

Université de Limoges
Ecole Doctorale 375 « Sciences de l'Homme et de la Société (S.H.S) »
Faculté des Lettres et des Sciences Humaines
U.M.R. CNRS 6042 Géolab

Thèse

Afin d'obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Limoges
Discipline : Géographie

Les plans d'eau superficiels :
définition, fonctionnement et aménagements
Etude du lac Balaton, du lac de Grand-Lieu et de l'étang de Cieux

Présentée et soutenue par :

Pierre PAPON

en septembre 2007

Devant un jury composé de :

M. **Laurent TOUCHART**, Professeur des Universités, Orléans – Directeur
M. **Jean-Luc PEIRY**, Professeur des Universités, Clermont-Ferrand – Rapporteur
M. **Jean-Pierre VIGNEAU**, Professeur des Universités, Paris 10 Nanterre – Rapporteur
M^{me} **Véronique MALEVAL**, Maître de Conférences, Limoges - Examinatrice
M. **Loïc MARION**, Chargé de Recherches 1^{ère} classe, CNRS Ecobio, Rennes - Examineur

Université de Limoges

Ecole Doctorale 375 « Sciences de l'Homme et de la Société (S.H.S) »

Faculté des Lettres et des Sciences Humaines

U.M.R. CNRS 6042 Géolab

Thèse

Afin d'obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Limoges

Discipline : Géographie

Les plans d'eau superficiels : définition, fonctionnement et aménagements

Etude du lac Balaton, du lac de Grand-Lieu et de l'étang de Cieux

Présentée et soutenue par :

Pierre PAPON

en septembre 2007



Devant un jury composé de :

M. Laurent TOUCHART, Professeur des Universités, Orléans – Directeur

M. Jean-Luc PEIRY, Professeur des Universités, Clermont-Ferrand – Rapporteur

M. Jean-Pierre VIGNEAU, Professeur des Universités, Paris 10 Nanterre – Rapporteur

M^{me} Véronique MALEVAL, Maître de Conférences, Limoges - Examinatrice

M. Loïc MARION, Chargé de Recherches 1^{ère} classe, CNRS Ecobio, Rennes - Examineur

Avant-propos

Ce travail est né, s'est étoffé et a reçu son point final grâce à un grand nombre de personnes, de tous les horizons. Elles m'ont toutes aidé à leur manière, que ce fût par un soutien scientifique, technique, matériel ou moral. Je leur exprime toute ma gratitude et mes plus sincères remerciements.

Je tiens en premier lieu à remercier Laurent TOUCHART, Professeur des Universités, pour avoir dirigé mes recherches avec un constant soutien, ses critiques constructives, ses conseils scientifiques avisés et une disponibilité inaltérable.

J'exprime également toute ma reconnaissance aux membres du jury :
 M. Jean-Luc PEIRY, Professeur des Universités à Clermont-Ferrand et
 M. Jean-Pierre VIGNEAU, Professeur des Universités à Paris 10 Nanterre pour avoir accepté d'être les deux rapporteurs de ce travail.
 M^{me} Véronique MALEVAL, Maître de Conférences à Limoges et
 M. Loïc MARION, Chargé de Recherches 1^{ère} classe au CNRS Ecobio de Rennes, pour avoir apporté leur examen critique à ces recherches.

Durant ces sept années de recherches, depuis ma maîtrise, nous avons travaillé en équipe. Les rapports entre collègues qui prévalaient se sont rapidement transformés en amitié. Je tiens donc à saluer le plus bas que ma souplesse m'y autorise, Matthieu CARLINI, docteur en géographie, Rémi CROUZEVALLE, Assistant Ingénieur au Département de Géographie, et Benoît SAVY, docteur en géographie. La bonne humeur est toujours restée présente aux travers des heures passées ensemble. Sans eux, les après-midi caniculaires sur une barque minuscule ne seraient pas un bon souvenir, tout comme les nombreuses averses essuyées, les périlleux parcours sur les bords gelés d'un étang, les interminables marches dans le lit d'un cours d'eau ou les longs moments de détresse face à des problèmes méthodologiques de cartographie. Nos coups de soleil, l'eau dans nos cuissardes, nos doigts glacés dans une eau proche de 0 °C, nos innombrables kilomètres en voiture, à pied ou en barque, nos cheveux arrachés face à un écran d'ordinateur, font partie intégrante de ce travail et de la motivation qu'il a fallu fournir.

Je tiens à remercier tous les membres du Département de Géographie de la Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Limoges. Grâce à eux, j'ai pu devenir chargé de cours dès mon D.E.A., puis allocataire-moniteur et A.T.E.R. durant mon doctorat. Je tiens à remercier particulièrement Eric ROUVELLAC, directeur de l'I.U.P. « Valorisation du Patrimoine Rural », qui m'a confié des cours et m'a fait confiance durant six années. Je remercie également les autres collègues enseignants-chercheurs et techniciens auprès desquels j'ai trouvé un soutien humain et une aide pour mes enseignements.

Il n'aurait pas été d'ambiance de travail agréable, dans laquelle on puise une certaine motivation, sans les doctorants en Géographie de l'Université de Limoges : Patrick AUGER, Pascal BARTOUT, Ludovic BOUSSIN, Delphine BRUNAUD, Julien DELLIER, Hussein EL HAGE HASSAN, Myriam GUILLABOT, Claire LABRUE, Nicolas LHERITIER, Sylvain LEROUX, Angélique MAURIAT et Sandrine PENYS. Parmi les anciens étudiants avec qui j'ai pu travailler, je voudrais également remercier Gaëlle NION pour les données de la station météorologique dont elle avait la charge.

Ce travail n'aurait pu être réalisé sans le concours de l'U.M.R. 6042 CNRS, de l'équipe d'accueil 1086 et de l'Association à Intérêt Géographique, Limnologique et Environnemental.

En dehors de l'Université de Limoges, je tiens à remercier les personnes rencontrées durant mes recherches sur les plans d'eau étudiés.

