °C	7,08 °C

Tableau 42 *L'évolution des moyennes mensuelles (en °C) de la partie amont de l'émissaire du Grand Etang de Cieux en hiver, données L. Touchart*

Figure 121

3.3.2 – Les segments fluviaux influencés par plusieurs lacs de barrage situés sur des affluents : l'exemple de la haute Charente

Jusqu'en 1999, le haut bassin de la Charente était barré par un seul lac artificiel, celui de Lavaud, dont l'influence a été étudiée jusqu'à une quarantaine de kilomètres en aval de la digue. Depuis l'an 2000, un second lac, celui du Mas Chaban, a été mis en eau sur un affluent de rive gauche de la Charente, la Moulde. L'intérêt vient de ce que les lacs sont de même taille, sur deux cours d'eau analogues, qui se jettent l'un dans l'autre après un parcours de même distance. Le confluent de la Charente et de la Moulde se trouve à 5,5 km en aval du barrage de Lavaud et 4,2 km de celui du Mas Chaban. Le rôle de la confluence a été étudié par un emploi prédictif de la loi des mélanges, doublé de mesures effectives.

Jusqu'en 1999, il a été possible d'étudier la seule influence du lac de Lavaud, qui se stratifie naturellement dès que les conditions climatiques le permettent. A cet effet, les températures horaires du Conseil Général de la Charente à la sortie de la digue ont été augmentées par l'installation de deux de nos thermomètres enregistreurs sur le fleuve, à 12,3 et 37 km en aval du barrage (Savy, 1999), un troisième permettant depuis fin 1997 de connaître les températures du fleuve à l'entrée du lac (Thybaud, 1998).

Les principales conclusions peuvent être résumées ainsi. Vu la faible incidence du lac sur les moyennes annuelles pendant huit mois de l'année, c'est en été que la propagation et l'avalissement des traits lacustres se suit le mieux sur le cours de l'émissaire. Le mois de juin 1999, où les écarts étaient grands du fait d'une alimentation uniquement en eau hypolimnique, est révélateur de la distance maximale de l'influence du lac de Lavaud sur la Charente. Les rythmes diurnes sont en revanche modifiés toute l'année et permettent d'élargir l'étude à une période plus longue.

En ce qui concerne la moyenne mensuelle, l'eau de juin à la sortie du lac, plus froide que celle de la Charente à l'entrée, se réchauffe jusqu'à 37 km du lac. A cette distance, les maxima quotidiens sont brusquement retardés à partir du moment où l'eau hypolimnique est lâchée. Pendant toute l'année, l'amplitude diurne à 37 km est beaucoup plus faible que celle de la Charente en amont du lac, mais nettement plus forte qu'au point de sortie du barrage. Cela est encore plus accentué en juin. Le gradient de l'amplitude est fort jusqu'à 12 km du lac, puis presque nul de 12 à 37 km.

Pour résumer brièvement, une influence significative jusqu'à une douzaine de kilomètres en aval du lac est avérée. Au-delà, il convient d'être plus nuancé, puisqu'un travail sur des segments laisse la dernière borne sans comparaison aval. D'autre part, la Charente devient plus abondante sur ce tronçon, reçoit des affluents, change de rang. Le bruit de fond augmente.

Depuis l'an 2000, l'influence du lac de Lavaud sur la Charente est mêlée à celle du lac du Mas Chaban. Rappelons que, contrairement au premier, on ne laisse pas le second se stratifier naturellement, puisqu'il en est empêché par un aérateur à bulles (cf. chap. III). Sur les quatre sites de mesures précédents, le plus en aval a été éliminé, mais l'un de nos thermomètres enregistreurs a en revanche été ajouté à 150 m en aval du confluent de la Charente et de la Moulde (soit 5,65 et 4,35 km en aval des deux digues). En outre, le Conseil Général de la Charente a fait prendre des mesures manuelles tous les trois à quatre jours en été 2000 à trois autres sites : à la sortie de la digue du Mas Chaban, sur la Moulde juste en amont du confluent et sur la Charente juste en amont de ce même confluent³⁹. Il est donc possible de déterminer l'influence séparée de chaque lac jusqu'à la confluence, puis leur incidence commune sur la Charente.

³⁹ Depuis juin 2001, deux de nos thermomètres enregistreurs ont été placés sur la Moulde et la Charente juste en amont du confluent. Les premiers résultats sont traités par B. Savy dans le cadre d'une thèse de doctorat en cours.

FIGURE 122

Du traitement de toutes ces données, notamment par la méthode du quotient de la température aval par celle de l'amont, quelques conclusions nouvelles peuvent être tirées (Savy, 2000). Le tronçon de la Charente situé entre le barrage de Lavaud et le confluent est nettement influencé. De mi-juin à fin juillet, à la sortie de la digue, la température est nettement plus froide que celle du fleuve en amont du lac : c'est une eau hypolimnique qui est soutirée au fond du lac stratifié. Juste avant le confluent, elle l'est encore, bien qu'un réchauffement se soit produit sur les 5,5 km de ce tronçon. En août, en revanche, le niveau du lac a baissé, si bien que c'est de l'eau épilimnique qui alimente l'émissaire et, contrairement à la période précédente, le surchauffe. L'eau est plus froide au confluent qu'à la sortie du barrage, preuve que le rétablissement du caractère fluvial n'est pas non plus terminé au bout de 5,5 km.

Le tronçon de la Moulde situé entre le barrage du Mas Chaban et le confluent est différemment influencé. Pendant tout l'été, la température avant le confluent est inférieure à celle de la sortie du lac. Le lac, dont les vannes de fond et de surface fonctionnent jusqu'au 6 juillet, puis la seule vanne de fond, réchauffe donc le cours d'eau et la longueur de 4,2 km n'est pas suffisante pour que le rééquilibrage fluvial soit terminé. C'est que le brassage artificiel effectué par le déstratificateur permet au lac d'emmagasiner la chaleur estivale et de la répartir sur toute la colonne d'eau, alors qu'elle reste confinée en surface dans le lac de Lavaud.

Cependant, les valeurs de refroidissement sur le tronçon de 4,2 km connaissent une césure le 20 juillet. Fortes avant, elles deviennent faibles après. Le rétablissement du caractère fluvial se fait donc plus rapidement pendant la première moitié de l'été et est déjà réalisé pour une bonne part au bout de 4,2 km. Pendant la seconde moitié de l'été, il semble plus lent et paraît loin d'être achevé au bout de 4,2 km. Or cela correspond au moment où le débit des lâchers passe de moins d'un mètre cube par seconde à près de deux. L'inertie du grand volume d'eau lacustre lâchée doit alors provoquer un allongement de la distance de récupération des traits fluviaux.

Ainsi, avec des anomalies différentes en fonction du caractère stratifié ou homotherme de chacun des deux lacs, de l'épaisseur de la tranche d'eau et du volume des lâchers, la Charente et la Moulde possèdent toutes deux des qualités thermiques encore largement lacustres quand leurs eaux se mêlent à la confluence.

Ce mélange en aval peut être prévu par la connaissance des deux cours d'eau en amont, mais un appareil donne de toute façon la température réelle à 150 m en aval de la confluence. La comparaison de la température calculée par la loi des mélanges et de celle effectivement mesurée est pertinente, la moyenne de la différence étant de 0,2 °C (fig. 121). Cet écart, au demeurant très faible, peut s'expliquer par le degré de précision des mesures, les deux sites amont correspondant à une prise manuelle par le Conseil Général, le site aval étant, quant à lui, muni de l'un de nos thermomètres enregistreurs, nonobstant la précaution d'avoir recalé les trois à un même pas de temps.

La distance peut jouer aussi dans deux domaines. Pour les températures calculées, la simplification due à la loi des mélanges implique un transfert d'eau sans échange avec l'extérieur ; or les quelques centaines de mètres concernées connaissent des relations avec l'atmosphère. Pour les températures effectivement mesurées, le brassage complet entre les masses d'eau des deux cours n'est peut-être pas encore réalisé sous toutes les conditions à 150 m en aval de la jonction.

Quoi qu'il en soit, les deux valeurs sont très proches et l'intérêt de l'étude de la Charente en aval du confluent avec la Moulde réside avant tout dans l'influence mêlée de deux lacs ayant un comportement thermique opposé, l'un stratifié, l'autre homotherme. La comparaison de la température de la Charente en aval du confluent (station de Suris) et de celle du fleuve en amont du lac de Lavaud⁴⁰ permet de saisir l'incidence cumulée des deux plans d'eau (fig. 122).

⁴⁰ Qu'on estime représentative aussi de celle de la Moulde en amont du lac du Mas Chaban

De la mi-juin à la première décennie de juillet comprise, l'eau est nettement plus froide en aval du confluent qu'en amont des lacs. Ce sont les eaux hypolimniques de Lavaud, dont le tronçon de 5,5 km n'a pas achevé le rétablissement, qui dominent dans la Charente à Suris, les lâchures de ce lac ayant un débit cinq fois supérieur à celles du Mas Chaban jusqu'au 10 juillet.

De la deuxième décennie de juillet à la deuxième décennie d'août, les eaux de la Charente en aval du confluent sont légèrement plus chaudes que celles du fleuve en amont de Lavaud. Du 10 juillet au 20 août, il semble donc que l'anomalie froide de l'eau hypolimnique de Lavaud et l'anomalie chaude de l'eau homotherme du Mas Chaban se compensent, du fait de débits dès lors à peu près équivalents.

A la fin du mois d'août, l'eau est beaucoup plus chaude dans la Charente à Suris qu'en amont des lacs. Le cumul d'une eau épilimnique issue de Lavaud et d'une eau homotherme surchauffée provenant du Mas Chaban provoque, malgré un début de réajustement par refroidissement fluvial sur les tronçons de quelques kilomètres précédant le confluent, des valeurs du quotient thermique entre l'aval et l'amont dépassant 1,4, d'autant que les forts débits alors relâchés ont tendance à augmenter la longueur de rétablissement.

Après le confluent, la Charente reçoit huit petits affluents sur 6,8 km. Un dernier thermomètre enregistreur permet, au pont Sigouland, de faire le point à une douzaine de kilomètres en aval des deux lacs. Du 25 juin au 10 juillet, la température y est plus froide qu'avant le lac de Lavaud, au thermomètre situé 19,9 km en amont. Cette anomalie reste due au soutirage hypolimnique de Lavaud, dont il est certain qu'il se ressent encore à plus de 12 km en aval de la digue. Il est cependant atténué ici par la distance plus longue, favorable à un rétablissement plus évolué des caractères fluviaux. La fin de l'influence importante, c'est-à-dire suffisante pour provoquer un changement de signe de l'évolution, ne doit cependant pas se trouver beaucoup plus en aval que le pont Sigouland. En effet, du 25 juin au 10 juillet, les quotients aval (pont)/ amont (entrée Lavaud) ne descendent guère en dessous de 0,9. En outre, du 15 au 25 juin, la distance de 12,3 km est suffisante pour que l'eau ne soit pas plus froide au pont qu'en amont du lac.

Après le 10 juillet, l'influence est impossible à déceler entre l'amont des lacs et le pont Sigouland, car l'anomalie est inférieure au réchauffement qui aurait eu lieu naturellement sur les 19,9 km du tronçon de la Charente. En revanche, sur le segment de 6,8 km le plus en aval, la température au pont est légèrement plus froide que celle du confluent (Suris), preuve que le réajustement fluvial par refroidissement n'est pas encore parvenu à bout de l'anomalie chaude due au cumul de l'influence des deux lacs.

Finalement, l'année 2000 confirme qu'une influence thermique significative du lac de Lavaud sur la Charente se fait sentir au-delà d'une douzaine de kilomètres en aval du barrage, d'abord en refroidissant la Charente par soutirage d'eau hypolimnique au début de l'été, puis en la réchauffant par déversement d'eau épilimnique en fin d'été. Cependant, la perturbation froide de juin et juillet est désormais amoindrie, depuis la mise en eau du lac déstratifié du Mas Chaban. A l'inverse, la perturbation chaude du mois d'août est dorénavant encore augmentée par le soutirage d'eau homotherme chaude de ce même nouveau lac, d'autant qu'il s'agit du moment où les débits lâchés sont les plus forts.

A terme, cette recherche à fort intérêt appliqué devra justement faire intervenir les différentes possibilités de modulation des débits, afin de simuler l'évolution thermique au long du linéaire de la Charente et améliorer encore la gestion des deux barrages. La Dordogne a déjà été étudiée dans cet ordre d'idée.

3.3.3 – Les segments fluviaux influencés par des lacs de barrage situés sur le tronç principal : l'exemple de la Dordogne

La haute Dordogne est hérissée de barrages de grande taille. D'amont en aval, la hauteur de la digue de Bort-les-Orgues atteint 120 m, celles de Marèges et de l'Aigle 90 m, celle du Chastang 85 m. Les affluents eux-mêmes sont barrés de grands lacs et l'ensemble aboutit dans un dernier ouvrage, qui est un lac de compensation de toute la chaîne située en amont. Il s'agit du barrage d'Argentat, dont la digue de 35 m retient un plan d'eau de 23 m de profondeur (caractéristiques complètes in chap. I).

En 1996, de la sortie d'Argentat à Bergerac, l'Etablissement Public Interdépartemental de la Dordogne avait équipé le tronç principal, sur 160 km, de quatre thermomètres enregistreurs. Les débits sont fournis par les stations limnimétriques du Service Hydrologique Centralisateur.

Le traitement de ces données sous notre direction a permis d'aboutir aux conclusions inédites suivantes (Martinez, 1998), ci-après succinctement résumées. A 5 km du barrage d'Argentat, les traits d'eau hypolimnique restent patents, tant au niveau du cycle annuel (avec, notamment une eau estivale froide) que diurne (avec une amplitude faible). Cependant, sur les cinq premiers kilomètres, une dégradation des caractères lacustres hypolimniques a déjà eu lieu, avec par exemple la réapparition d'une amplitude diurne de 1,1 °C de juillet à septembre 1996. A 35 km du barrage, les courbes ont repris une allure fluviale. Sous certaines conditions, une légère influence peut se faire sentir jusqu'au dernier thermomètre, à 160 km en aval d'Argentat, mais l'essentiel du rétablissement des caractères fluviaux semble se faire dans les vingt à trente premiers kilomètres.

Au-delà de ces résultats fondamentaux, le besoin d'une recherche appliquée a fait suite à une demande des fédérations de pêche réclamant une augmentation estivale de $3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ du débit lâché par EDF à Argentat, afin de profiter du surplus d'eau hypolimnique pour refroidir la Dordogne à Bergerac. La requête se fondait sur la volonté d'améliorer les conditions thermiques pour les Salmonidés à 160 km en aval du dernier grand barrage. Une simulation s'imposait donc pour prévoir les effets d'un tel changement et une première approche avait été réalisée par Epidor avec la loi des mélanges (Dess, 1997).

Il fut décidé de reprendre le problème, d'approfondir la méthode de la loi des mélanges, d'en élargir l'utilisation, de lui donner un expression graphique et d'en tirer des conclusions générales.

Le premier souci fut de donner à la loi appliquée à l'évolution thermique d'une rivière la rigueur mathématique nécessaire à la démonstration d'un certain nombre de phénomènes déjà pressentis ou mesurés, notamment le fait qu'il est très difficile, voire impossible, de déceler à Bergerac les variations thermiques dues aux divers changements se produisant à Argentat.

La formule de la loi des mélanges exposée *supra* (cf. 3.2.2) est ici transformée de telle sorte que le débit à la sortie du barrage d'Argentat devienne une variable et le lien entre celle-ci et la température aval de la Dordogne une fonction. Le fait de faire jouer cette variable correspond précisément à une simulation.

L'étude de la fonction peut se décomposer ainsi (Martinez, 1998) :

Soit f :

$$\mathbb{R}^+ \rightarrow \mathbb{R}$$

$$x \rightarrow (tx + TV) / (x + V)$$

Où :

x : volume d'eau provenant d'Argentat (débit lâché par le barrage)

t : température de l'eau à Argentat

T : température de la masse d'eau présente au point aval où le calcul est souhaité (cette température est celle qui aurait existé sans l'apport d'Argentat)

V : volume d'eau présent au point aval où le calcul est souhaité (ce volume est celui qui aurait existé sans l'apport d'Argentat)

Limite de $f(x)$ dans l'intervalle $[0, +\infty[$:

Soit :

$$g(x) = tx + TV$$

$$h(x) = x + V$$

$$\lim_{x \rightarrow 0} g(x) = TV$$

$$\lim_{x \rightarrow 0} h(x) = V$$

$$\text{Donc } \lim_{x \rightarrow 0} f(x) = TV / V = T$$

$$\lim_{x \rightarrow +\infty} g(x) = +\infty$$

$$\lim_{x \rightarrow +\infty} h(x) = +\infty$$

Donc $\lim_{x \rightarrow +\infty} f(x)$ est indéterminée

Or :

$$(tx + TV) / (x + V) = [(tx + TV) / x] / [(x + V) / x] = (t + TV / x) / (1 + V / x)$$

$$\lim_{x \rightarrow +\infty} g(x) = t + TV / x = t$$

$$\lim_{x \rightarrow +\infty} h(x) = 1 + V / x = 1$$

$$\text{Donc } \lim_{x \rightarrow +\infty} f(x) = t$$

Dérivée de $f(x)$:

$$f'(x) = (g' \cdot h - g \cdot h') / h^2$$

$$\text{Or } g'(x) = t ; \text{ et } h'(x) = 1$$

$$\text{Donc } f'(x) = t \cdot (x + V) - (tx + TV) \cdot 1 / (x + V)^2 = V \cdot (t - T) / (x + V)^2$$

Tableau de variation de $f(x)$ dans l'intervalle $[0, +\infty[$:

Puisque le calcul intéresse la saison estivale, la température de l'eau provenant d'Argentat est hypolimnique, c'est-à-dire plus froide que la température d'une masse d'eau présente plus en aval. Donc on pose $t < T$

$$x \quad 0 \quad +\infty$$

$$f'(x) \quad -$$

T

$$f(x) \quad \searrow$$

t

La fonction est décroissante sur cet intervalle. Plus les lâchures du barrage augmentent, plus la température de la Dordogne en un point aval tend asymptotiquement vers la température de cette eau

hypolimnique, plus froide. Il faut une croissance des lâchers du barrage de plus en plus forte pour provoquer une même valeur de diminution de la température estivale de la Dordogne (**fig. 123**).

Appliquée aux fourchettes habituelles de température et de débit de la Dordogne en été, cette fonction prévoit une incidence très faible de l'augmentation de débit préconisée. En août 1996, les valeurs réelles de température de la Dordogne sont, en moyenne mensuelle, de 13,8 °C à la sortie du barrage d'Argentat et 23,0 °C à Bergerac-Tuilières (données horaires Epidor). Lors du même mois, le débit moyen est de 18,5 m³.s⁻¹ à Argentat et 57,5 m³.s⁻¹ à Bergerac (données quotidiennes SHC), d'où une masse d'eau existant à Bergerac de 39,5 m³ sans l'apport du barrage.

Si la vanne d'Argentat soutire une eau hypolimnique à 13,8 °C, une augmentation de 3 m³.s⁻¹ du débit, qu'on ferait passer de 18 à 21 m³.s⁻¹, abaisserait la température du mélange à Tuilières, pour un volume existant de 40 m³.s⁻¹, de 20,1 °C à 19,8 °C, soit une diminution de 0,3 °C. Tous les essais réalisés avec des valeurs un peu différentes, représentatives de ce qui peut raisonnablement arriver en été, montrent que la proposition d'augmenter le débit de 3 m³.s⁻¹ ne refroidirait pas la Dordogne de plus d'un demi degré Celsius.

En prenant le problème à l'inverse, pour provoquer des baisses de température sensibles, se comptant en degrés, il faudrait augmenter considérablement les lâchers. Par exemple, pour un volume existant de 40 m³.s⁻¹ à Tuilières, une baisse de la température de mélange de 22 à 20 °C nécessiterait de passer de 5 m³.s⁻¹ à 11 m³.s⁻¹ et une baisse de 22 à 18 °C réclamerait de passer de 5 m³.s⁻¹ à 48 m³.s⁻¹. Pour descendre de 22 à 17 °C, soit une baisse de 5 °C, il faudrait que le barrage fasse passer ses lâchers de 5 à 75 m³.s⁻¹, soit une augmentation de 70 m³.s⁻¹ ou 1500 %.

Ainsi, les autres composantes du bilan thermique noient l'influence du barrage à quelques dizaines de kilomètres en aval de celui-ci. Les conditions ichtyologiques ne seraient pas changées par une modification modérée du fonctionnement du barrage d'Argentat, dont l'influence ne se fait pas sentir de manière substantielle à Bergerac.

Figure 123

Conclusion du chapitre V

Les étangs à déversoir de surface réchauffent l'eau de l'émissaire pendant une longue saison chaude et la refroidissent pendant une courte saison froide, augmentant ainsi largement l'amplitude annuelle. Au début de l'été, les moyennes mensuelles de réchauffement peuvent dépasser les 7°C et les écarts instantanés entre l'aval et l'amont d'un étang peuvent atteindre 14 °C. Ces valeurs de réchauffement n'existent nulle part dans la littérature, car elles sont ici issues de mesures en continu.

Les étangs à déversoirs avancent le cycle annuel du cours d'eau et retardent le cycle diurne. La mise au point d'un coefficient quantifiant le caractère stabilisateur ou déstabilisateur de l'influence des plans d'eau à l'échelle cumulée du cycle diurne et des variations interdiurnes nous a permis de montrer que, sur l'année, les étangs à déversoir augmentaient les sautes thermiques. Cette instabilité annuelle est due à l'ampleur de l'instabilité du semestre chaud, pendant lequel l'étang accentue bien plus les variations interdiurnes qu'il n'atténue les écarts intradiurnes. En revanche, pendant le semestre froid, les étangs à déversoir ont tendance à stabiliser le cours d'eau. L'équivalent de ce coefficient peut être visualisé sur des thermoisoplèthes relatives de la différence entre la sortie et l'entrée de l'étang. Nous avons montré que celles-ci pouvaient en outre permettre de déterminer l'origine des variations de la différence sortie-entrée : en été, c'est le plan d'eau qui les commande, en hiver, c'est le cours d'eau affluent.

Les chaînes d'étangs à déversoir de surface accentuent encore le réchauffement estival, mais, dans le cas où un seul cours d'eau est barré sans apport extérieur d'affluents, le premier étang contribue pour l'essentiel (plus des trois quarts dans l'exemple étudié) du réchauffement total. La succession des bilans thermiques et la morphométrie de chaque plan d'eau jouent un rôle tel que la généralisation des résultats est plus complexe que pour les étangs isolés.

Les étangs à déversoir situés en altitude diminuent l'amplitude diurne des cours d'eau plus encore que ceux des bas plateaux. Ils augmentent les écarts interdiurnes moins que leurs homologues de basse altitude. Au total, à l'échelle de l'année, un étang au-dessus de 800 m d'altitude a plutôt un effet stabilisateur sur le cours d'eau, à l'inverse d'un étang de bas pays.

Les étangs à moine réchauffent eux aussi l'eau des cours d'eau, mais avec des valeurs moindres que ceux à déversoir. Surtout, ils réchauffent beaucoup moins les maxima et ont même tendance à diminuer les fortes valeurs de l'affluent au printemps et en début d'été. En revanche, les minima sont fortement augmentés, plus que dans un étang à déversoir.

La plus grande différence entre les étangs à déversoir et à moine, qui n'avait jamais été mise en évidence jusqu'à présent, réside dans le fait que les seconds diminuent systématiquement toutes les sautes thermiques à courte échelle de temps. Les amplitudes sont énormément diminuées, jusqu'à plus des trois quarts des valeurs fluviales à l'année, et les écarts interdiurnes le sont aussi. Au total, les étangs à moine stabilisent fortement les caractères thermiques des cours d'eau.

Les lacs de barrage dans lesquels l'eau est puisée dans l'hypolimnion refroidissent les cours d'eau de plusieurs degrés pendant la saison estivale, trait qui n'existait pas dans les étangs à moine, où, au mieux, l'eau était puisée dans l'épilimnion inférieur et le métalimnion. L'amplitude diurne est fortement diminuée et le cycle diurne est retardé.

Figure 124

Le linéaire fluvial influencé par les plans d'eau a été estimé par différentes approches. Sur un émissaire de rang 4 en aval d'un étang de 40 ha et 2,50 m de profondeur, le réchauffement de plusieurs degrés se fait sentir jusqu'à environ 3 km du déversoir lors des fortes chaleurs estivales. A une dizaine de kilomètres de l'étang, le réchauffement n'est plus que de quelques dixièmes de degré. En fin d'été, quand le réchauffement de l'étang a diminué, une forte influence sur l'émissaire ne se décèle guère à plus d'1 km de l'étang. Une étude fine du premier kilomètre a montré que les segments ensoleillés ralentissaient la tendance au refroidissement de l'effluent, tandis que les secteurs à l'ombre l'accéléraient. Les apports hydrographiques, sources, buses et, *a fortiori*, affluents compliquent l'évolution.

L'influence des lacs de barrage se fait sentir sur des linéaires plus importants. Pour tous les critères, l'influence du lac de Lavaud sur la Charente est sensible jusqu'à une douzaine de kilomètres du barrage, plus d'une trentaine pour certains paramètres. Sur la Dordogne, les grands lacs du cours supérieur ont une influence nette jusqu'à une vingtaine à une trentaine de kilomètres en aval de la digue d'Argentat. Une simulation thermique a montré que, à 160 km du barrage, une variation de $3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ des lâchers ne modifierait pas la température de plus de 0,2 à 0,5 °C.

Dans tous les cas, des étangs jusqu'aux grands lacs de barrage, nos mesures montrent plutôt que le linéaire fluvial influencé par un plan d'eau est relativement court. Le rééquilibrage est fort sur une distance assez petite en aval de l'étang ou du lac. Cela est corroboré par certaines études réalisées dans d'autres régions, par exemple en aval du lac de Gréoux, où, en été, le Verdon reprend 7 °C en seulement 9 km (Angelier, 2000, p. 137).

En regroupant l'ensemble, la température de l'eau évolue le long du réseau hydrographique, en étant principalement influencée par les données climatiques et hydrologiques, superficielles et souterraines. Aujourd'hui, le rôle des plans d'eau artificiels est considérable. Les mesures en continu sur un grand nombre de sites et leur traitement géographique autorisent une cartographie de l'évolution des températures de l'eau d'amont en aval, tenant compte des lacs, des étangs, des sources, des affluents, de la tentative des émissaires à rétablir leurs traits fluviaux d'amont en aval (**fig. 124**).

CONCLUSION GENERALE

« Est-ce là la fin de l'histoire ? » demanda le Rat d'Eau.
« Certainement non ! » répondit le Linot « c'est le commencement. »
« Alors vous êtes bien démodé », dit le Rat d'Eau. « De nos jours, tout bon conteur commence par la fin, puis revient au commencement et conclut par le milieu. C'est la nouvelle méthode. Je l'ai entendu dire l'autre jour par un critique qui se promenait avec un jeune homme autour de l'étang ».

(Oscar Wilde, *L'Ami Dévoué*).

En l'état actuel, le travail présenté a tenté de faire le point des quelques apports de notre recherche, tant dans le domaine fondamental qu'appliqué. Il s'appuie à la fois sur la collecte de nombreuses données inédites issues de mesures de terrain et sur une synthèse conduisant à des typologies générales. Mais ce travail est aussi conçu pour avancer des perspectives. La limnographie est un domaine qui s'ouvre à l'étude. Or les problèmes d'environnement prennent une place accrue dans notre discipline, cependant que les décideurs et gestionnaires des milieux apprécient de plus en plus les méthodes de la géographie. Les lacs de barrage et les étangs munis d'une bonde, qui sont des constructions humaines, sont susceptibles de développer un fonctionnement proche de celui des plans d'eau naturels, tandis que la qualité de leurs eaux dépend des conditions anthropiques du bassin. Cette articulation appelle à des travaux géographiques.

I – Contributions

I.1. Recherche limnographique et fonctionnement des hydrosystèmes

Etudes publiées :

Plusieurs concepts de limnologie générale ont été définis et désignés par des critères. C'est ainsi qu'ont été déterminées les notions d'échelles spatiales d'un lac, d'étagement, de zonation et de régionalisation limniques, ainsi que les échelles temporelles des plans d'eau.

Pour quantifier ces notions, il a été créé un indice d'échelle spatio-temporelle : le niveau d'importance, ou ordre d'importance, d'un lac.

La synthèse limnographique a pris la forme d'une proposition de définition d'un lac.

Plusieurs méthodes de classification ou de représentation des caractères géomorphologiques des lacs ont été soumises. C'est ainsi qu'une typologie de l'origine et de la géomorphologie des lacs a été proposée en relation avec les aspects biologiques et hydrologiques. Les cartes géomorphologiques du modelé sous-lacustre ont été introduites dès 1993.

Etudes inédites propres au mémoire scientifique d'HDR :

En liaison avec les besoins d'une meilleure connaissance spatiale des températures de l'eau fluviale, d'amont en aval, et de l'eau lacustre et « stagnante », de la surface au fond, croisée à une meilleure connaissance temporelle des cycles annuels et diurnes, perturbés d'irrégularités interannuelles et interdiurnes, il a été décidé de prendre des mesures en continu sur une quarantaine de sites, au moyen de thermomètres enregistreurs. Placés dans des cours d'eau limousins et angoumois en amont et en aval d'étangs et de lacs de tailles variées ainsi qu'à l'intérieur même des plans d'eau à différentes profondeurs, ils ont permis de récolter, de 1997 à 2001, environ 800 000 données de température de l'eau réparties sur toute une région. La représentativité des mesures était ainsi assurée.

Dans un but de traitement d'une grande masse de données et avec un souci d'expression claire et pratique, plusieurs modes de représentation ont été mis au point, notamment les blocs-diagrammes hydro-thermo-isoplèthes et les diagrammes PHT, instantanés et moyens. Dans leur utilisation relative, les isoplèthes instantanées ont permis de déterminer, à plusieurs échelles de temps, les caractéristiques de la stratification thermique dans les étangs (isoplèthes relatives entre les profondeurs), ainsi que l'influence des plans d'eau sur les cours d'eau (isoplèthes relatives entre le tributaire et l'émissaire).

La stratification thermique, moteur tant du fonctionnement interne des plans d'eau que de leur effet sur les cours d'eau, a été scrutée à l'aide de méthodes déjà éprouvées, comme le nombre de Wedderburn, ainsi que de nouveaux procédés, comme le suivi de l'évolution en continu de la thermocline au moyen des dérivées directionnelles.