J'ai tout d'abord une immense reconnaissance envers Tibor CSERNY, hydrogéologue à l'Institut de Géologie de Hongrie, sans qui je n'aurais pu approcher le Balaton que comme un simple touriste. Dès notre rencontre et sans me connaître, Tibor m'a fait découvrir le lac, fait confiance pour les échantillonnages, donné les résultats des analyses et accueilli à l'Institut de Géologie de Budapest. Je tiens à remercier également Péter PAPP, géologue, pour sa gentillesse, ses traductions du hongrois au français et son dévouement pour l'hôte que j'étais. Il me tient à cœur de rendre grâce à leur hospitalité et leur chaleur humaine, si réconfortante pour un jeune étudiant loin de son pays. A tous les deux : *Köszönöm szépen.*

Je tiens également à remercier M. Brezsnýánszky KÁROLY, ancien directeur de l'Institut de Géologie Hongrois, pour m'avoir autorisé à travailler au sein du *Magyar Állami Földtani Intézet* de Budapest (Institut National Hongrois de Géologie). Je remercie MM. MAROSI et KERTÉSZ, académiciens des Sciences, pour les entretiens qu'ils m'ont accordés. J'associe à mes remerciements les bibliothécaires de l'Institut de Géologie et du V.I.T.U.K.I. pour leur patience et leur efficacité à répondre à mes attentes, et ce, malgré le fait que nous ne parlions aucune langue commune.

Je n'aurais pu travailler sur le lac de Grand-Lieu sans l'autorisation de la S.N.P.N. (Société Nationale de Protection de la Nature), gestionnaire de la Réserve Naturelle du lac. Je remercie par conséquent M. François RAMADE, ancien président de la S.N.P.N., M. Michel ECHAUBARD, Secrétaire Général, et M. Loïc MARION, Directeur Scientifique de la Réserve Naturelle du lac de Grand-Lieu. Je remercie également ce dernier pour m'avoir transmis des données météorologiques.

Je tiens à remercier particulièrement Patrice BORET, technicien de la S.N.P.N., pour nous avoir accompagné sur le lac et aidé à la pose et au retrait des stations thermométriques. Sa connaissance du terrain nous a été grandement utile. Je le remercie également pour les nombreux documents et pour les données bathymétriques du lac.

Le Grand Etang de Cieux nous est resté accessible durant des années. Grâce à cela, nous avons pu expérimenter et prendre un grand nombre de mesures. Je tiens donc à remercier le Mairie de Cieux, ainsi que M^{me} Sophie MORENO et M. Jean-François NARDOT, directeurs de Géonat et gestionnaires du plan d'eau, pour nous avoir permis de travailler en toute liberté.

Enfin je tiens à faire connaître la serviabilité et la rapidité des équipes de Météo France auprès desquelles j'ai demandé de l'aide, notamment M. Yves LE LANN du Centre Départemental de Loire-Atlantique, et l'équipe du Centre de Limoges-Bellegarde.

Enfin, un travail comme celui-ci n'aurait pu toucher à sa fin sans le soutien des personnes qui furent là bien avant le début de mon doctorat. Si leur participation n'a rien à voir avec la discipline géographique, elle est inestimable et indispensable. Je les remercie tous le plus chaleureusement possible :

Mes parents, pour les relectures efficaces et pour leur soutien inconditionnel dans chacune de mes entreprises.

Françoise et Yann, pour leurs encouragements et leur présence, et pour m'avoir donné une nièce et un neveu merveilleux.

Encore une fois Benoît, Matthieu et Rémi, pour toutes les autres choses qui ne concernent pas les travaux de recherches.

Aurélien, mon camarade durant nos pérégrinations hongroises, qui m'a aidé dans mes recherches de contacts à Budapest et sans qui ces séjours auraient paru plus longs.

Enfin, je tiens à exprimer toute ma gratitude aux Hongrois qui ont croisé mon chemin et qui se sont montrés si hospitaliers. A Sandy et sa famille, qui m'ont loué un appartement pendant plusieurs semaines pour seulement quelques forints. A Magda, pour nous avoir hébergé plusieurs fois et fait découvrir Budapest.

Sommaire

Les plans d'eau superficiels : définition, fonctionnement et aménagements

Etude du lac Balaton, du lac de Grand-Lieu et de l'étang de Cieux

Introduction générale	13
PARTIE I : DE LA NECESSITE D'UNE ETUDE SUR LES PLANS D'EAU SUPERFICIELS : DE LEUR EXISTENCE FLOUE DANS LA LITTERATURE A LA RECHERCHE DE LEUR IDENTITE	21
I – 1. Les plans d'eau superficiels à travers la littérature et le monde	24
I – 1.1. Les plans d'eau peu profonds dans la littérature limnologique : un sujet superficiel.....	24
I – 1.2. Les lacs superficiels dans le monde.....	27
I – 2. Qu'est-ce qu'un plan d'eau superficiel ?	32
I – 2.1. Les définitions proposées : des lacs et étangs aux plans d'eau superficiels.....	32
I – 2.2. Une donnée essentielle : la profondeur.....	36
I – 2.3. Les caractéristiques des plans d'eau superficiels.....	48
I – 2.4. L'eutrophisation : un phénomène naturel des plans d'eau superficiels.....	56
I – 3. De l'impératif de la faible profondeur aux choix des terrains d'études	62
I – 3.1. Principes de l'étude : des différents plans d'eau peu profonds.....	62
I – 3.2. Trois plans d'eau peu profonds pour terrains d'étude.....	67
I – 3.3. De la « mer hongroise » en milieu semi-continental à l'étang limousin, en passant par un Grand-Lieu océanique.....	97
PARTIE II : DU CHOIX DES PARAMETRES ETUDIES A LEURS METHODES DE MESURES	103
II – 1. La course du vent : un facteur représentatif de l'influence des dimensions horizontales	106
II – 1. 1. Le vent et sa course sur le plan d'eau.....	106
II – 1.2. De la course du vent potentielle au fetch modulé.....	115
II – 1. 3. La méthode de mesure et de cartographie du fetch.....	118
II – 2. Les mesures des témoins de l'impact du vent	132
II – 2.1. La température de l'eau croisée avec les conditions météorologiques.....	132
II – 2. 2. La charge sédimentaire.....	142
II – 3. La mesure de la qualité de l'eau	153
II – 3.1. L'échantillonnage de l'eau.....	153
II – 3.2. La mesure de la fraction dissoute : les nutriments.....	158
II – 3.3. La mesure de la fraction en suspension : MES et transparence de l'eau.....	164