Afin d'apprécier l'influence des étangs sur les cours d'eau, justement aux échelles de temps courtes (importantes pour la biologie des espèces poïkilothermes, représentatives des variations des petits plans d'eau de faible inertie et polymictiques, et significatives du climat hyperocéanique), il a été créé un certain nombre d'indices. C'est ainsi que le coefficient C inter-intradiurne amont-aval tend à montrer que les étangs à déversoir de surface de l'ouest de la France ont un effet stabilisateur sur les cours d'eau en saison froide, mais possèdent au contraire une influence déstabilisatrice sur les variations thermiques à court terme de la saison chaude. Les étangs puisant l'eau en profondeur ont en revanche un effet stabilisateur permanent pour la température fluviale.

La synthèse géographique des températures de l'eau a pris la forme d'une régionalisation thermique du réseau hydrographique limousin et d'une typologie thermo-mictique des plans d'eau. La première laisse la primauté à l'altitude. La seconde donne la place qu'elle mérite aux variations interdiurnes.

La forme, la taille et la répartition des plans d'eau, ainsi que l'organisation d'un réseau hydrographique toujours assez proche des têtes de bassin et des cours supérieurs (chap. I) se cumulent au climat océanique vrai de l'Angoumois et du Limousin, nuancé de gradients régionaux (chap. II), pour provoquer une marche thermique particulière des lacs et des étangs. A l'échelle du plan d'eau (chap. III), les variations spatiales sont telles que la stratification thermique, et même une certaine zonation, se développent de façon prononcée, y compris dans les plus petits étangs. Dès qu'ils dépassent une profondeur d'environ 1 m, les plans d'eau limousins sont polymictiques discontinus (chap. IV). Cette découverte exacerbe l'intérêt pour la profondeur de l'alimentation des émissaires fluviaux (chap. V). C'est l'emplacement de la sortie d'eau qui conditionne les valeurs, les rythmes et la distance de propagation de l'influence des lacs et des étangs sur les cours d'eau.

La démarche géographique et limnologique a placé au cœur de la réflexion l'étude du fonctionnement des lacs et des étangs. Les descriptions quantifiées sont ainsi consolidées par un fil directeur explicatif. Cette méthode acquiert une justification particulière dans le cas des prises d'eau de fond, où les températures du cours d'eau à l'entrée et à la sortie sont des variables pratiquement indépendantes, tout provenant du fonctionnement du système lacustre. Ce dernier point a aussi une connotation d'étude d'effet.

I.2. Recherche limnographique et aménagement du territoire

La recherche-conseil et les étangs :

La Direction Régionale de l'Environnement, ainsi que d'autres administrations du Limousin encouragent largement les possesseurs d'étangs à munir leur plan d'eau d'un moine. Le syndicat des propriétaires d'étangs a lui aussi besoin d'informer ses adhérents en connaissance de cause. Nos mesures apportent des indications susceptibles d'enrichir la réflexion à ce sujet. S'il ne nous appartient pas de porter un jugement positif ou négatif sur tel ou tel équipement, nos recherches prouvent cependant qu'une sortie de surface ou un soutirage de profondeur ont des effets thermiques très différents.

Le fait même de choisir un déversoir superficiel ou un moine ne peut plus être considéré comme égal ou de conséquence négligeable. Au-delà des valeurs et des rythmes bouleversés, dont la description a été faite au long du mémoire, ce changement a été aussi étudié de manière explicative. Il est donc compris et étayé.

La cause réside dans la stratification thermique de tous les étangs limousins, de façon beaucoup plus durable et plus prononcée qu'on ne le disait avant cette étude. Or les étangs à moine réchauffent le cours d'eau avant tout en fonction des brassages, tandis que les étangs à déversoir de surface le réchauffent surtout en fonction de l'insolation.

Il a été vérifié et quantifié que l'eau de fond des étangs est, comme attendu, plus froide que l'eau de surface, sauf au cœur de l'hiver. Mais, du fait de l'emménagement de la chaleur par radiation directe et convection mécanique, l'eau de fond des étangs de taille moyenne est plus chaude que l'eau des rivières tributaires. Ce dernier point, qui n'avait pas été souligné jusqu'à présent, remet en cause l'effet rafraîchissant attendu du moine.

Bien que l'eau fluviale soit, au contraire de ce qu'on entend souvent dire, en général réchauffée par les étangs à moine, cela ne signifie pas pour autant que ce type d'équipement soit inutile. Il ne faut cependant pas en surestimer les capacités, ni vouloir lui faire produire ce qu'il ne peut pas, c'est-à-dire une eau constamment froide en été. Il convient aussi d'être conscient d'un certain nombre d'effets secondaires allant plutôt à l'inverse de ceux habituellement escomptés, comme le fait que les minima thermiques seront assez largement réchauffés, de même que les fins d'été et les débuts d'automne.

Une fois ces précautions assimilées, un moine peut être préconisé si l'on veut réduire les valeurs totales de réchauffement, voire lors des périodes estivales caniculaires et peu ventées, aboutir à un léger rafraîchissement du cours d'eau. Cet aspect, qui peut être considéré comme bénéfique, a cependant pour cause une stratification thermique stable et prononcée, donc pour corollaire une certaine désoxygénation.

Les moines doivent surtout être conseillés, si l'on souhaite préserver les cours d'eau des forts réchauffements printaniers et de début d'été, abaisser les maxima thermiques nuisibles aux organismes vivants et diminuer les sautes brutales de température. De fait, c'est dans l'énorme réduction des écarts thermiques à courte échelle de temps que le moine semble provoquer l'effet le plus recherché. Pérenne, son effet stabilisateur est même le plus prononcé pendant les mois les plus chauds, justement quand les organismes en ont le plus besoin.

L'installation d'un moine constituant un certain investissement, il convient de s'interroger sur la pertinence ou non de munir les étangs d'un tel équipement. Or nos mesures ont permis de déterminer pour la première fois quelques seuils de profondeur susceptibles de nourrir la réflexion et la prise de décision à ce sujet, du moins dans les conditions climatiques de l'ouest de la France.

Pour les étangs pelliculaires, de moins d'1 m de profondeur, le système d'évacuation des eaux importe peu, toute sortie alimentant quoi qu'il en soit l'émissaire en eau d'épilimnion supérieur, homogénéisée chaque nuit.

Entre 1 et 3 à 4 m de profondeur, le moine fournit généralement une eau sans saute thermique, mais, pendant une dizaine de jours cumulés sur l'été, le réchauffement du cours d'eau pourra être très important, supérieur à 5 à 6 °C. Un moine seul peut être conseillé, l'oxygénation complète du plan d'eau se produisant environ une fois par décade pendant la saison chaude.

Entre 3-4 m et 5-6 m, un moine situé au fond de l'étang soutire une eau différente de celle d'un déversoir de surface pratiquement pendant la totalité de la saison chaude. L'eau de sortie est relativement peu réchauffée par rapport à celle d'entrée et les écarts thermiques sont écrasés. L'eau a en revanche tendance à se désoxygéner. Quelques heures, réparties sur trois ou quatre jours, peuvent faire exception sur tout un été. Si un moine doit être posé, il est préférable de l'accompagner d'équipements annexes destinés à améliorer la qualité de l'eau, notamment une cascade de réoxygénation. Cependant, d'après les mesures hebdomadaires commencées en 2001, les déversoirs de réoxygénation des émissaires fluviaux semblent avoir un effet très réduit.

Au-delà de 6 m, les plans d'eau possèdent une couche profonde isolée saisonnièrement de la surface. L'existence d'un moine aura pour conséquence de puiser une eau hypolimnique, de température fraîche et stable pendant toute la saison chaude, mais qui aura séjourné au contact de sédiments anoxiques et réduits. Le fonctionnement par moine se rapproche alors de celui d'une vanne de fond d'un lac de barrage.

Les seuils précédents concernent des plans d'eau de quelques hectares. Sur les étangs très étendus, la course du vent affaiblit la stabilité, si bien que la réflexion concernant la validité de l'installation de moines doit s'appuyer sur des valeurs de profondeur plus grandes. Dans des étangs d'une trentaine ou d'une quarantaine d'hectares, il suffit de flux d'air de neuf à dix kilomètres par heure pour détruire la stratification thermique des premiers mètres. Les sautes de température sont ainsi plus fréquentes dans l'émissaire, même quand un moine a été installé, d'autant que des anomalies de zonation thermique horizontale ne sont pas à exclure.

Ces plans d'eau intermédiaires conduisent aux lacs à proprement parler.

La recherche-conseil et les lacs :

Dans le cas de plans d'eau de plusieurs centaines d'hectares, le seuil de micticité saisonnière semble se trouver à au moins 8 m de profondeur dans les conditions climatiques de l'Angoumois et du Limousin. Si cette limite est dépassée, la stratification thermique a tendance à être permanente pendant la totalité de l'été. Dans un contexte de gestion des lacs de barrage, la question se pose alors de savoir s'il est pertinent de lutter ou non contre l'étagement des masses d'eau.

D'un point de vue strictement thermique, il ressort de cette étude que, si l'on empêche la stratification de s'installer, le degré de chaleur de l'émissaire est augmenté, par rapport à un soutirage hypolimnique classique. Le jeu de vannes à différents niveaux dans un lac stratifié donne une plus grande souplesse à la gestion de la température de l'eau de sortie du barrage que la pose d'un déstratificateur. En revanche, dans le second choix, l'oxygénation du lac se fait sur toute la tranche, jusqu'aux sédiments. L'installation d'un aérateur à séparation des gaz ne détruisant pas la barrière thermique cumulerait les deux avantages et permettrait l'utilisation efficace des différents niveaux de vannes, tandis que la déstratification rend leur action égale, donc non modulable.

La recherche-conseil et les émissaires :

Les utilisateurs des cours d'eau situés en aval d'étangs et de lacs doivent être informés de la longueur des segments fluviaux fortement influencés par les plans d'eau. Des dispositions peuvent être prises sur ces tronçons, par exemple puiser l'eau d'irrigation sur les affluents. Il ne s'agit pas non plus d'exagérer la longueur des linéaires fluviaux subissant l'effet des plans d'eau, ni de les confondre avec l'évolution normale du cours d'eau, qui se modifie de toute façon naturellement d'amont en aval dans un sens de moins en moins lentique. Pour renouer ou améliorer le dialogue, notamment entre les fédérations de pêche et les gérants des plans d'eau, il importe de connaître la longueur des segments fluviaux sensiblement sous influence.

L'étude de l'étang de Cieux a permis de dégager une fourchette supérieure de l'effet d'un plan d'eau peu profond, toutes les variables étant ici à leur niveau maximal. Ce plan d'eau est en effet l'un des plus grands de la région, avec un bassin lui-même réchauffé par des chaînes d'étangs et l'ensemble est muni de déversoirs de surface.

Il semble que, au cœur de l'été, lors des températures les plus élevées, l'influence du Grand Etang soit forte jusqu'à environ trois kilomètres du déversoir. Sur ce premier segment, l'émissaire a des températures de plusieurs degrés supérieures à celles qu'il aurait en l'absence de plan d'eau. L'influence est ensuite faible, mais décelable ; elle se compte en dixièmes de degré jusqu'à une dizaine de kilomètres de l'étang et concerne surtout les maxima. En fin d'été, le réchauffement de l'émissaire réduit son linéaire d'influence, mais reste encore observable pendant la première moitié de l'automne.

Le linéaire en aval des étangs à moine n'a pas été étudié précisément, puisque l'utilisation des émissaires concernés ne donne lieu, en général, à aucune polémique. A 200 m de la sortie, sur un cours d'eau de rang 4, les qualités d'une eau puisée à 3 ou 4 m de profondeur sont encore prononcées. Les mesures sur de plus grandes distances ont été préférées dans le cas des lacs, où le soutirage se fait à des profondeurs plus importantes.

La particularité des émissaires lacustres est, par rapport aux étangs, la possibilité d'une alimentation par une eau de grande profondeur, assurément hypolimnique. Si l'eau sort avec une parfaite stabilité thermique en été, les rythmes, et notamment le cycle diurne, réapparaissent rapidement, en quelques kilomètres. Une influence thermique sensible peut exister sur quelques dizaines de kilomètres, qui, se faisant dans le sens d'un rafraîchissement estival et d'une réduction des écarts, est souvent bien perçue par les utilisateurs. L'accentuation de ces effets sur une longue distance, par exemple réclamée sur la Dordogne par les fédérations de pêche, nécessiterait des augmentations de débits considérables, qu'il est impossible de réaliser.

Le bilan climatique et les apports des affluents successifs noient finalement assez vite l'influence thermique des plans d'eau sur leurs émissaires, du moins si une chaîne ne les reconstitue pas en relais. Il n'est en revanche par sûr que les autres qualités physico-chimiques, indirectement liées au fonctionnement thermique interne des plans d'eau, connaissent un tel rétablissement, surtout dans le cas d'éléments relargués à partir des sédiments. Cette étude est une ouverture de recherche pour les années à venir.

II – PERSPECTIVES

II.1. Une problématique scientifique à développer

Le degré de chaleur de l'eau commandant la marche des lacs et des étangs, cette recherche doit être poursuivie par les géographes, en premier lieu en approfondissant la démarche spatiale. Il est aussi nécessaire d'embrasser les autres domaines de la limnologie.

A petite échelle cartographique, il est indispensable de multiplier les critères de découpage spatial des groupes de plans d'eau. Si les régions lacustres constituent un objet de recherche connu, notamment dans les parties du globe anciennement englacées, il n'en est pas de même des régions « stagnustres ». Le caractère artificiel des étangs les préserve en effet d'explications géomorphologiques déterministes, mais leur fréquente ancienneté rend difficile et intéressante une recherche au sujet de leurs localisations et concentrations préférentielles, au contraire des lacs de barrage récents, pour lesquels les raisons de l'emplacement sont connues. Potentialités physiques et choix humains doivent conduire à des typologies des plans d'eau artificiels respectant les groupements régionaux. C'est l'objet de cette échelle géographique, complémentaire des classifications fondées sur les caractères intrinsèques des plans d'eau. Cette recherche doit aussi définir et prendre en compte les seuils techniques de détection des petits étangs. Ces préoccupations sont celles d'un DEA de géographie en cours à l'Université de Limoges (P. Bartout).

A la même échelle, dans le cas particulier de la température de l'eau, il conviendrait d'étudier le rôle de la continentalisation en longitude, en changeant de domaine climatique, ainsi que celui de la latitude, à l'intérieur de la zone tempérée, voire en la dépassant. Le rôle de l'altitude devra être approfondi. Si quelques hypothèses concernant l'influence de la moyenne montagne ont été émises, certaines valeurs n'ont jamais été franchies, qui seraient susceptibles de provoquer le dépassement de seuils thermiques importants.

Dans les trois cas, d'ouest en est, du nord au sud et de bas en haut, il serait utile d'insister sur les bilans thermiques d'origine climatique. Les échanges par évaporation doivent être étudiés plus en avant en fonction des différentes régions. Non seulement, ils sont au centre des flux de chaleur latente, mais ils concernent aussi le bilan hydrologique. Les mesures directes par bac évaporatoire sur plusieurs étangs et leur comparaison avec les formules mathématiques d'estimation de l'évaporation donnent lieu à une maîtrise de géographie en cours à l'Université de Limoges (G. Nion). Or ce sujet est lié à la question de l'existence des plans d'eau et de la baisse éventuelle des écoulements fluviaux. Posée par de nombreux utilisateurs dans le cas des émissaires, elle conduit aux études à moyenne échelle.

A moyenne échelle cartographique, l'ensemble de l'hydrosystème mérite attention. S'il nous semble être le rôle du géographe limnologue de placer le lac et l'étang au centre de la réflexion et comme moteur du fonctionnement des eaux continentales, il n'empêche qu'un certain nombre de points réclament un développement ultérieur de notre part. Il en est ainsi des eaux souterraines, non seulement pour leur participation au bilan thermique, mais aussi hydrologique. Malgré notre implication limnographique, qui imposait d'autres priorités, les variables représentant les différences de débit et les rangs des cours d'eau, tributaires et émissaires, n'ont pas encore reçu le traitement scientifique qu'elles exigent concernant la température de l'eau. Pour ce faire, d'autres régions d'étude que le Limousin, où presque tous les cours sont barrés dès les premiers segments, devront faire l'objet de recherches.