PARTIE III : DE LA REPARTITION DES COURSES DE VENT A L'IMPACT DES CONDITIONS METEOROLOGIQUES SUR LES PLANS D'EAU SUPERFICIELS, POUR UNE GESTION ADAPTEE.....	169
III – 1. Les courses de vent sur des exemples de plans d'eau superficiels.....	172
III – 1.1. Les courses de vent potentielles.....	172
III – 1.2. Le fetch effectif continu.....	179
III – 1.3. Les courses de vent croisées avec la répartition annuelle des vents : le fetch modulé.....	196
III – 2. Le comportement des plans d'eau superficiels : de l'échelle mensuelle à l'échelle horaire.....	214
III – 2.1. L'analyse des températures de l'échelle mensuelle à journalière.....	214
III – 2.2. L'analyse des températures de l'échelle horaire.....	225
III – 3. Les solutions d'aménagements.....	251
III – 3.1. La lutte contre l'eutrophisation dans les plans d'eau superficiels.....	251
III – 3.2. Les aménagements du lac Balaton : un exemple de gestion contre l'eutrophisation.....	257
III – 3.3. Des aménagements applicables à tous les plans d'eau superficiels ?.....	268
Conclusion générale.....	275

Introduction générale

A l'échelle planétaire, la répartition de l'eau est caractérisée par de grandes disparités géographiques. Sa rareté inquiète les populations des régions arides, tandis que les crues dévastatrices préoccupent les habitants de certaines zones équatoriales. A ces inégalités de ressource, s'ajoutent les problèmes de qualité de l'eau. Les différences de moyens dans la gestion complexifient les niveaux de priorité. Cette dernière est la potabilisation dans les pays pauvres, tandis que la préservation des écosystèmes aquatiques prévaut dans les pays occidentaux.

Dans un hydrosystème planétaire composé en très grande proportion d'eau salée, l'humanité doit composer avec seulement 3 % d'eau douce, répartie dans l'atmosphère, les nappes, les cours d'eau, les lacs et les glaces. Dans la part d'eau utilisable par l'Homme, les lacs contiennent 123 000 km³ d'eau douce, soit 3 à 4 fois plus que celle transitant par les cours d'eau.

Parmi les millions de plans d'eau essaimés à la surface de la Terre, certains possèdent la particularité d'être peu profonds. Sensibles à leur environnement, ces fines pellicules d'eau représentent un important témoin des bouleversements liés aux activités anthropiques. Ces plans d'eau superficiels sont d'autant plus précieux qu'ils abritent des richesses biologiques qui leur sont propres. De leur platitude découlent donc des écosystèmes spécifiques. La forte présence d'une végétation littorale, pouvant gagner facilement le large, constitue une niche écologique idéale pour certaines espèces d'oiseaux, de batraciens et de mammifères. Pour cela, les plans d'eau pelliculaires représentent l'habitat d'une biodiversité végétale et animale particulièrement riche. Leur préservation en est d'autant plus importante et celle-ci passe par une meilleure compréhension du fonctionnement de ces organismes lacustres pelliculaires.

Les plans d'eau superficiels sont des organismes fragiles, difficiles à gérer. La faible épaisseur de la tranche d'eau implique un grand nombre de mécanismes particuliers.

Une profondeur réduite induit des relations plus fortes entre la surface (l'interface air-eau) et le fond (l'interface eau-sédiment), en comparaison avec les plans d'eau profonds. La proximité de ces deux interfaces entraîne nombre de mécanismes propres aux plans d'eau pelliculaires. Les forçages externes, comme le vent et la température de l'air par exemple, que subit directement l'eau de surface, ont des conséquences proportionnellement accentuées sur le fond. Une faible lame d'eau constitue un moindre rempart contre eux. Ainsi, allons-nous retrouver dans ces plans d'eau une tendance naturelle à l'eutrophisation, liée aux mécanismes de remise en suspension des sédiments et de relargage des éléments nutritifs adsorbés. La fragilité de ces plans d'eau s'exprime également par un temps de réponse relativement court face à un bouleversement extérieur, qu'il soit naturel ou d'origine anthropique.

Parmi les recherches sur les hydrosystèmes continentaux, la potamologie et la limnologie s'attachent respectivement à percer les secrets des eaux courantes et stagnantes. La science qui étudie les lacs (*limnè* en grec) est née sous l'impulsion du suisse F.A. Forel (1841-1912), avec ses travaux sur le lac Léman. Discipline relativement jeune, elle est principalement pratiquée depuis son invention par les biologistes dont les riches travaux aident à la compréhension des écosystèmes lacustres. Les géographes, quant à eux, avaient jusqu'alors quelque peu délaissé les systèmes lentiques au profit d'innombrables études sur les systèmes lotiques.

La géographie apporte pourtant une approche interdisciplinaire permettant d'appréhender les plans d'eau d'une manière différente et complémentaire de l'hydrobiologie lacustre. Le plan d'eau est abordé par un changement d'échelles spatiales et temporelles, de son bassin d'alimentation aux propriétés de son eau en passant par son volume, et de ses bilans hydrologiques annuels aux comportements

horaires de températures de l'eau. Cette approche tient parallèlement compte de l'occupation humaine et des conditions météorologiques dans le bassin d'alimentation, jusqu'à l'étude de l'organisme lacustre et de ses eaux.

Parmi les caractéristiques d'un plan d'eau, son volume est essentiel dans sa capacité à réagir face aux forçages externes. Moins un lac contiendra d'eau, plus il sera sensible aux variations environnantes. Cependant, il serait simpliste d'associer l'inertie d'un lac à un simple cubage. Le volume d'un lac résulte du croisement de ses dimensions horizontales et de sa dimension verticale. Ainsi, à volume d'eau égal, deux lacs peuvent présenter des différences morphologiques importantes, l'un étant profond mais de petite superficie tandis que l'autre possède une faible dimension verticale avec une très grande étendue. Avec un même volume, ces deux plans d'eau auront-ils le même comportement face aux forçages externes ?

Le volume d'eau n'est donc pas le seul poste influant de l'inertie lacustre. S'il peut expliquer en partie la sensibilité d'un plan d'eau face à son environnement, il faut bel et bien chercher du côté des proportions entre superficie et profondeur. Comment alors aborder le sujet devant une telle diversité morphologique ? Quels lacs peuvent être comparés ?

Aborder ce sujet en faisant varier toutes les dimensions à la fois s'avère rapidement stérile ou pour le moins trop complexe. C'est pourquoi le choix d'une étude des plans d'eau peu profonds semble permettre de répondre en partie à ce questionnement. Dans cette approche, la variable profondeur bloquée autorise la comparaison entre des lacs de dimensions horizontales différentes. C'est donc la profondeur relative que nous ferons varier.

Notre étude passera en partie par l'observation de trois plans d'eau principaux, situés en Europe, sous climat tempéré, dont la profondeur absolue est relativement faible, c'est-à-dire quelques mètres seulement. Leur superficie quant à elle varie de quelques dizaines d'hectares à plusieurs centaines de kilomètres carrés.

Au-delà d'un simple changement d'échelles, la proportion entre la profondeur et la superficie, soit la profondeur relative, sera le point central de la réflexion.

De quel indice, entre la profondeur absolue et relative, doit-on tenir compte pour qualifier un plan d'eau de superficiel ? Autrement dit, la seule profondeur absolue permet-elle de définir un plan d'eau comme peu profond ? Existe-t-il des points communs entre ces plans d'eau ? Existe-t-il un type de plans d'eau superficiels ? Si tel est le cas, y a-t-il une gestion durable, applicable et adaptée à cette famille de plans d'eau ?

Nous aborderons dans une première partie les travaux menés sur les plans d'eau superficiels. A travers une revue bibliographique, nous tenterons de déceler chez les auteurs la présence ou non des plans d'eau superficiels en tant que type à part entière. Les ouvrages présentés iront des grands manuels généraux de limnologie jusqu'à la littérature plus spécialisée. Nous verrons par la suite que la définition des plans d'eau pelliculaires doit passer par l'utilisation d'indices et notamment celui de la profondeur relative appelé également l'indice de creux. Plusieurs modes de calcul ayant été proposés, nous nous permettrons d'émettre, sur des fondements scientifiques, un choix parmi ceux-ci. Afin de compléter notre approche des plans d'eau peu profonds, nous tenterons de mettre en exergue leurs caractéristiques communes, ainsi que les points sur lesquels ils peuvent être différenciés. Après avoir posé les bases de notre réflexion, nous présenterons et justifierons notre approche scientifique ainsi que les plans d'eau étudiés.

La deuxième partie est principalement d'ordre méthodologique à travers le choix et la description des paramètres étudiés, la manière de les mesurer ainsi que les techniques employées pour croiser les informations récoltées.

Tout d'abord, nous verrons sur quels forçages externes nous avons décidé de nous focaliser. Nous expliquerons pourquoi le vent et sa course sont des facteurs cruciaux dans le fonctionnement d'un plan d'eau peu profond. Nous traiterons ensuite des

différentes manières d'aborder la course du vent (le *fetch* pour les anglo-saxons). Il s'avère en effet que cette notion va au-delà d'une simple distance entre la berge et un point du plan d'eau. Enfin, nous verrons comment, à l'aide de la géomatique, il est possible de réaliser une quantification et une cartographie précises et relativement rapides de ce paramètre.

Pour compléter le faisceau des facteurs externes au plan d'eau à observer, nous exposerons nos choix dans l'observation des conditions météorologiques. Parallèlement aux mesures des forçages externes, il nous a fallu choisir des paramètres permettant de témoigner du comportement du plan d'eau. La température de l'eau, à différentes profondeurs, autorise cette exigence méthodologique et constitue, au-delà de l'aspect technique des mesures, un témoin capital dans le fonctionnement du plan d'eau.

L'étude de nos plans d'eau superficiels ne pouvait se faire sans une estimation de la qualité de leur eau. Nous présenterons donc dans une ultime sous-partie les paramètres utilisés, ainsi que les méthodes employées, pour surveiller la qualité des eaux de nos terrains d'études.

Dans la troisième et dernière partie, nous nous attacherons à présenter les résultats de nos recherches et les interprétations qui en découlent. Quels renseignements nous fournissent les différentes cartographies des courses de vent ? Ce facteur fait-il réellement apparaître des différences ou des points communs entre nos plans d'eau ?

La mesure simultanée des conditions météorologiques et des températures de l'eau permettra de mettre en exergue un certain nombre de comportements dans nos plans d'eau superficiels. La description des relations existantes entre les forçages externes et le fonctionnement du plan d'eau devra être abordée à plusieurs échelles de temps, des moyennes annuelles aux données en continu. Grâce à cela, nous pourrions appréhender les temps et l'importance de réaction de la tranche d'eau face aux

conditions climatiques. Cette approche sera menée parallèlement sur des plans d'eau de superficies différentes.

Enfin, au regard de nos résultats, nous tenterons de mener une réflexion sur l'aménagement des plans d'eau de faible profondeur. Ces plans d'eau nécessitent-ils une gestion adaptée ? Ce questionnement tentera de trouver une réponse à travers une brève revue des aménagements proposés ainsi qu'un exemple concret de gestion.