Les émissaires sous influence devront être étudiés avec des méthodes centrées sur la modélisation, afin de prévoir précisément les modalités de propagation et d'avalissement de l'influence lacustre et de prodiguer des conseils efficaces concernant le réglage des vannes de barrage. Ce dernier point, qui donne lieu à une thèse de doctorat en géographie en cours à l'Université de Limoges (B.

Savy), implique une parfaite connaissance préalable du fonctionnement interne du plan d'eau, qui mène aux études à petite échelle.

A grande échelle cartographique, la marche thermique de chaque plan d'eau possède des traits communs avec les voisins, tout en développant une certaine indépendance. Pour faciliter l'étude, il a été réfléchi à la mise au point de nouvelles méthodes. Mais, nous n'avons pu encore les appliquer systématiquement à des plans d'eau de taille différente. Il en est ainsi de l'automatisation du calcul des oscillations diurne de la thermocline superficielle. L'exploitation de ce procédé et sa diffusion à des lacs doit être poursuivie et donnera inévitablement lieu à de nouvelles questions. Si le suivi de la thermocline temporaire et du métastagnion a déjà donné lieu à des résultats intéressants, il faut tenter d'adapter la méthode à la thermocline-mère et au métalimnion, où la distance entre les thermomètres sera inévitablement plus grande. Le problème de l'extrapolation entre les instruments se posera donc en des termes quelque peu différents.

La mesure du volume thermique des plans d'eau est une autre piste de recherche, que nous avons à peine effleurée, en montrant l'intérêt, mais sans avoir eu le temps de la pratiquer pour l'instant. Cette approche, éminemment géographique, puisqu'il s'agit d'une spatialisation en trois dimensions, posera aussi des problèmes de représentation cartographique. Elle est cependant fondamentale, puisqu'elle intègre la totalité des données. Ce serait, pour ainsi dire, une modélisation sans modèle, un fonctionnement complet et prévisible, mais réellement mesuré. Cette recherche est celle qui nous passionne le plus ; elle captivera notre intérêt et concentrera nos forces à court terme. Elle est la suite immédiate du présent travail, du moins sur étang.

Son élargissement à d'autres plans d'eau, de taille supérieure, nécessitera d'autres moyens. Il serait souhaitable d'étudier aussi la température de l'eau sur les grands lacs, pour lesquels la télédétection pourrait donner d'intéressants résultats. Une thèse de doctorat en géographie en cours à l'Université de Limoges (N. Ishiguro) s'attache à prendre en compte l'influence de la température de l'eau sur l'eutrophisation de deux lacs de dimensions assez importantes, le Léman et le Biwa. L'entrée des plans d'eau japonais dans le fil directeur de l'étude sert aussi à élargir l'intérêt pour les températures de l'eau à la saison froide. Le problème de la banquise lacustre, qui ne se pose évidemment pas dans l'ouest de la France, où l'attention se fixe toujours sur les éventuelles nuisances estivales, doit également être creusé. Hors le Japon, il conviendra de raviver nos contacts scientifiques avec la Sibérie, où les dates d'embâcles et de débâcles, ainsi que l'intensité de celles-ci, ont des conséquences cruciales sur l'occupation humaine. Il n'est que de comparer les très récents événements du printemps 2001 sur la Léna, où la débâcle a rasé plusieurs villes, tandis que l'Angara, toute proche mais régulée par le lac Baïkal, ne connaissait pas cette situation. Le lien entre lac, température et débit fluvial était ainsi souligné à l'extrême.

Puisque la température de l'eau conditionne l'essentiel des relations de l'écosystème lacustre et de son émissaire dominé, il est logique de vouloir étudier sans intermédiaire, à terme, les autres rouages de la machine, en grande partie déterminés par l'alternance de stratification thermique et de brassage. Le phénomène le plus lié au degré de chaleur de l'eau se trouve être l'oxygénation des plans d'eau. L'acquisition très récente d'un oxymètre performant par l'EA 1086 de l'Université de Limoges ne nous a pas encore permis d'utiliser à plein cette ressource. Cette piste de recherche sera développée à court terme en lac, étang et cours d'eau et une thèse de doctorat en cours met à profit cet équipement depuis le début de l'année 2001 (B. Savy).

Parmi les thématiques oxymétriques à suivre, celle de l'évolution des émissaires en aval des prises d'eau de fond, qu'il s'agisse de moines d'étangs de quelques mètres ou de vannes de fond de lacs de barrage d'une autre ampleur, nous semble particulièrement importante. En effet, si nos mesures montrent que le rétablissement des qualités thermiques des cours d'eau se fait sur des distances relativement courtes, la propagation des autres caractères hypolimniques, dont la désoxygénation n'est pas le moindre, est susceptible de ne pas forcément suivre le même rythme.

Quant à l'origine de la désoxygénation des eaux de fond, la stratification thermique des plans d'eau, elle pourra avoir comme conséquence une eutrophisation du lac ou de l'étang profond par source interne, au contact des sédiments réduits. Le problème de l'eutrophisation des eaux, qui occupe la plupart des limnologues biologistes et chimistes, doit intéresser aussi les géographes. Si l'eutrophisation du Léman par les phosphates fut l'objet, il y a une quinzaine d'années, de notre toute première recherche limnologique, il nous intéresserait de relancer cette thématique avec une connotation spatiale et de changement d'échelles, en prenant aussi en compte les étangs et en comparant plusieurs régions ou domaines climatiques. Une thèse de doctorat en géographie en cours à l'Université de Limoges (N. Ishiguro) est partie du constat que, pour une concentration comparable en nutriments dans les eaux, certains lacs, comme le Léman et le Biwa, connaissent des évolutions trophiques tout à fait différentes. Un des éléments de réponse pourrait être l'opposition de régime thermique, elle-même liée au contraste des domaines climatiques.

L'eutrophisation des eaux et ses relations avec les sédiments passent par la prise en compte d'un aspect géographique essentiel, l'épaisseur de la tranche d'eau. L'étude des étangs et des lacs de faible profondeur souligne un fait contradictoire. D'une part les stratifications thermiques, relativement fragiles et souvent détruites, sont assez favorables au piégeage des nutriments dans les sédiments, mais, d'autre part, la remise en suspension fréquente de ces dépôts par les vagues, est au contraire susceptible de provoquer des relargages. L'aspect spatial est ici majeur, car le cumul de petites profondeurs et de grandes superficies, favorables à de longues courses du vent, exacerbera les deux phénomènes inverses.

Cette étude doit être menée par des géographes et elle devrait conduire à la cartographie et à la définition de seuils de distance horizontale, en sus des seuils verticaux que nous avons déjà déterminés dans ce travail. Le lac Balaton, qui étale plusieurs centaines de kilomètres carrés sur des tranches d'eau de quelques décimètres à quelques mètres, est la pièce de choix de cette recherche des limites spatiales horizontales. Une étude comparée s'impose ici avec d'autres lacs intermédiaires et surtout, à l'autre bout de la chaîne, avec les étangs limousins, qui ont l'originalité rare de cumuler, exactement à l'inverse, une toute petite superficie avec de grandes profondeurs. Du lac-étang Balaton aux étangs-lacs limousins, cette recherche franco-hongroise est précisément l'objet d'un DEA en géographie en cours à l'Université de Limoges (P. Papon).

Les échanges entre l'eau et les sédiments sont avivés par les mouvements et une meilleure connaissance de l'hydrodynamique se révèle indispensable. Le contact entre les tributaires et les plans d'eau se trouve être le point crucial. L'étude géomorphologique et hydrodynamique des deltas dans les lacs et les étangs est ainsi le lieu de rencontre de toutes les thématiques physiques en limnologie : les relations entre le bassin d'alimentation et le plan d'eau, entre l'atmosphère et la colonne d'eau, entre les sédiments et la masse d'eau. Comme, spatialement, il s'agit d'une limnographie physique focalisée à grande échelle cartographique, il faut aller jusqu'au bout de cette originalité et se concentrer sur les deltas en étang, qui ont été encore moins étudiés que ceux des lacs. Cette réflexion est au cœur de la thèse de doctorat en géographie de l'Université de Limoges de M. Graffouillère.

La meilleure compréhension de ces phénomènes devra autoriser une connaissance plus fine de l'ensemble des processus d'accumulation sédimentaire dans les plans d'eau. Si les rapports avec le bassin d'alimentation ont déjà été l'objet de recherches par les géographes, car il s'agit, en fait, d'une problématique de géomorphologie continentale, la redistribution des dépôts et la reprise en charge par le lac consistent en revanche en une démarche limnographique, plus rare. Ce renversement de la réflexion est l'objet d'une thèse de doctorat en géographie en cours à l'Université de Limoges (V. Maleval). Le caractère appliqué de cette recherche devra assurément être approfondi, dans le sens de l'effet des vidanges sur les émissaires.

II.2. Un cadre structurel à construire

La limnographie se construit scientifiquement. Elle doit poursuivre et développer cet esprit de recherche, mais il conviendra aussi, à terme, de réfléchir à l'enrichissement de ses relations avec les différentes structures concernées.

Il serait sans doute bénéfique à la formation des géographes qu'elle fût enseignée à l'université, par exemple aux côtés de l'apprentissage des fondements de l'océanographie et de la potamologie, dans un contexte de globalité des hydrosystèmes. Les questions d'eutrophisation, de pollution, de risques et de crises (vidanges, ruptures de barrage, assèchements lacustres, etc.), de coût (constructions de plans d'eau artificiels en grand nombre, déplacements de population, équipements en écluses de navigation, échelles à poissons, dérivations, etc.) sont au cœur des enjeux environnementaux, qui constituent l'une des gageures de la géographie se mettant en place en ce début de XXI e siècle.

La limnographie doit également être largement accueillie. Née au sein de la géographie, sa reconnaissance progressive par les géographes serait une identification du rôle joué par les lacs et les étangs dans les activités humaines, leur répartition spatiale et la perception qu'ils en ont. Tirant sa croissance des liens toujours plus nombreux tissés avec les autres sciences, sa reconnaissance progressive par les limnologues serait une acceptation de l'importance des emboîtements d'échelles, des gradients, seuils et contrastes spatiaux, des décalages et des rythmes temporels, de l'articulation entre l'Homme et le milieu.

Il ne semble pas inopportun d'envisager des groupes de recherches transdisciplinaires consacrés à l'étude des lacs, dans lesquels la géographie tiendrait sa place, dans un contexte général d'aménagement du territoire. Il conviendrait aussi, dans les liens tissés entre les chercheurs, de construire un certain équilibre entre les relations de la limnographie et de l'hydrologie fluviale d'une part, de la limnographie et de l'océanographie d'autre part. Le cadre scientifique refléterait ainsi le rapport égal entre l'intégration du lac dans le système allant du bassin d'alimentation à l'émissaire et son indépendance, sa dynamique propre, comme un modèle d'océan.

BIBLIOGRAPHIE
des 563 références citées dans le texte

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.
- Akademiâ Nauk SSSR, Institut Vodnyh Problem, Otv. Red. Voropaev G.V. & Vendrov S.L., 1979, *Vodohranilišča mira*. Moskva, Nauka, 288 p.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.

- Association des Intérêts de Conches, 1988, *Conches, un quartier, une école*. Chênes-Bougeries, Editions Chênoises, 68 p.
- Avakân A.B., Saltankin V.P., Fortunatov M.A. & Šarapov V.A., 1980, « Vodohranilišča mira i ih tipizaciâ » *Izvestiâ Vsesoûznogo Geografičeskogo Obščestva*, 112(4) : 301-307.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- Bessière C. & Londe P., 1992, « Barrages » in *Encyclopaedia Universalis*. Paris, t. 3, 1053 p. : 838-849.
- Béthemont J., 1999, *Les grands fleuves entre nature et société*. Paris, A. Colin, col. U, 255 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.
- Birot 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 Geselleschaft*, 95(1) : 110-148.
- Blüthgen J., 1966, *Allgemeine Klimageographie*. Berlin, Walter de Gruyter, 2^e ed., 720 p.
- Birot P., 1968, *Précis de géographie physique générale*. Paris, Armand Colin, 3^e éd., 340 p.
- Bolke E.L. & Waddel 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.
- Boon P.J., 1988, « The impact of river regulation on invertebrate communities in the U.K. » *Regulated Rivers : Research and Management*, 2 : 389-409.
- Botkin A.S., 1900, Materialy dlâ izučeniâ ozera Bajkal. Očerk rabot po issledovaniâm fizičeskih svojstv Bajkala zimoj 1898-1899 gg. i estestvenno-istoričeskie izyskaniâ za 1897, 1898 i 1899 gg. Peteburg, 27 p.
- 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.
- Bovykin I.V. & Rumâncev V.A., 1993, « Osnovnye teoretičeskie problemy klassifikacii v limnologii » in Rossijskaâ Akademiâ Nauk, Otv. Red. Smirnova N.P., 1993, *Teoretičeskie voprosy klassifikacii ozer*. Sankt-Peterburg, Nauka, 186 p. : 15-23.
- 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. & Petts G.E., 1993, « Interférences avec les interventions humaines » in Amoros & Petts, dir., *Hydrosystèmes fluviaux*. Paris, Masson, 300 p. : 233-253.
- 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.
- Bryan J.G., 1964, « Physical control of water quality » *British Waterworks Association Journal*, 46 : 546-564.

- 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.
- 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.
- Calow P. & Petts, 1992, *The rivers handbook : hydrological and ecological principles*. London, Blackwell Scientific Publ., vol.1, 526 p.
- 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., Crettaz B. & Ripoll D., Resp., 1998, *Les plis du temps, mythe, science et H.-B. de Saussure*. Genève, Payot Amoudruz, 367 p.
- 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.

- Christison R., 1872, « Adress at opening session of the Royal Society of Edinburgh, November 27, 1871 » *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, 7 : 531-574.
- 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. Al. 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. Stii. 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.
- 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.
- 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 » *Norois*, 23(89) : 95-108.
- 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.

- 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.
- 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.
- Čerkašin A.K., 1993, « Informacionná sreda i organizaciâ upravljeniâ v Bajkal’skom regione » in Rossijskaâ Akademiâ Nauk, Sibirskoe otdelenie, Institut geografii, *Čelovek u Bajkala : êkologičeskij analiz sredy obitaniâ*. Novosibirsk, Nauka, 141 p.: 8-39.
- Dajoz R., 1985, *Précis d’écologie*. Paris, Dunod, 5^e éd., 505 p.
- 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.
- 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.

- Denardou L.M., 1987, *Etang de la Pouge, construction de la digue*. DDAF Haute-Vienne, Syndicat Intercommunal d'AEP Vienne-Briance-Gorre, 9 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.
- 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.
- Diren Limousin, 1994, *Etude d'impact de l'exploitation piscicole de trois étangs*. Limoges, Diren Limousin, Ahun, Scica piscicole du Limousin, 22 p. + annexes.
- Diren Limousin, 1997, *Demande de débit*. Référence AC/MJP n° 000559, 18 décembre 1997, non publié, 1 p.
- 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.
- Driženko F.K., 1908, dir., *Lociâ i fiziko-geografičeskij očerk ozera Bajkal*. Sankt-Peterburg, Izd. Glavnoe Hidrografičeskoe Upravlenie, 443 p.
- Dufour C., 1859, « Résumé des observations météorologiques faites à Morges de 1850 à 1854 » *Bulletin de la Société Vaudoise de Sciences Naturelles*, 199 :
- Durand M.-D., 1993, *Le passé des étangs creusois*. Univ. Limoges, mémoire de DEA en géographie, 134 p.
- 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., 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., 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.
- Dybovskij B.I. & Godlevskij V., 1897, « Fiziko-geografičeskie issledovaniâ na Bajkale v 1869-1876 gg. » *Trudy Vostočno-Sibirskogo Otdela Russkogo Geografičeskogo Obščestva*, 1(1) : 1-62.