PARTIE I

**De la nécessité d'une étude
sur les plans d'eau superficiels :
de leur existence floue dans la littérature
à la recherche de leur identité.**

La limnologie, qui étudie les plans d'eau, naquit en Suisse par les recherches et sous la plume de François-Alphonse Forel, à travers sa monographie du Léman. Avec ses 310 m de profondeur, il est difficile d'évoquer le célèbre lac franco-suisse comme un plan d'eau peu profond. Depuis Forel, un grand nombre de limnologues ont publié monographies et manuels en couvrant toutes les disciplines scientifiques liées de près ou de loin à l'étude des plans d'eau. Nous nous devions dans un premier temps d'explorer ces travaux afin de tenter d'y trouver des traces de ce que nous appelons *plans d'eau superficiels* et que les anglo-saxons nomment *shallow lakes*.

Sur la base de nos lectures, il nous a semblé par la suite pertinent de proposer une réflexion sur ce que sont ces plans d'eau pelliculaires. L'aboutissement d'une telle question passe nécessairement par quelques pérégrinations. Ainsi nous sommes nous demandé quels seraient les paramètres permettant de définir ces plans d'eau et si ces derniers possédaient des traits particuliers, des caractères communs, inhérents à leur platitude. Enfin, pourquoi un phénomène comme l'eutrophisation les touche de manière récurrente.

Après avoir mis en exergue les champs connus et inconnus, notre étude devait trouver un angle d'approche, apte à répondre à nos questions. Cette première partie s'achève donc sur une réflexion problématique et le choix d'une base solide de travail. En dernier lieu, vient la présentation des plans d'eau étudiés durant nos travaux et les raisons pour lesquelles ils ont été choisis pour terrains d'investigations.

I – 1. Les plans d'eau superficiels à travers la littérature et le monde

I – 1.1. Les plans d'eau peu profonds dans la littérature limnologique : un sujet superficiel

Peu de manuels de limnologie consacrent plus de deux lignes aux plans d'eau superficiels, les *shallow lakes* anglo-saxons. Nous retrouvons souvent des essais de définition des étangs mais rares sont les auteurs qui s'étendent sur les lacs superficiels. Seul Scheffer (1998), auteur de *Ecology of shallow lakes*, nous fournit un ouvrage entièrement dédié aux plans d'eau superficiels. Notons également que Burgis et Morris (1987) consacrent un chapitre entier à ce sujet.

Welch (1952) aborde la profondeur des plans d'eau au cours d'un sous-chapitre. Cependant, son regard ne se porte que vers quelques lacs parmi les plus profonds au monde, avec le Baïkal ou encore le Crater. Il considère par la suite ces exemples comme rares et donne une profondeur maximum de 30 mètres à la plupart des lacs. Plus loin dans son ouvrage, nous retrouvons un chapitre consacré aux étangs.

Goldman et Horne (1983) dans un paragraphe intitulé « *Ponds versus lakes* », mettent l'accent sur le problème de la profondeur comme définissant à elle seule un lac ou un étang. Par les exemples des lacs Tchad et Winnipeg, ils introduisent la relativité entre profondeur et superficie. Ils ne distinguent pas pour autant, à travers une définition, les plans d'eau profonds et superficiels.

Meybeck (1995) propose une classification des plans d'eau en fonction de leur indice de creux moyen. Ce dernier est basé sur l'indice de creux inventé par Delebecque. Nous détaillerons plus loin le calcul de cet indice. Pour un grand nombre de lacs mondiaux, l'auteur a établi 5 classes de plans d'eau suivant leur indice de creux (*Tab. I-1*). Cependant, les seuils fixés ne trouvent aucune justification.

Nous sommes alors en droit de nous demander sur quels critères physiques ou statistiques cette discrétisation est fondée.

Indice de creux moyen	Classe
< 0,1	Lacs très plats
de 0,1 à 0,5	Lacs plats
de 0,5 à 2,5	Lacs normaux
de 2,5 à 12,5	Lacs creux
> 12,5	Lacs très creux

Tableau I-1 : Classification des lacs suivant leur indice de creux (Meybeck, 1995, p.12)

Dans ce même ouvrage, dans un chapitre concernant la zonation dans les lacs, une courte partie est intitulée « Lacs profonds vs lacs plats » (Pourriot & Meybeck, 1995, p.409). Il est fait état de l'absence de zonation verticale dans les lacs plats, par opposition aux plans d'eau de grande profondeur.

Seuls deux manuels de limnologie possèdent un chapitre entier consacré aux plans d'eau superficiels. Tout d'abord Wetzel (1983) et par la suite Burgis et Morris (1987).

Le chapitre du manuel de Wetzel (1983) porte le nom de « lacs superficiels et étangs » (traduit de l'anglais). Sont décrits brièvement les origines, la distribution géographique et les caractéristiques de ce type de plans d'eau. La place des macrophytes et du phytoplancton fait l'objet par la suite d'un plus long exposé.

Les premières phrases du chapitre de Burgis et Morris mettent l'accent sur la difficulté à définir ces plans d'eau, en comparaison avec les plans d'eau profonds. S'ensuit une description détaillée des particularités intrinsèques des plans d'eau pelliculaires et des étangs. Nous aborderons plus en détail le contenu de cet ouvrage dans une partie consacrée aux caractéristiques des plans d'eau peu profonds.