- 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.
- El-Jabi N., El-Kourdahi G. & Caissie D., 1995, « Modélisation stochastique de la température de l'eau en rivière » *Revue des Sciences de l'Eau*, 8(1) : 77-95.
- 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.
- Emsalem R., 1981, « Les régimes pluviométriques du Limousin » *Trames, études géographiques*, Limoges, 3 : 83-137.
- 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.
- European Environment Agency, 1994, *European rivers and lakes, assessment of their environmental state*. Copenhagen, Danish Ministry of Environment and Energy, 122 p.
- 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.
- Farmer D., Gemrich 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 poissons migrateurs*. Univ. Limoges, mémoire de maîtrise de géographie, 126 p. + annexes.
- Fel A., 1962, *Les hautes terres du Massif Central*. Clermont-Ferrand, thèse d'Etat, 340 p.

- Findenegg I., 1935, « Limnologische Untersuchungen im Kärtner 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-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).
- 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. :
- Forel F.-A., 1874, « Nouvelle méthode de sondages thermométriques » *Bulletin de la Société Vaudoise de Sciences Naturelles*, 13 : 38-46.
- 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., 1892, « 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. : 185-201.
- 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.
- Forš L.F., ruk., 1968, *Ozera različnyh landšaftov Severo-Zapada RSFSR*. Leningrad, Nauka, I, 212 p.
- Forš L.F., ruk., 1969, *Ozera različnyh landšaftov Severo-Zapada RSFSR*. Leningrad, Nauka, II, 302 p.
- Forš L.F., ruk., 1974, *Ozera različnyh landšaftov Kol'skogo poluostrova*. Leningrad, Nauka, I, 276 p., II, 236 p.
- Franceschetti B., 1981, *Les fleuves*. Novara & Paris, Istituto Geographico de Agostini & Atlas, 119 p.

- Frécaut R., 1979, « les bilans hydrologiques des lacs » *Annales de Géographie*, 485 : 1-15.
- 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.
- Galazij G.I., 1988, *Bajkal v voprosah i otvetah*. Moskva, Mysl', 288 p.
- Galliot M., 1999, *A la Saint-Médard, histoire de la Météorologie à Limoges et en Haute-Vienne*. Limoges, Atelier Graphique, 125 p.
- 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.
- Garrigou-Lagrange P., 1890, *Essai sur la climatologie du Limousin*. Limoges, éd, 344 p.
- Gâştescu P. & Driga B., 1983, « Lacurile » in Badea L., Gâştescu 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.
- Geografičeskij Fakul'tet Moskovskogo Gosudarstvennogo Universiteta imeni M.V. Lomonosov i Vostočno-sibirskij filial Sibirskogo Otdelennîâ Akademii Nauk SSSR, 1962, *Atlas Irkutskoj Oblasti*. Moskva, Irkutsk, Glavnoe Upravlenie geodezii i kartografii pri Sovete Ministrov SSSR, 182 p.
- Gercekovič D.A. & Sitnikova G.B., 1985, « Matematičeskie modeli račeta tempa stanovleniâ ledânogo pokrova ozera Bajkal » in *tret'â konferenciâ molodyh učenyh Irkutskogo Universiteta : tezis dokladov*. Irkutsk, 47.
- 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.
- 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.
- 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. « Cursus », 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.
- 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.
- 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., 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.
- Hasler A.D., 1947, « Eutrophication of lakes by domestic drainage » *Ecology*, 28 : 383-395.
- 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*. Mississipi : 697-706. Cité par Imberger & Patterson, 1990.
- Henderson-Sellers B., 1984, *Engineering limnology*. Boston, Pitman. 356 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.
- Horne A.J. & Goldman C.R., 1994, *Limnology*. New York, McGraw-Hill, 2nd ed., 576 p.
- Hudry M., Châtel J., Bérnard 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., 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.
- 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 and 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 : 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.
- 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., Kajiwara 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.
- 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.
- Jiménez F., 1995, « Les âmes du lac, imaginaire cinématographique et organisation mythique de l'espace lacustre » 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. : 37-51.
- 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.
- 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.
- Kitaev S.P., 1978, « Termičeskie klassifikacii ozer mira » *Vodnye resursy*, 1 : 97-103.
- Kitaev S.P., 1984, *Ekologičeskie osnovy bioproduktivnosti ozer raznyh prorodnyh zon*. Moskva, Nauka, 207 p.
- 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.
- Kolotilo F.K., 1997, *Fedor Kirillovi Č Driženko*. Sankt-Peterburg, Nauka, 128 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.
- Kudelin V.M., Grečišček E.K., Zubarenkova G.G., Rybak O.L. & Vasânovič V.I., 1996, « Sozdanie iskusstvennyh pribrežnyh territorij na ozere Bajkal » *Geografiâ i prirodnye resursy*, 2 : 70-74.
- Kuimova L.N., 1980, « Dolgosročnyj prognoz vskrytiâ ledovogo pokrova oz. Bajkal na osnove metoda razloženiâ na estestvennye sostavlâuščie » in *Informacionnâ osnova prognozov prirodnyj processov*. Novosibirsk : 80-92.
- Kuimova L.N., 1985, « Prognozirovanie zamerzaniâ ledovogo pokrova na Bajkale » in *Krugovorot veščestva i ènergii v vodoemah : materialy k šestomu Vsesoûznomu limnologičeskomu soveščaniû*, Irkutsk, 4-6 sent. 1985 : 34-35.
- 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.
- 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.
- 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, Djepp, octobre, 10 p. Cité par Cohendet F., 1993, *Le saumon de l'Allier, son histoire, sa vie, son devenir*. Paris, Aidsa, 795 p.
- 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.
- 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.
- Lemarchand J.-P. & Galliot M., 1992, *Y'a plus d'saisons ! ?, la mémoire du climat limousin*. Guéret, éd. Verso, 32 p.
- Lemmin U., 1995, « Limnologie physique » in Pourriot R. & Meybeck M., Dir., *Limnologie Générale*. Paris, Masson, 956 p. : 60-114.

- 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., 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.
- 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, *Physics and chemistry of lakes*. Berlin, Springer, 334 p.
- Lesnenko V.K., 1989, *Mir ozer*. Moskva, Proveščenie, 158 p.
- Létolle R. & Mainguet M., 1993, *Aral*. Paris, Springer France, 357 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.
- 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.
- 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.
- Lind O.T., 1985, *Handbook of Common Methods in Limnology*. Dubuque, Iowa, Kendall-Hunt Publishing Company, 2nd ed, 199 p.
- Litinskij Ū.B., 1962, « Genetičeskie tipy ozernyh kotlovin Karel'skogo regiona » in *Trudy 7-oj naučnoj konferencii po izučeniū vnutrennih vodoemov Pribaltiki*, Petrozavodsk, 1959 g. Moskva, Izd. AN SSSR, cité par Rossolimo, 1964, « Osnovy tipizacii ozer i limnologičeskogo rajonirovaniâ » in Akademiâ Nauk SSSR, Institut Geografii, *Nakoplenie veščestva v ozerah*. Moskva, Nauka, 195 p. : 5-46.
- 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.
- Lut B.F., 1964, « Geomorfologiâ dna Bajkala » in *Geomorfologiâ dna Bajkala i ego beregov*. Moskva, Nauka, 5-123.
- Lut B.F., 1978, « Geomorfologiâ Pribajkal'â i vpadiny ozera Bajkal » in *Geomorfologiâ dna Bajkala i ego beregov*. Novosibirsk, Nauka, 218 p.
- 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.
- 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.
- 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.

- 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.
- 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 and angewandte Limnologie*, 19 : 1841-1848.
- Margalef R., 1983, *Limnologia*. Barcelona, Omega, 1 010 p.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- McManus J. & Duck R.W., 1993, Ed, *Geomorphology and sedimentology of lakes and reservoirs*. Chichester, J. Wiley & Sons, 278 p.
- 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 Lemán » *Aquatic Sciences*, 53/4 : 273-289.
- Miheev V.S., 1993, « Landšaftno-strukturnyj analiz » in Rossijskaâ Akademiâ Nauk, Sibirskoe otdelenie, Institut geografii, *Čelovek u Bajkala : èkologičeskij analiz sredy obitaniâ*. Novosibirsk, Nauka, 141 p.: 8-39.
- 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.
- 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.
- 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., 1953, « A review of temperature measurement in limnology » *Mitteilungen Internationale Vereinigung für theoretische and angewandte Limnologie*, 1, 25 p.
- Mortimer C.H., 1974, « Lake hydrodynamics » *Mitteilungen Internationale Vereinigung für theoretische and angewandte Limnologie*, 20 : 124-197.
- 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.

- 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.
- 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.
- Nishizama T. & Yamabe K., 1970, « Change in downstream temperature caused by the construction of reservoirs » *Tokyo University Science Reports, Section C*, 10 : 137-148.
- Olszewski P., 1953, « The thermal conditions of mountain lakes » *Bull Acad polon Sci Lett, série A* : 239-290. Cité par Dussart, 1992.
- 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.
- Osgood R.A. & Stiegler J.E., 1990, « The effects of artificial circulation on a hypereutrophic lake » *Water Resource Bulletin*, 26 : 209-217.
- Osipenko V.V., 1980, « Prognozirovanie daty zamerzaniâ ozera Bajkal po garmoničeskomu algoritmu MGUA » in *Samoorganizaciâ kibernetičeskih sistem*. Kiev : 34-39.
- Osmolovskaâ E.V., 1964, « Ocenka teplogo pritoka i stoka iz Bajkala » in Galazij G.I., Ed, *Elementy gidrometeorologi českoĝo reŝima ozera Bajkal*. Moskva, Nauka, 193 p. : 139-161.

- 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.
- Pagney P., 1988, *Climats et cours d'eau de France*. Paris, Masson, col. Géographie, 248 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.
- Pech P. & Régnault H., 1992, *Géographie physique*. Paris, PUF, col. 1^{er} cycle, 434 p.
- Pédélaborde 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- Rabino Massa E. & Reddavid M., 1995, « L'image du lac à travers la littérature » 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. : 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.
- Rebérac S., 1998, *L'Etang de la Pouge : 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.
- 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.
- Richtofen F.F. von, 1886, *Führer für Forschungsreisende, Anleitung zu Beobachtungen über Gegenstände der Physischen Geographie und Geologie*. Berlin, Robert Oppenheim, 745 p. : 261-291.
- Rossijskaâ Akademiâ Nauk, Otv. Red. Hain V.E. & Mossakovskij A.A., 1995, *Lev Pavlovič Zonenšajn*. Moskva, Nauka, 332 p.
- Rossijskaâ Akademiâ Nauk, Otv. Red. Smirnova N.P., 1993, *Teoretičeskie voprosy klassifikacii ozer*. Sankt-Peterburg, Nauka, 186 p.
- Rossolimo L.L., 1957, *Temperaturnyj režim ozera Bajkal*. Moskva, Akademiâ Nauk SSSR, Trudy Bajkal'skoj limnologičeskoj Stancii n° 16.
- Roux A.L. & Copp G.H., 1993, « Peuplements de poissons » in Amoros & Petts, dir., *Hydrosystèmes fluviaux*. Paris, Masson, 300 p. : 151-166.
- Russel I., 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.
- 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.
- Saringer, 1901, Temperaturverhältnisse in *Resultate der Wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees*. Wien, I, 5. Non consulté.
- 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 Gênes par le Mont-Cenis, et retour par la côte de Gênes 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.
- Schwoerbel J., 1987, *Handbook of Limnology*. Chichester, Ellis Horwood, 228 p.
- 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.
- Simony F., 1850, « Die Seen des Salzkammergutes » *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftliche Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften*, Wien, 4(1-5) : 542-566.
- Smirnova N.P. « Klassifikaciâ ozer po temperature vody i èlementam teplogo balansa » in Rossijskaâ Akademiâ Nauk, Otv. Red. Smirnova N.P., 1993, *Teoretičeskie voprosy klassifikacii ozer*. Sankt-Peterburg, Nauka, 186 p. : 35-51.
- Smirnova N.P., Bovykin I.V. & Andronikova I.N., 1990, « Osnovnye tipy zadač klassifikacii v limnologii » *Geografiâ I prirodnye resursy*, 4 : 156-160.
- 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.
- Smol J., 2000, *Pollution of lakes and rivers*. London, Arnold, 224 p.
- Sokol'nikov V.M., Šimaraev M.N., Kuimova L.N., 1973, « K voprosu o dolgosročnom prognoze èlementov ledovogo režima ozera Bajkal » in *Teoriâ i metody prognoza izmenij geografičeskoj sredy : tezisy soveščeniâ geografov Sibiri i Dal'nego Vostoka*. Irkutsk : 158-159.
- 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 pojezierza 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.
- 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.
- 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., 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.
- 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.
- 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 gakujou 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.
- Testard P., 1995, « Eléments de convergence entre systèmes stagnants et courants » in Pourriot M. & Meybeck M., *Limnologie Générale*. Paris, Masson, 956 p. : 841-848.
- Theurer F.D., Voos K.A. & Prewitt C.G., 1982, « Application of 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.
- 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., 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.
- 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.

- Tihomirov A.I., 1968, « Klassifikaciâ presnovodnyh ozer umerennoj zony po termičeskomu režimu » in *VII sessiâ Učen. Soveta po probleme « Biologičeskie resursy Belogo moriâ I vnutrennih vodoemov Karelii »*. Petrozavodsk : 8.
- Tihomirov A.I., 1982, *Termika krupnyh ozer*. Leningrad, Nauka, 232 p.
- Timms B.V., 1992, *Lake Geomorphology*. Adelaide, Gleneagles, 180 p.
- Tolland H.G., 1977, *Destratification / aeration in reservoirs*. Medmenham, Water Research Centre, England, Technical Report 50, 37 p.
- 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., 1994, *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, 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., 1999 e, « 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., 2001, « 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. & Ishiguro N. (1999) « Les lacs japonais » *Annales de Géographie*, 108(606) : 115-133.
- 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 » *Pettermann'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.
- Valentin S., 1997, *Effets écologiques des éclusées en rivière*. Antony, Cemagref, collection « Etudes », série « Gestion des milieux aquatiques », n° 13, 79 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.

- Vereščagin G.Û., 1925, « Sravnitel'no-limnologičeskoe izučenie ozer kak očerednaâ zadača russoj limnologii » in *Trudy Pervogo Vserossijskogo ridrologičeskogo s'ezda*. Leningrad : 171-173.
- Vereščagin G.Û., 1927, « Nekotorye dannye o režime glubinyh vod Bajkala v rajone Marituâ » *Trudy Komissi po izučeniû ozera Bajkala*, 2 : 77-138.
- Vereščagin G.Û., 1937, « Etudes du lac Baikal, quelques problèmes limnologiques » *Verhandlungen internationale Vereinigung für theoretische and angewandte Limnologie*, 8 : 189-207.
- Vereščagin G.Û., 1949, *Bajkal*, Moskva, Geografiz, 278 p.
- 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.
- 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., 1961, « Les lacs de barrage artificiels du Massif Central français » *Verhandlungen internationale Vereinigung für theoretische and 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.
- Vojejkov A.I., 1899, « Temperatura i oblačnost' na beregu Bajkala i sosednih vysotah » *Meteorologičeskij Vestnik*, 11 : 363-364.
- Vojejkov 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.
- Vorob'ev V.V., 1986, « Nacional'nyj park na Bajkale » *Geografiâ i prirodnye resursy*, 4 : 31-34.
- Vorob'ev V.V., 1988, « Problema Bajkala na sovremennom ètape » *Geografiâ i prirodnye resursy*, 3 : 3-14.

- Vorob'ev V.V. & Martynov A.V., 1988, « Ohranâemye territorii bassejna ozera Bajkal » *Geografiâ i prirodye resursy*, 2 : 31-39.
- Voronin Ū.A., 1985, *Teoriâ klassificirovaniâ i ee prilozhenie*. Novosibirsk, 232 p.
- Votincev K.K., 1961, *Gidrohimiâ oz. Bajkal*. Moskva, Akademiâ Nauk SSSR, Sibirskoe Otdelenie, Vostočno-sibirskij Filial, Trudy Bajkal'skoj limnologičeskoj Stancii n° 20, 312 p.
- 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 and angewandte Limnologie*, 19 : 442-458.
- 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.
- 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., 1907, « The temperature of fresh-water lochs of Scotland, with special reference to Loch Ness » *Transactions of the royal Society of Edinburgh*, 45 : 407-489.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- Wiszniewski 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. Cité par Wetzel, 1983.
- 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 and 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., Negoro K. & Yamamoto S., 1936, « Bandai-goshikinuma no koshougaku-teki yosatsu kenkyu » *Chirigaku Hyoron*, 12 : 1-17 & 126-153.
- Zhitenjowa T.S. & Nikanorow J.I., 1972, « Der Einfluss des vom Konakowschen Wärmekraftwerk abfliessenden Warmwässers auf die biologischen Prozesse im Iwanjkowo Stausee » *Verhandlungen internationale Vereinigung für theoretische and angewandte Limnologie*, 18 : 833-836.
- NB : les langues sans alphabet latin apparaissent dans notre bibliographie en transcription internationale. Quand un auteur a écrit certains articles dans sa propre langue et d'autres dans une langue à alphabet latin, il peut en résulter plusieurs orthographes différentes pour un même nom (par exemple Woeikov, Vojeikov et Voejkov).

TABLES

TABLE DES TABLEAUX

Tableau 1 Caractéristiques morphométriques des trois principaux étangs étudiés dans le bassin de la Glane -----	121
Tableau 2 Caractéristiques morphométriques des bassins d'alimentation des trois principaux étangs étudiés dans le bassin de la Glane-----	127
Tableau 3 Caractéristiques morphométriques de l'étang étudié dans le bassin de la Gorre-----	129
Tableau 4 Caractéristiques morphométriques du bassin d'alimentation de l'étang étudié dans le bassin de la Gorre-----	131
Tableau 5 Caractéristiques morphométriques des deux lacs étudiés dans le bassin de la haute Charente-----	133
Tableau 6 Caractéristiques morphométriques des bassins d'alimentation des deux lacs étudiés dans la région de la haute Charente -----	135
Tableau 7 Caractéristiques des barrages de la haute Dordogne -----	136
Tableau 8 Caractéristiques morphométriques du lac de barrage étudié dans le bassin de la Dordogne -----	136
Tableau 9 L'amplitude thermique annuelle de l'air à Limoges (402 m) et Peyrelevade (820 m) -----	148
Tableau 10 L'écart d'irrégularité de la température de l'air à Limoges, de celle de l'eau du Gorret en amont de l'étang de la Pouge et de la Charente en amont du lac de Lavaud (1998-2000) -----	165
Tableau 11 La variabilité moyenne interdiurne de la Charente en amont de Lavaud et du Gorret en amont de la Pouge-----	171
Tableau 12 L'instabilité interdiurne : le nombre de jours d'affilée pendant lesquels la température moyenne quotidienne de l'eau de la Charente en amont du lac de Lavaud et du Gorret en amont de l'étang de la Pouge varie dans le même sens -----	173
Tableau 13 Les moyennes mensuelles des amplitudes diurnes apériodiques de la température de l'eau de la Charente en amont du lac de Lavaud et du Gorret en amont de l'étang de la Pouge -----	176

Tableau 14 Les moyennes triannuelles mensuelles des amplitudes diurnes apériodiques de la température de l'eau de la Charente en amont du lac de Lavaud et de la température de l'air à Chéronnac -----	176
Tableau 15 Le quotient de l'écart thermique mensuel par l'amplitude diurne de température du fleuve Charente à l'amont du lac de Lavaud et de la rivière Gorret à l'amont l'Etang de la Pouge-----	183
Tableau 16 Le régime des gradients thermiques moyens mensuels de l'air entre Limoges (400 m – 1961-1990) et Peyrelevade (820 m – 1966-1991) -----	187
Tableau 17 Le gradient altitudinal des moyennes mensuelles de température de l'eau entre les bas plateaux et la Montagne Limousine-----	189
Tableau 18 Les gradients des moyennes mensuelles des maxima diurnes moyens des températures de l'eau et de l'air-----	190
Tableau 19 Gradients des maxima diurnes moyens mensuels de la température de l'air entre Limoges et Peyrelevade (1961-1990)-----	191
Tableau 20 Gradients des minima diurnes moyens mensuels de la température de l'air entre Limoges et Peyrelevade (1961-1990)-----	191
Tableau 21 Les gradients des moyennes mensuelles des minima diurnes moyens des températures de l'eau et de l'air -----	191
Tableau 22 Les gradients des moyennes mensuelles du quotient des maxima diurnes par les minima diurnes moyens des températures de l'eau-----	193
Tableau 23 Les températures moyennes mensuelles de l'air et de l'eau à l'entrée et la sortie de l'Etang du Theil -----	331
Tableau 24 L'influence de l'étang du Theil sur les maxima maximorum et minima minimorum mensuels du cours d'eau-----	337
Tableau 25 Maximum maximorum mensuel de la différence de température instantanée entre l'aval et l'amont de l'étang du Theil -----	339
Tableau 26 L'influence de l'étang du Theil sur la variabilité (en degrés) et l'instabilité (en jours) interdiurnes-----	343

Tableau 27 Quantification de l'influence de l'étang sur les variations interdiurnes et intradiurnes de température-----	345
Tableau 28 Le coefficient de corrélation linéaire entre les données de température horaires de l'aval et de l'amont de l'étang du Theil pour chaque mois-----	357
Tableau 29 Le réchauffement des moyennes mensuelles dû à deux étangs en chaîne à déversoirs de surface, les Etangs de Pranaud, en °C -----	359
Tableau 30 Le rôle du 1 ^{er} étang dans la modification des moyennes mensuelles de température de l'eau due à une chaîne à déversoirs de surface : les étangs du Theil et des Garennes -----	361
Tableau 31 La différence de température entre le fond de l'étang de la Pouge et la prise d'eau de fond alimentant l'émissaire-----	370
Tableau 32 L'influence de l'Etang de la Pouge (étang à moine prenant l'eau à 5,60 m de profondeur) sur les moyennes mensuelles, la moyenne annuelle et l'amplitude annuelle de température de l'eau de la rivière Gorret-----	371
Tableau 33 L'influence de l'étang de la Pouge sur les maxima maximorum mensuels du cours d'eau -----	375
Tableau 34 Maximum maximorum mensuel de la différence de température instantanée entre l'aval et l'amont de l'étang de la Pouge, en °C -----	375
Tableau 35 L'influence de l'étang de la Pouge sur les minima minimorum mensuels du cours d'eau -----	377
Tableau 36 L'influence de l'Etang de la Pouge (étang à moine prenant l'eau à 5,60 m de profondeur) sur les moyennes mensuelles et annuelle des amplitudes diurnes apériodiques de température de l'eau de la rivière Gorret -----	379
Tableau 37 La quantification de l'influence couplée de l'Etang de la Pouge sur les variations interdiurnes et intradiurnes de température de la rivière Gorret -----	379
Tableau 38 L'évolution des moyennes de température de l'émissaire du Grand Etang de Cieux-----	393
Tableau 39 L'évolution des moyennes de température (en °C) de l'émissaire du Grand Etang de Cieux, de la Glane en aval de son confluent avec cet émissaire (11900 m) et de la Glane en amont de son confluent avec cet émissaire -----	394

Tableau 40 L'évolution du maximum maximorum (en °C) de l'émissaire du Grand Etang de Cieux, de la Glane en aval de son confluent avec cet émissaire (11900 m) et de la Glane en amont de son confluent avec cet émissaire -----	394
Tableau 41 L'évolution des moyennes mensuelles (en °C) de l'émissaire du Grand Etang de Cieux en fin d'automne -----	397
Tableau 42 L'évolution des moyennes mensuelles (en °C) de la partie amont de l'émissaire du Grand Etang de Cieux en hiver -----	397

TABLE DES FIGURES

Fig. 1 Thématiques et problématiques de l'axe de recherche en géographie limnologique-----	20
Fig. 2 Limnologie en géographie : les lacs à différentes échelles spatiales -----	30
Fig. 3 Limnologie en géographie : le lac à différentes échelles spatio-temporelles-----	32
Fig. 4 Limnologie en hydrologie : le lac, moteur des eaux continentales -----	34
Fig. 5 La température de l'eau, voie d'accès privilégiée à une géographie limnologique : interrelations, répartition-----	52
Fig. 6 La température de l'eau et le fonctionnement anatomique des êtres vivants -----	56
Fig. 7 La température de l'eau, voie d'accès privilégiée à une hydrologie limnologique : alimentation épilimnique et hypolimnique -----	62
Fig. 8 La température de l'eau, voie d'accès privilégiée à une hydrologie limnologique : stratification thermique lacustre et anoxie, un risque pour l'émissaire fluvial alimenté par soutirage hypolimnique -----	64
Fig. 9 Carte de l'Omiwatari, phénomène thermique lacustre le plus anciennement observé et consigné par écrit -----	78
Fig. 10 Les écarts entre les dates d'Omiwatari et celles de prise en glace-----	82
Fig. 11 Portrait du premier savant mondial de la température de l'eau lacustre : Horace-Bénédict de Saussure (1740-1799)-----	86
Fig. 12 Croquis du thermomètre utilisé par de Saussure et de sa protection -----	88
Fig. 13 Carte manuscrite du Titicaca par A. Agassiz, avec les points de sondage bathymétriques et thermométriques-----	94
Fig. 14 Croquis du thermomètre à renversement Negretti et Zambra, instrument révolutionnant les mesures profondes de température de l'eau dans les années 1870 -----	96
Fig. 15 Croquis du boîtier instrumental d'un thermophone-----	100
Fig. 16 Coupe thermique du ruisseau du Grand Etang le 9 juin 1998 à 15 h au premier méandre suivant le confluent avec le ruisseau de Monsac-----	112

Fig. 17 Carte des bassins concentrant l'instrumentation de terrain -----	118
Fig. 18 Carte de localisation des thermomètres du bassin de la Glane -----	120
Fig. 19 Bloc-diagramme du bassin du Grand Etang de Cieux et des sous bassins des étangs du Theil et des Garennes -----	122
Fig. 20 Carte bathymétrique de l'étang du Theil -----	123
Fig. 21 Carte des pentes de l'étang du Theil -----	124
Fig. 22 Carte bathymétrique de l'étang des Garennes -----	125
Fig. 23 Carte des pentes de l'étang des Garennes -----	126
Fig. 24 Carte de localisation des thermomètres du bassin de la Gorre -----	128
Fig. 25 Carte de localisation des thermomètres du bassin de la haute Vézère -----	130
Fig. 26 Carte de localisation des thermomètres du bassin de la haute Charente -----	132
Fig. 27 Carte de localisation des thermomètres du bassin de la Dordogne -----	134
Fig. 28 Comparaison des moyennes mensuelles de la température de l'air et de l'eau fluviale à l'ouest du Limousin -----	150
Fig. 29 La relation entre les températures mensuelles de l'air et de l'eau fluviale à l'ouest du Limousin -----	150
Fig. 30 La relation entre la température de l'air et la différence de température entre l'air et l'eau de la Charente en juin 1999 -----	152
Fig. 31 La relation entre la température de l'air et la différence de température entre l'air et l'eau de la Charente en février 1999 -----	152
Fig. 32 La relation entre la température de l'air et la différence de température entre l'air et l'eau de la Charente en avril 1999 -----	152
Fig. 33 Le régime hydrologique pluvio-évaporal océanique de la Glane au Dérot -----	154
Fig. 34 Le débit de la Gorre et la température de l'eau du Gorret en 1999 -----	156
Fig. 35 Le débit de la Gorre et la température de l'eau du Gorret en janvier 2000 -----	157
Fig. 36 Le débit et la température du ruisseau du Theil de juillet 1999 à mai 2000 -----	158
Fig. 37 Le débit et la température du ruisseau du Theil en janvier 2000 -----	159
Fig. 38 L'écart d'irrégularité des températures atmosphériques et fluviales (1998-2000) -----	162

Fig. 39 Courbes mesurées et calculées de la température de l'eau de la Charente à Saint-Gervais en 1998-2000 -----	164
Fig. 40 Courbes mesurée et calculée des températures de l'eau du Gorret en amont de la Pouge -----	166
Fig. 41 Histogramme de l'écart entre les courbes mesurée et calculée des températures de l'eau du Gorret en amont de la Pouge-----	168
Fig. 42 Histogramme des écarts à la moyenne de la variabilité interdiurne de la température de l'eau de la Charente et du Gorret en amont des plans d'eau -----	170
Fig. 43 Courbe du régime annuel des amplitudes diurnes apériodiques mensuelles du ruisseau du Theil en amont de l'étang -----	172
Fig. 44 Les relations entre l'amplitude diurne apériodique moyenne triannuelle de la température de l'air à Chéronnac et de l'eau de la Charente à Saint-Gervais (1998-2000)-----	174
Fig. 45 Bloc diagramme hydrothermoisoplèthe de la rivière Gorret en amont de l'étang de la Pouge en 1998 -----	178
Fig. 46 Bloc diagramme hydrothermoisoplèthe de la Charente en amont du lac de Lavaud en août 1998 -----	180
Fig. 47 Bloc diagramme hydrothermoisoplèthe de la Charente en amont du lac de Lavaud en novembre 1998 -----	182
Fig. 48 Courbes des moyennes mensuelles de température de l'eau de la Charente-Gorret et de la Vézère en 1998-2000-----	184
Fig. 49 Courbe du gradient moyen mensuel de la température de l'eau entre la Charente-Gorret (245,5 m) et la Vézère (841 m) en 1998-2000 -----	188
Fig. 50 Histogramme du gradient des amplitudes diurnes apériodiques moyennes mensuelles entre la Charente-Gorret (245,5 m) et la Vézère (841 m) en 1999 -----	192
Fig. 51 Les profils thermiques en lac d'eau douce-----	206
Fig. 52 Profils thermiques de l'évolution de la tranche d'eau du lac de Lavaud au printemps 1996 -----	228
Fig. 53 Profils thermiques de l'évolution de la tranche d'eau	

du lac de Lavaud en été 2000 -----	230
Fig. 54 Profils de réchauffement de l'étang de la Pouge le 1 ^{er} juin 2000 -----	232
Fig. 55 Profils de réchauffement de l'étang de Cieux le 22 juillet 2001 -----	234
Fig. 56 Profils de réchauffement de l'étang de Cieux le 24 août 1999 -----	236
Fig. 57 Profils de réchauffement de l'étang de Cieux le 7 juillet 1999 -----	238
Fig. 58 Profils de refroidissement de l'étang de la Pouge le 1 ^{er} et 2 juin 2000 -----	240
Fig. 59 Profils de refroidissement de l'étang de Cieux le 16 et 17 juillet 1999 -----	241
Fig. 60 Profils de refroidissement de l'étang de Cieux le 22 et 23 juillet 2001 -----	242
Fig. 61 Diagramme PHT du cycle diurne des températures de l'étang de Cieux le 24 août 1999 -----	244
Fig. 62 Diagramme PHT du cycle diurne des températures de l'étang de Cieux le 30 mai 2001 -----	245
Fig. 63 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe relatif de la différence entre la subsurface (50 cm) et le fond (500 cm) de l'étang de la Pouge en avril 2000 -----	246
Fig. 64 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe relatif de la différence entre la subsurface (50 cm) et le fond (500 cm) de l'étang de la Pouge en mai 2000 -----	248
Fig. 65 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe relatif de la différence entre la surface et le fond (230 cm) de l'étang de Cieux en juillet 1999 -----	250
Fig. 66 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe relatif de la différence entre la surface et la profondeur de 180 cm dans l'étang de Cieux en juillet 1999 -----	251
Fig. 67 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe relatif de la différence entre la surface et la profondeur de 125 cm dans l'étang de Cieux en juillet 1999 -----	252
Fig. 68 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe relatif de la différence entre la surface et la profondeur de 90 cm dans l'étang de Cieux en juillet 1999 -----	253
Fig. 69 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe relatif de la différence entre la surface et la profondeur de 75 cm dans l'étang de Cieux en juillet 1999 -----	254
Fig. 70 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe relatif de la différence entre la surface et la profondeur de 55 cm dans l'étang de Cieux en juillet 1999 -----	255