Marten Scheffer, biologiste, dans son livre intitulé *Ecology of shallow lakes* (1998), réussit à ne pas aborder le sujet par le seul prisme de sa discipline. Si la biologie tient certes la première place dans son ouvrage, un chapitre porte le titre de *The abiotic environment* (pp : 20-75). Dans cette partie, l'auteur aborde 3 caractéristiques liées aux plans d'eau superficiels. Tout d'abord, il présente l'importance relative de la pénétration de la lumière dans les eaux peu profondes et l'impact de la turbidité sur ce phénomène. La transition est faite pour aborder par la suite le rôle des sédiments et de leur mise en suspension liée au vent et à sa course. La fin de ce chapitre s'attache à décrire la particularité des cycles biochimiques et notamment ceux du phosphore et de l'azote, à l'intérieur des plans d'eau peu profonds. Dans ce chapitre, l'auteur met donc en exergue le rôle capital des sédiments dans la particularité du fonctionnement des plans d'eau pelliculaires, que cela soit à travers la turbidité ou la charge interne en éléments nutritifs. Le reste de l'ouvrage est par la suite consacré au phytoplancton, à la chaîne trophique et à la végétation typique de ces plans d'eau. Notons toutefois un dernier chapitre intéressant sur l'aménagement des écosystèmes.

Les références que nous venons d'évoquer correspondent toutes à des manuels généraux de limnologie. Leur dessein est d'embrasser l'ensemble des disciplines nécessaires à l'étude des plans d'eau et il n'est donc pas nécessaire de s'offusquer de l'absence de chapitre entièrement dédié aux lacs pelliculaires. Si les auteurs abordent ce sujet, c'est souvent de manière ponctuelle en comparaison avec les lacs profonds.

Certains manuels possédant une approche appliquée, généralement spécialisés dans l'aménagement des lacs, proposent également quelques solutions de gestion propres aux plans d'eau peu profonds. C'est le cas de Salánki et Herodek (1989), qui consacrent, dans leur ouvrage sur la conservation et la gestion des lacs, un chapitre entier sur l'« Aménagement des eaux superficielles » (traduit de l'anglais).

Même parmi les livres spécialisés dans l'aménagement des plans d'eau, rares sont ceux entièrement dédiés aux lacs pelliculaires et à leurs spécificités. Lorsqu'ils existent, ils ont une approche essentiellement hydrobiologique, avec par exemple Hejný *et alii* (1986). L'ouvrage de ces derniers, comme beaucoup d'autres, est par ailleurs une compilation d'articles et une synthèse sur le sujet manque cruellement.

La partie la plus importante de la littérature sur les plans d'eau superficiels se trouve donc dans les articles et les œuvres concernant un lac en particulier. Cependant, si la quantité et la qualité de ces travaux ne sont pas à remettre en cause, l'optique de synthèse sur les plans d'eau peu profonds et les comparaisons y sont rares.

I – 1.2. Les lacs superficiels dans le monde

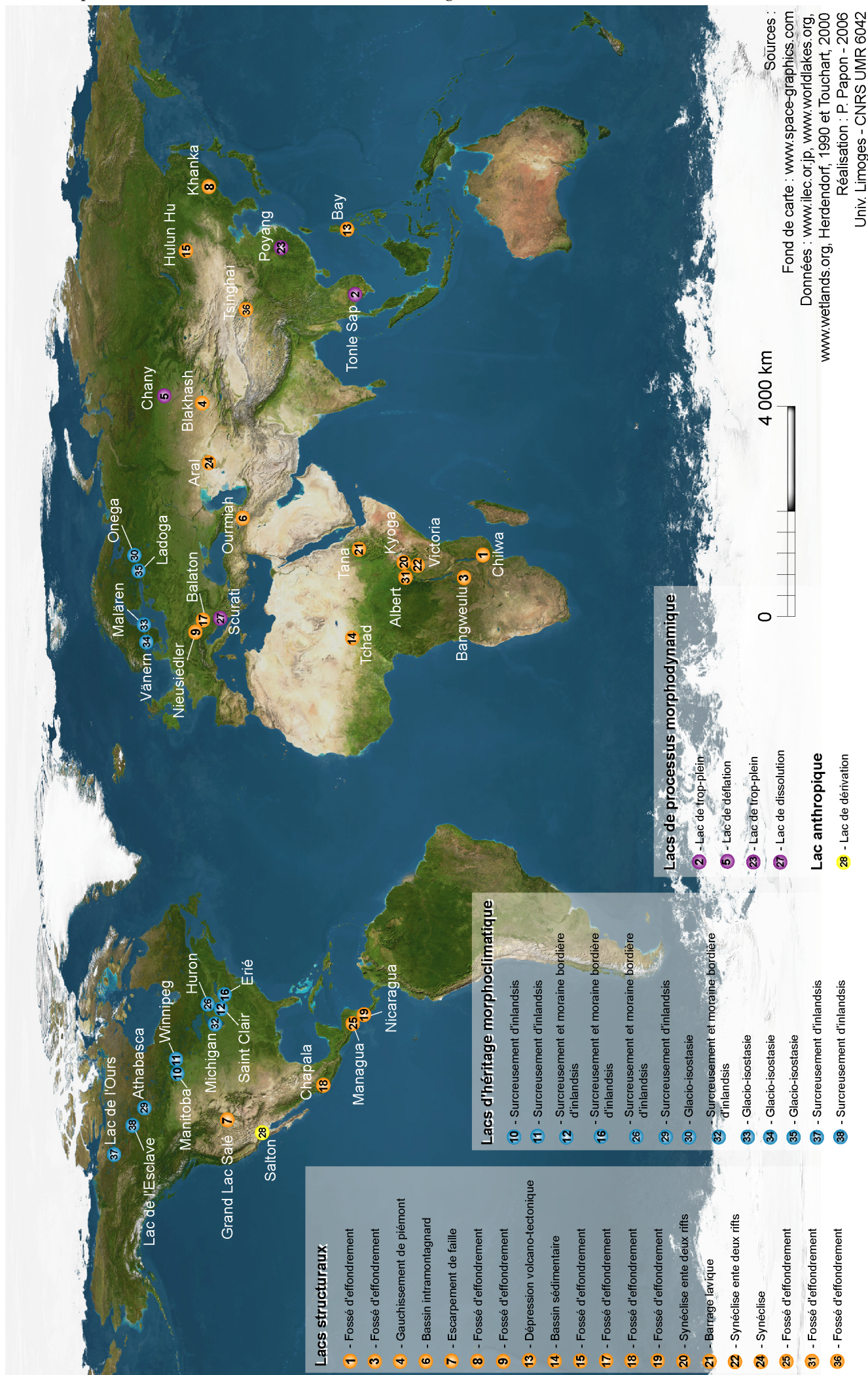
I – 1.2.1. L'origine des plans d'eau superficiels