Fig. 71 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe absolu de la profondeur de 230 cm dans l'étang de Cieux en juillet 1999-----	256
Fig. 72 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe relatif de la différence entre les profondeurs de 400 et 500 cm dans l'étang de la Pouge en avril 2000 -----	258
Fig. 73 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe relatif de la différence entre les profondeurs de 400 et 500 cm dans l'étang de la Pouge en mai 2000 -----	260
Fig. 74 Courbes de température de l'étang de Cieux à 12 profondeurs différentes pour un pas de temps de 1 minute sur 30 heures (14 août 2001 11h – 15 août 2001 16h59)-----	262
Fig. 75 La thermocline et les bornes du métastagnion de l'étang de Cieux le 24 août 1999 à 18 h, définies par les valeurs des dérivées directionnelles-----	264
Fig. 76 La thermocline et les bornes du métastagnion de l'étang de Cieux le 24 août 1999 à 16 h, définies par les valeurs des dérivées directionnelles-----	266
Fig. 77 Représentation dans le temps et l'espace vertical de la dérivée directionnelle de la température fonction de la profondeur dans l'étang de Cieux le 24 août 1999 -----	268
Fig. 78 Représentation dans le temps et l'espace vertical de la dérivée seconde de la température fonction de la profondeur dans l'étang de Cieux le 24 août 1999 de 14 à 22 h-----	270
Fig. 79 Graphique des oscillations de la thermocline à l'intérieur du métastagnion de l'étang de Cieux le 24 août 1999-----	272
Fig. 80 Diagramme PHT du cycle diurne moyen mensuel des températures sur la tranche d'eau de l'étang de la Pouge en mai 2000 -----	273
Fig. 81 Diagramme PHT du cycle diurne moyen bimensuel des températures sur la tranche d'eau de l'étang de Cieux en juillet et août 1999 -----	274
Fig. 82 La profondeur moyenne horaire de la thermocline estivale de l'étang de Cieux -----	276
Fig. 83 Les vitesses de vent (course 800 et 200 m) nécessaires à la déstratification de l'étang de Cieux en moyenne estivale (7 juillet – 29 août 1999)-----	278
Fig. 84 Profils de température et d'oxygène dissous dans l'étang de Cieux le 27 juillet 2001 à 17 h-----	280
Fig. 85 Carte des températures de l'eau de subsurface (sous la banquise) et de surface	

de l'étang de la Pouge le 28 janvier 1998 entre 9h30 et 13h -----	284
Fig. 86 Carte des températures de l'eau de surface de l'étang de Rochechouart le 16 août 1998 entre 15 et 16 h -----	286
Fig. 87 Carte de l'oxygène dissous dans l'eau de surface de la baie de Pranaud de l'étang de Cieux le 13 juillet 2001-----	288
Fig. 88 Organigramme de classification thermo-mictique générale -----	312
Fig. 89 Typologie thermo-mictique des plans d'eau limousins -----	320
Fig. 90 Carte du réchauffement du ruisseau par l'étang du Theil à différentes échelles de temps ----	332
Fig. 91 Histogramme de l'écart d'irrégularité interannuelle des moyennes mensuelles des différences de température entre l'aval et l'amont de l'étang du Theil (1998-2001)-----	334
Fig. 92 Histogramme des moyennes mensuelles des différences de température entre l'aval et l'amont de l'étang du Theil (moyenne triannuelle mai 1998 – juin 2001)-----	336
Fig. 93 Courbes du cycle diurne moyen mensuel de juin 1998 en amont et en aval de l'étang du Theil -----	338
Fig. 94 Histogramme du retard thermique relatif du ruisseau en aval de l'étang du Theil en juin 1998-----	340
Fig. 95 Courbes du cycle diurne moyen mensuel de janvier 1999 en amont et en aval de l'étang du Theil -----	342
Fig. 96 Graphique de l'effet de l'étang du Theil sur les variations croisées interdiurnes et intradiurnes de la température de l'eau fluviale -----	344
Fig. 97 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe du ruisseau du Theil en amont de l'étang en juin 1998-----	346
Fig. 98 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe du ruisseau du Theil en aval de l'étang en juin 1998 -----	347
Fig. 99 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe relatif de la différence entre l'aval et l'amont de l'étang du Theil en juin 1998-----	348
Fig. 100 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe du ruisseau du Theil en amont de l'étang en décembre 1998-----	350

Fig. 101 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe du ruisseau du Theil en aval de l'étang en décembre 1998 -----	351
Fig. 102 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe relatif de la différence entre l'aval et l'amont de l'étang du Theil en décembre 1998-----	352
Fig. 103 Histogramme des écarts à la moyenne biannuelle 1998-2000 (0,75) des coefficients de Pearson mensuels des droites de régression de la température horaire entre l'amont et l'aval de l'étang du Theil -----	354
Fig. 104 Le refroidissement de l'eau du ruisseau par l'étang du Theil en fonction du débit, du 8 novembre 1999 au 18 février 2000-----	356
Fig. 105 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe doublement relatif de la différence entre l'aval et l'amont des étangs du Theil et des Garennes en juin 2000 -----	358
Fig. 106 Courbes des températures moyennes mensuelles amont, intermédiaires et aval de la chaîne des trois étangs du Theil, des Garennes et de Cieux-----	360
Fig. 107 Histogramme thermo-oxymétrique de la chaîne des étangs du Theil, des Garennes et de Cieux le 9 juillet 2001 -----	362
Fig. 108 Courbes des coefficients inter- et intradiurnes de l'effet d'un étang de bas plateau (le Theil) sur le ruisseau en 1999-----	364
Fig. 109 Courbes des coefficients inter- et intradiurnes de l'effet d'un étang de haut plateau (les Oussines) sur la Vézère en 1999 -----	366
Fig. 110 L'effet de l'étang de la Pouge sur la température de la rivière Gorret en heures cumulées en 1998 -----	371
Fig. 111 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe relatif de la différence entre l'aval et l'amont de l'étang de la Pouge en 1998-----	372
Fig. 112 Courbes de l'influence de l'étang de la Pouge sur les moyennes mensuelles de température de la rivière Gorret -----	374
Fig. 113 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe du Gorret en amont de l'étang de la Pouge en février 1998-----	376
Fig. 114 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe du Gorret en aval de l'étang de la Pouge	

en février 1998-----	378
Fig. 115 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe relatif de la différence entre l'aval et l'amont de l'étang de la Pouge en février 1998-----	380
Fig. 116 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe du Gorret en amont de l'étang de la Pouge en août 1998-----	382
Fig. 117 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe du Gorret en aval de l'étang de la Pouge en août 1998-----	384
Fig. 118 Bloc-diagramme hydrothermoisoplèthe relatif de la différence entre l'aval et l'amont de l'étang de la Pouge en août 1998-----	386
Fig. 119 L'évolution du niveau d'eau du lac de Lavaud en saison chaude et ses relations avec l'emplacement des vannes du barrage-----	388
Fig. 120 Courbes des températures synchrones de l'émissaire de l'étang de Cieux le 10 août 1998 à 16h-16h45-----	396
Fig. 121 Nuage de points de la comparaison de la température calculée par la loi des mélanges et de celle effectivement mesurée sur la Charente en aval du confluent avec la Moulde (site de Suris)----	398
Fig. 122 Courbe des quotients thermiques de la Charente entre l'aval et l'amont des lacs de Lavaud et de Mas Chaban-----	400
Fig. 123 Simulation de la température estivale de la Dordogne en fonction des débits lâchés par le barrage d'Argentat-----	406
Fig. 124 L'évolution de la température de l'eau du réseau hydrographique du Ruisseau du Grand Etang, à travers les tributaires, les émissaires et les étangs-----	408

TABLE DES MATIERES

Remerciements -----	3
DOSSIER ADMINISTRATIF ET MISE EN PERSPECTIVE DE LA DEMARCHE SCIENTIFIQUE -----	9
I. Curriculum vitæ -----	12
II. Activités administratives, responsabilités scientifiques et communication---	15
III. Activités d'enseignement -----	17
IV. Activités de recherche -----	19
<i>IV.1. Epistémologie de la limnologie et de la géographie des lacs-----</i>	<i>21</i>
<i>IV.2. Les chemins d'accès à la recherche géographie limnologique-----</i>	<i>29</i>
<i>IV.2.1. Limnologie en géographie-----</i>	<i>29</i>
<i>IV.2.2. Limnologie en hydrologie -----</i>	<i>33</i>
<i>IV.2.3. Synthèse et spécialisation, recherche fondamentale et appliquée-----</i>	<i>35</i>
<i>IV.3. Le développement d'un axe de recherche en limnographie-----</i>	<i>37</i>
<i>IV.3.1. Partenariats scientifiques et transferts technologiques -----</i>	<i>37</i>
<i>IV.3.2. Partenariats administratifs ou développement d'applications -----</i>	<i>39</i>
<i>IV.3.3. Une recherche en équipe -----</i>	<i>40</i>
<i>IV.3.3.1. UMR 6042 CNRS -----</i>	<i>40</i>
<i>IV.3.3.2. EA 1086, TSP -----</i>	<i>40</i>
<i>IV.3.3.2.1. Matériel, équipement, techniques -----</i>	<i>42</i>
<i>IV.3.3.2.2. Directions de recherches-----</i>	<i>43</i>
<i>IV.3.3.2.3. Liste des publications -----</i>	<i>45</i>

DOSSIER SCIENTIFIQUE INEDIT -----49

Introduction générale :

La température de l'eau, voie d'accès privilégiée à une géographie des lacs et une limnologie des eaux continentales -----	51
---	-----------

CHAPITRE I :

LE THERMOMETRE ET LA RECHERCHE D'UNE CONTINUITÉ SPATIALE ET TEMPORELLE -----	75
---	-----------

1 – LA TEMPERATURE DE L'EAU : DES PREMIERES OBSERVATIONS AUX MESURES ACTUELLES -----	79
---	-----------

1.1 – Les techniques d'étude des températures de l'eau jusqu'aux années 1880 -----	79
---	-----------

1.1.1 – L'attention précoce portée aux effets visibles de la température de l'eau des lacs avant l'utilisation généralisée du thermomètre -----	79
--	-----------

1.1.1.1 – Les archives les plus anciennes -----	79
---	----

1.1.1.2 – Les premiers écrits scientifiques -----	83
---	----

1.1.2 – L'invention du thermomètre et son adaptation aux mesures lacustres -----	83
---	-----------

1.1.2.1 – La mise au point du thermomètre et les découvertes physiques qui serviraient à l'étude thermique des lacs -----	84
---	----

1.1.2.2 – Genève au XVIII ^e siècle, le premier foyer mondial de l'étude de la température de l'eau des lacs -----	85
--	----

1.1.2.2.1 – B. Micheli et J.-A. de Luc, ou la température de l'eau au cœur de la tourmente politique et religieuse -----	85
--	----

1.1.2.2.2 – H.-B. de Saussure, le premier savant de la température de l'eau des lacs -----	87
--	----

1.1.2.2.2.1 – Les thermomètres et les précautions scientifiques prises par de Saussure -----	89
--	----

1.1.2.2.2.2 – Les mesures de la température du Léman à toutes les profondeurs -----	90
---	----

1.1.2.2.2.3 – Les mesures de la température dans divers lacs du Jura et des Alpes -----	91
---	----

1.1.3 – Le problème de la profondeur et les premiers perfectionnements instrumentaux -----	91
---	-----------

1.1.3.1 – Bouteilles préleveuses et premiers thermomètres à déversement -----	92
---	----

1.1.3.2 – Le développement des mesures dans les deux premiers tiers du XIX ^e siècle -----	92
--	----

1.2 – L'évolution des techniques de mesure de la fin du XIX^e siècle à aujourd'hui -----	97
---	-----------

1.2.1 – Une précision conservée malgré la profondeur -----	97
---	-----------

1.2.2 – Des mesures ponctuelles aux mesures en continu -----	101
---	------------

2 – LE MATERIEL DE RECHERCHE EN LIMOUSIN ET DANS L’OUEST DE LA FRANCE	103
2.1 – La représentativité instrumentale des mesures :	
précision, fréquence, croisement des données	103
2.1.1 – Les thermomètres subaquatiques et leurs systèmes de fixation	103
2.1.1.1 – Les thermomètres de l’Université de Limoges et du CNRS de Clermont-Ferrand	103
2.1.1.2 – Les thermomètres d’EPIDOR	105
2.1.1.3 – Les reconstitutions thermiques du Conseil Général de la Charente	106
2.1.2 – Une mesure en continu de la température de l’eau	106
2.1.3 – Les équipements associés à l’instrumentation thermique	107
2.1.3.1 – Le traitement informatique	107
2.1.3.2 – Les équipements limnologiques	108
2.1.3.3 – Les mesures atmosphériques et limnimétriques	110
2.2 – La représentativité spatiale des mesures :	
les critères de localisation des thermomètres	111
2.2.1 – La recherche de l’homothermie fluviale à l’échelle de chaque site	111
2.2.1.1 – L’élimination des sites de mesure hétérogène	111
2.2.1.2 – L’élimination des sites potentiellement contrastés	113
2.2.2 – Le quadrillage thermométrique	114
2.2.2.1 – L’association des points de mesure à l’échelle du réseau hydrographique	114
2.2.2.2 – La répartition des points de mesure à l’échelle régionale	116
3 – CARTE D’IDENTITE DES PLANS D’EAU CHOISIS POUR L’ETUDE	119
3.1 – Les régions d’étangs	119
3.1.1 – Le bassin de la Glane	119
3.1.2 – Le bassin de la Gorre	129
3.1.3 – Le bassin de la haute Vézère	131
3.2. – Les régions lacustres	131
3.2.1 – Le bassin de la haute Charente	133
3.2.2 – Le bassin de la Dordogne	135
Conclusion du chapitre I	137

CHAPITRE II :
LES FACTEURS de RECHAUFFEMENT
ET DE REFROIDISSEMENT DES EAUX,
Ou
LES TEMPERATURES DE L’EAU A PETITE ECHELLE ----- 139

1 – LE BILAN THERMIQUE DE L’EAU : UNE SOMME DE BILANS----- 143

1.1 – Les termes du bilan thermique : une connaissance séculaire----- 143

1.2 – Le bilan thermique en fonction de l’échelle de l’organisme hydrologique----- 144

1.2.1 – La partie climatique du bilan thermique ----- 144

1.2.2 – La partie hydrologique du bilan thermique----- 145

1.2.3 – Les termes secondaires du bilan thermique----- 145

2 – LE COMPORTEMENT THERMIQUE
DES EAUX CONTINENTALES EN LIMOUSIN ----- 147

2.1 – Le climat limousin :
un ensemble de facteurs influençant la température de l’eau----- 147

2.1.1 – Un climat océanique vrai----- 147

*2.1.1.1 – Le Limousin et les deux grands critères du climat océanique vrai :
faible amplitude thermique annuelle et régime pluviométrique à minimum estival ----- 147*

2.1.1.2 – Le Limousin et les signes distinctifs secondaires du climat océanique vrai----- 148

**2.1.2 – L’influence directe des caractères climatiques sur les températures
de l’eau en Limousin----- 151**

**2.1.3 – L’influence indirecte des caractères climatiques sur les températures
des cours d’eau limousins par l’intermédiaire du régime hydrologique----- 153**

2.2 – Une eau de milieu tempéré océanique----- 159

2.2.1 – Les températures de l’eau aux échelles de temps séparées----- 160

*2.2.1.1 – Les températures de l’eau pluriannuelles et annuelles :
une modération irrégulière ----- 160*

2.2.1.1.1 – Un outil adapté : la formule de Ward et Collings----- 160

*2.2.1.1.2 – D’un hiver à l’autre et d’un été à l’autre :
une irrégularité interannuelle de saisons pleines ----- 161*

2.2.1.1.3 - Des variations saisonnières modérées ----- 165

2.2.1.1.3.1 – Le régime des moyennes mensuelles : un été décalé sur l’automne ----- 167

*2.2.1.1.3.2 – Les événements extrêmes :
des maxima maximorum ne dépassant guère 22 °C ----- 169*

2.2.1.2 – Les écarts de températures interdiurnes : un automne variable et instable----- 171

2.2.1.3 - Une faible amplitude diurne ----- 173

2.2.1.3.1 – Une amplitude diurne de moins de 3°C----- 173

2.2.1.3.2 – Des écarts intradiurnes plus élevés en saison chaude ----- 175

2.2.2 – Les températures de l'eau aux échelles de temps croisées -----	177
2.2.2.1 – Les hydro-thermo-isoplèthes -----	177
2.2.2.2 – Le croisement des échelles de temps cycliques-----	181
2.2.2.3 – Le croisement des échelles de temps les plus courtes -----	181
3 – LE GRADIENT ALTITUDINAL DE LA TEMPERATURE	
DES COURS D'EAU LIMOUSINS -----	185
3.1 – L'altitude et les valeurs : un refroidissement concernant surtout les maxima ----	185
3.1.1 – Un gradient altitudinal moyen annuel de 0,5 °C par 100 m -----	185
3.1.2 – Le gradient des maxima et des minima diurnes moyens -----	185
3.1.3 – Le gradient des extrêmes instantanés -----	186
3.1.4 – Des amplitudes moyennes inchangées par l'altitude-----	186
3.2 – L'altitude et les rythmes :	
une moyenne montagne océanique diminuant les irrégularités et décalant les cycles --	186
3.2.1 – D'une année à l'autre et d'un jour à l'autre : des écarts réduits par l'altitude----	186
3.2.2 – Le régime saisonnier du gradient altitudinal :	
des écarts amoindris en saison froide -----	187
3.2.2.1 – Le régime du gradient des températures moyennes mensuelles :	
un maximum de printemps -----	187
3.2.2.2 – Le régime du gradient des extrêmes diurnes moyens mensuels :	
<i>l'altitude diminue les minima en semestre chaud et les maxima en semestre froid</i> -----	190
3.2.2.2.1 – Le régime du gradient des maxima diurnes moyens mensuels :	
un maximum de printemps précédant un minimum secondaire d'été -----	190
3.2.2.2.2 – Le régime du gradient des minima diurnes moyens mensuels :	
un maximum de printemps se poursuivant en été -----	191
3.2.2.2.3 – Le régime du gradient des amplitudes diurnes-----	193
3.3 – L'altitude et son contexte spatial -----	194
3.3.1 – Une diminution des températures et des amplitudes non linéaire -----	194
3.3.2 – Les différences thermiques régionales : la prépondérance de l'altitude-----	194
3.3.2.1 – Le gradient altitudinal -----	194
3.3.2.2 – Le gradient latitudinal -----	195
3.3.2.3 – Le gradient longitudinal -----	196
Conclusion du chapitre II -----	197

CHAPITRE III :
LA REPARTITION GEOGRAPHIQUE
DE LA TEMPERATURE DANS LES PLANS D'EAU
Ou LES TEMPERATURES DE L'EAU A GRANDE ECHELLE----- 199

1 – LA TEMPERATURE ET LA PROFONDEUR DES PLANS D'EAU----- 202

1.1 – Les profils thermiques ----- 202

1.1.1 – Les profils de densité et de température----- 202

1.1.2 – Les profils stratifiés en eau salée----- 204

1.1.3 – Profils stratifiés et profils homothermes en eau douce ----- 205

1.1.3.1 – Stratification directe, inverse et homothermie ----- 205

1.1.3.2 – Les différentes strates lacustres ----- 207

1.1.3.2.1 – La couche de saut thermique ----- 208

1.1.3.2.2 – L'épilimnion et l'hypolimnion ----- 211

1.2 - La propagation du froid ou de la chaleur en profondeur----- 212

1.2.1 – La grande faiblesse du processus de conduction ----- 212

1.2.2 – La convection thermique ou de densité : une convection libre----- 213

1.2.2.1 – Le libre passage de la stratification à l'homothermie----- 213

1.2.2.2 – La convection libre en surface et en profondeur----- 214

1.2.2.3 – La théorie des panaches----- 216

1.2.3 - La convection forcée ou convection mécanique :
les liens entre vent et température ----- 216

1.2.3.1. La convection mécanique en structure homotherme----- 217

1.2.3.2. La convection mécanique en structure stratifiée ----- 218

1.2.3.2.1 – La convection forcée en structure bi-couche ----- 218

1.2.3.2.2 – La convection forcée en structure tri-couche----- 219

1.2.3.2.3 – La convection forcée à l'intérieur de l'épilimnion ----- 220

1.3 – Stabilité ou fragilité de la stratification----- 220

1.3.1 – La détermination de la stabilité d'une colonne d'eau complète----- 220

1.3.2 – La détermination de la stabilité d'une colonne d'eau épilimnique ----- 221

1.4 – La température et l'oxygène des plans d'eau dans la dimension verticale :
les particularités limousines et angoumoises ----- 224

1.4.1 – Une géographie des températures lacustres
appliquée à l'aménagement : les déstratificateurs thermiques ----- 225

1.4.1.1 – Buts et principes des déstratificateurs----- 225

1.4.1.2 – Deux lacs angoumois, Lavaud et son fonctionnement spontané,
le Mas-Chaban et son déstratificateur thermique----- 231

1.4.2 – Les chaînes de mesures thermiques en continu dans les étangs limousins----- 235

1.4.2.1 – L'évolution des profils instantanés en saison chaude :
stratification, brassage forcé et convection libre dans les étangs limousins ----- 235

1.4.2.1.1 - Les demi-cycles diurnes de réchauffement :
une stratification peu contrariée par la convection mécanique ----- 235

1.4.2.1.2 - Les demi-cycles diurnes de refroidissement : une convection libre limitée ----- 239

1.4.2.1.3 - Les cycles diurnes : des cycles fréquemment tronqués----- 243

1.4.2.1.4 - La thermocline des étangs limousins ----- 257

1.4.2.1.4.1 – Un saut thermique prononcé et assez durable-----	257
1.4.2.1.4.2 – Un saut thermique oscillatoire -----	259
<i>1.4.2.2 – Une quantification moyenne de la stabilité de stratification thermique des étangs limousins -----</i>	<i>271</i>
1.4.3 – Les mesures oxymétriques ponctuelles dans les étangs limousins-----	281
2 – LA TEMPERATURE ET LA SUPERFICIE DES PLANS D’EAU-----	283
2.1 – Les contrastes de température de surface-----	283
<i>2.1.1 – Les contrastes thermiques entre les littoraux et le plein lac -----</i>	<i>283</i>
<i>2.1.2 – Les contrastes thermiques entre les différents littoraux-----</i>	<i>285</i>
<i>2.1.2.1 – Les littoraux deltaïques -----</i>	<i>285</i>
<i>2.1.2.2 - Les oppositions thermiques de façades -----</i>	<i>287</i>
<i>2.1.2.3 – La thermopente-----</i>	<i>287</i>
<i>2.1.3 – Les contrastes thermiques entre les différentes portion du plein lac : gradients thermiques latitudinaux et bassins thermiques -----</i>	<i>287</i>
2.2 – Zonation thermique et oxymétrique des lacs et étangs limousins -----	287
3 – LA TEMPERATURE ET LE VOLUME DES PLANS D’EAU LIMOUSINS-----	291
Conclusion du chapitre III-----	292

CHAPITRE IV :	
LA TYPOLOGIE DES PLANS D'EAU	
EN FONCTION DE LEUR THERMO-MICTICITE -----	295
1 – LA CLASSIFICATION REINE DE LA LIMNOLOGIE -----	298
1.1 – De la typologie universelle aux deux classifications juxtaposées-----	298
<i>1.1.1 – La typologie de Forel et son évolution-----</i>	<i>298</i>
<i>1.1.2 – Les lacs à brassage partiel et à brassage complet-----</i>	<i>300</i>
<i>1.1.2.3 – Les lacs holomictiques -----</i>	<i>300</i>
<i>1.1.2.4 – Les lacs méromictiques -----</i>	<i>302</i>
1.2 – Vers une nouvelle classification globale -----	303
<i>1.2.1 – Les critiques et les améliorations apportées aux classifications classiques -----</i>	<i>303</i>
<i>1.2.1.1 – Une typologie descriptive ou explicative ? -----</i>	<i>303</i>
<i>1.2.1.2 – Profondeur et stratification thermique -----</i>	<i>304</i>
<i>1.2.1.3 – La micticité extra-annuelle -----</i>	<i>307</i>
<i>1.2.1.3.1 – La micticité infra-annuelle-----</i>	<i>307</i>
<i>1.2.1.3.2 – La micticité supra-annuelle-----</i>	<i>308</i>
<i>1.2.1.4 – La typologie n'accorde-t-elle pas une importance déraisonnable</i>	
<i>au seuil de 4 °C ?-----</i>	<i>309</i>
<i>1.2.2 – La classification de Lewis -----</i>	<i>309</i>
1.3 – Une typologie : pour quoi faire ?-----	314
<i>1.3.1 - Les problèmes de la classification actuelle-----</i>	<i>314</i>
<i>1.3.2 – Une typologie des typologies des températures lacustres-----</i>	<i>315</i>
<i>1.3.2.1 – Les typologies thermiques-----</i>	<i>316</i>
<i>1.3.2.2 – Les typologies thermo-mictiques -----</i>	<i>316</i>
<i>1.3.2.3 – Les typologies mictiques -----</i>	<i>317</i>
2 – UNE TYPOLOGIE THERMO-MICTIQUE	
DES PLANS D'EAU LIMOUSINS-----	318
2.1. – Les critères de distinction et de distribution des plans d'eau limousins-----	318
2.2 - Les types de plans d'eau limousins en fonction des rythmes de brassage :	
l'importance des seuils de profondeur-----	321
<i>2.2.1 – Les plans d'eau de micticité diurne -----</i>	<i>321</i>
<i>2.2.2 – Les plans d'eau de micticité interdiurne -----</i>	<i>322</i>
<i>2.2.3 – Les plans d'eau de micticité saisonnière -----</i>	<i>322</i>
2.3 – L'irrégularité interannuelle en Limousin -----	323
Conclusion du chapitre IV -----	325

CHAPITRE V :
L'INFLUENCE DES PLANS D'EAU
SUR LES TEMPERATURES DE L'EMISSAIRE,
Ou LES TEMPERATURES DE L'EAU A MOYENNE ECHELLE ----- 327

1 – LES TEMPERATURES EN AMONT ET EN AVAL
DES PLANS D'EAU A DEVERSOIR DE SURFACE ----- 330

1.1 – L'influence d'un étang isolé à déversoir de surface ----- 330

1.1.1 – le rôle du déversement en surface----- 330

1.1.2 – Une eau réchauffée de plusieurs degrés ----- 333

1.1.2.1 – L'irrégularité interannuelle du réchauffement ----- 335

1.1.2.2 – Le régime annuel du réchauffement ----- 335

1.1.2.3 – L'influence de l'étang sur les extrêmes ----- 337

1.1.3 – Les décalages et l'influence sur la variabilité----- 339

1.1.3.1 – L'étang avance-t-il ou retarde-t-il les cycles ?----- 339

1.1.3.1.1 – L'étang avance le cycle annuel ----- 339

1.1.3.1.2 – L'étang retarde le cycle diurne----- 339

*1.1.3.2 – Le croisement de la variabilité diurne et interdiurne :
l'étang a-t-il un effet stabilisateur ou déstabilisateur ? ----- 343*

1.1.3.3 – L'inertie de l'étang ----- 353

1.1.4 – La prévision de l'influence d'un étang à déversoir de surface ----- 355

1.2 – L'effet des chaînes d'étangs ----- 357

1.3 – Y a-t-il un gradient altitudinal de l'influence des étangs ?----- 367

2 – LES TEMPERATURES EN AMONT ET EN AVAL
DES PLANS D'EAU A PRISE DE FOND----- 369

2.1 – L'effet d'un étang à moine sur l'émissaire ----- 369

2.1.1 – Le rôle de l'aspiration profonde----- 369

2.1.2 – Une eau légèrement réchauffée malgré le moine----- 370

2.1.3 – Une réduction des écarts thermiques à courte échelle de temps ----- 377

2.2 – l'effet d'un lac de barrage muni de vannes à différents niveaux ----- 387

3 – LA LONGUEUR DES SEGMENTS FLUVIAUX INFLUENCES -----	390
3.1 – Le rôle des chaînes dans la propagation du caractère lacustre des eaux -----	390
3.2 – Les méthodes d’estimation de la tendance au rétablissement du caractère fluvial des températures en aval des plans d’eau -----	390
<i>3.2.1 – Les approches naturalistes</i> -----	<i>391</i>
<i>3.2.2 – Les approches prédictives</i> -----	<i>391</i>
3.3 – Le linéaire fluvial influencé par les plans d’eau limousins et angoumois -----	392
<i>3.3.1 – Les segments fluviaux influencés par les étangs à déversoir de surface : l’exemple du bassin de la Glane</i> -----	<i>392</i>
<i>3.3.2 – Les segments fluviaux influencés par plusieurs lacs de barrage situés sur des affluents : l’exemple de la haute Charente</i> -----	<i>399</i>
<i>3.3.3 – Les segments fluviaux influencés par des lacs de barrage situés sur le tronc principal : l’exemple de la Dordogne</i> -----	<i>403</i>
Conclusion du chapitre V -----	407
Conclusion générale -----	411
Bibliographie -----	421
Table des tableaux -----	459
Table des figures -----	463
Table des matières -----	471