Meybeck (1995) consacre une partie de son chapitre sur les lacs et leur bassin, aux relations entre origine et morphologie des plans d'eau. Parmi les différentes origines, il cite comme celles donnant naissance à des cuvettes plates, certains lacs de surcreusement glaciaire et les lacs littoraux. A l'intérieur de la première catégorie, il distingue les lacs sur boucliers cristallins comme étant généralement « extrêmement plats » (Meybeck, 1995, p. 14).

Parmi les grands lacs superficiels de la planète, nous ne trouvons que peu de types d'origines. En se fondant sur la classification des lacs selon leur origine (Touchart, 2000a), nous pouvons scinder les plans d'eau en quatre grandes familles (*Fig. I-1*):

- les lacs structuraux : à l'intérieur de cette famille, se retrouvent des lacs de synéclise (Aral, Victoria, Balkhash), les lacs de bassin sédimentaire (Tchad) mais aussi quelques rares lacs superficiels barrés par des coulées laviques (Tana). Parmi les exemples cités, nombre d'entre eux occupent des dépressions correspondant à un

Figure I-1 : Les grands lacs pelliculaires de la planète



fossé d'effondrement (Balaton, Ourmiah, Nicaragua...). Dans certains cas, ces cuvettes sont assez profondes et devraient être le réceptacle de plans d'eau bien plus creux. La faible profondeur de la colonne d'eau est alors le fait des conditions climatiques arides ou semi-arides limitant l'accumulation de grandes quantités d'eau.

- les lacs d'héritage morphoclimatique : les lacs superficiels de cette catégorie sont dus à la présence d'inlandsis durant la dernière ère glaciaire. Les dépressions qu'ils occupent ont alors émergé lors de la glacio-isostasie (Onega, Ladoga...) ou ont été creusées par la glace (lac de l'Ours, de l'Esclave, Winnipeg...). Les plans d'eau de cette origine sont tous localisés dans les zones septentrionales de la planète.

- les lacs dus à des processus morphodynamiques actuels : peu de grands lacs superficiels sont nés de ces processus. Nous retrouvons deux lacs de trop-plein, appendices fluviaux du Yang Tsé Kiang pour le lac Poyang, et du Cambodge pour le Tonle-Sap. Le lac Scurati (ou Skadar) quant à lui occupe un poljé et reste un cas rare dans cette catégorie puisque ces lacs de dissolution sont généralement temporaires.

- les lacs anthropiques : seul plan d'eau cité dans cette famille, la mer de Salton est née de la dérivation accidentelle du Colorado, au début du XX^e siècle, vers une dépression superficielle californienne, au nord de la vallée Impériale.

Le rapport entre origine et profondeur n'est pas évident. Les lacs structuraux et ceux d'héritage morphoclimatique sont nombreux. Parmi eux nous retrouvons les lacs les plus profonds de la planète mais aussi des plans d'eau superficiels. En revanche, dans les processus morphodynamiques actuels certains phénomènes ont une propension à donner naissance à des lacs de faible profondeur, comme les lacs d'appendices fluviaux ou marins, ou encore les lacs de dissolution.

I – 1.2.2. La répartition des plans d'eau superficiels sur la planète

A petite échelle, il est intéressant de se pencher sur les plus grands lacs superficiels de la planète. Ainsi, les plus renommés, le lac Tchad, la mer d'Aral ou encore le plus grand lac tropical au monde, le Victoria, ont une profondeur relativement faible en comparaison de leur étendue. Tous souffrent d'un mal spécifique à leur zone climatique.

En région aride, c'est leur assèchement qui inquiète. L'exemple le plus connu en est la mer d'Aral, qui a perdu 39,6 % de sa superficie en 30 ans, entre 1960 et 1990 (Létolle & Mainguet, 1993). Même si à l'état naturel, de par sa localisation et son système endoréique, ce lac connaît de grandes variations de niveau, cet assèchement est dû à l'utilisation des eaux de ses deux affluents principaux. En effet, le Syr-Daria et l'Amou-Daria, ont été déviés dans les canaux d'irrigation principalement pour la culture de coton. Le lac Tchad, situé à la bordure sud du Sahara, connaît le même sort mais son assèchement s'inscrit à l'intérieur de cycles qui lui sont plus naturels. En moyenne, 92 % des apports en eau sont perdus par évaporation (Burgis & Morris, 1987). Le lac Tchad est endoréique et par conséquent son volume, sa superficie et son taux de salinité connaissent de grandes variations intra et interannuelles. Depuis sa naissance, ce plan d'eau a connu de nombreuses phases alternées de progression et de régression. Cet organisme lacustre a d'ailleurs disparu complètement avant de réapparaître tel qu'il est depuis seulement 13 000 ans (Servant & Servant, 1983). A l'échelle annuelle, ses dilatations horizontales sont de grande ampleur et il est très difficile de lui attribuer une superficie. Durant l'année 1964, le lac occupait 25 000 km² tandis que, dix années plus tard, il ne s'étalait que sur 9 000 km² (Carmouze & Lemoalle, 1983).

En région tempérée, lorsque leur bassin d'alimentation est densément peuplé, c'est l'eutrophisation qui ronge les plans d'eau superficiels. Ce mal ne leur est pas exclusif, mais leur faible volume d'eau les rend plus vulnérables. Nous développerons les mécanismes de l'eutrophisation un peu plus loin.

En observant la carte de répartition des plus grands lacs superficiels de la planète (*Fig. I-1*), nous ne remarquons pas de distribution particulière, si ce n'est des concentrations assez élevées en Scandinavie et au Canada. Celles-ci s'expliquent par l'origine des dépressions. L'érosion de l'inlandsis würmien et la glacio-isostasie ont permis la création de cuvettes de grandes dimensions horizontales. Dans sa base de données sur les grands lacs de la planète, Herdendorf (1990) a recensé 122 sur 253 comme étant d'origine glaciaire. Ces lacs étant les plus nombreux, il est normal de retrouver parmi eux un grand nombre de plans d'eau pelliculaires.

La plupart d'entre eux se situent donc dans les zones arctique, subarctique et au nord des zones tempérées. Les plans d'eau de ces régions sont alors majoritairement de petite taille et sont innombrables (Wetzel, 2001, p. 17) (*Fig. I-2*). Ils se trouvent également en forte concentration dans les plaines alluviales, le long de grands fleuves comme le Yang Tsé Kiang ou l'Amazone.

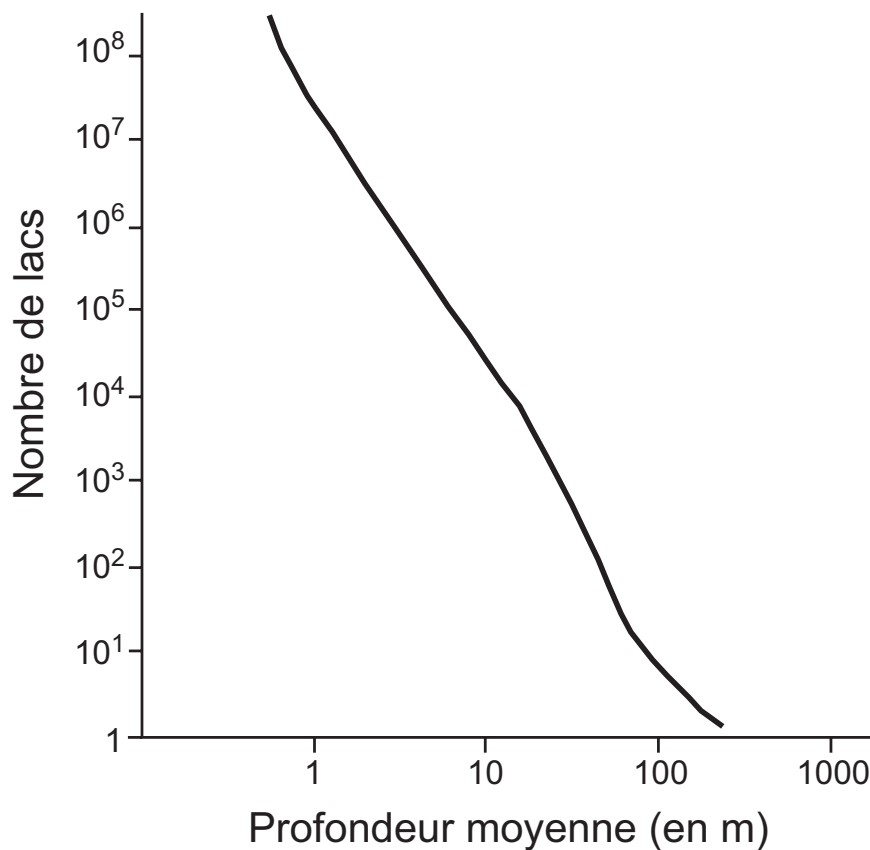


Figure I-2 : Le nombre de lacs en fonction de la profondeur moyenne (d'après Wetzel, 2001, p.16)

Cette multitude concerne-t-elle bien les plans d'eau superficiels ? Ils sont certes de faible profondeur, mais Wetzel souligne également leur petite taille. Par conséquent, une faible profondeur couplée à des dimensions horizontales réduites n'est pas forcément synonyme de platitude. Il est donc indispensable de faire le rapport entre profondeur et superficie, et de tenter de définir ce que l'on entend par plan d'eau superficiel.

I – 2. Qu'est-ce qu'un plan d'eau superficiel ?

I – 2.1. Les définitions proposées : des lacs et étangs aux plans d'eau superficiels

I – 2.1.1. Que sont les lacs et les étangs ?

Avant de se plonger dans les définitions des plans d'eau superficiels, il paraît judicieux de faire le point sur ce que sont un lac et un étang. Nous verrons par la suite que, pour la plupart des auteurs, un plan d'eau pelliculaire et un étang sont recouverts par la même définition. Il est donc important de se prémunir des confusions. Parallèlement, le but n'est pas ici de proposer une énième définition d'un lac ou d'un étang, mais de se focaliser sur la place des dimensions horizontales et surtout verticales dans ces définitions.

Selon Touchart (2000b), « un lac est un plan d'eau continental (séparé de la mer, dominé par son bassin d'alimentation et développant son caractère propre), dont la superficie, la profondeur ou le volume sont suffisants pour provoquer une zonation, un étagement ou une régionalisation des processus limnologiques. » Nous retiendrons de cette définition l'aspect capital des dimensions horizontales et verticales. Pour l'auteur, celles-ci peuvent être déterminantes lorsqu'elles sont suffisamment importantes, et ce de manière conjointe ou indépendante. Or, un plan d'eau que nous qualifions de superficiel ou pelliculaire doit *a priori* ne posséder qu'une dimension verticale réduite. Par conséquent, les plans d'eau que nous

études ne peuvent être qualifiés de lacs que lorsqu'ils possèdent, outre les autres caractères de la définition, des dimensions horizontales suffisantes pour provoquer une zonation ou une régionalisation des processus limnologiques.

La définition des étangs est l'objet de plus d'embarras. Nous en retiendrons trois.

Tout d'abord, celle de Dussart (2004) pour qui « un étang est un réservoir d'eau vidangeable et fait de main d'Homme. Quand il n'est plus exploité, ni vidangé, il évolue vers un état d'équilibre qui l'apparente à un lac. Par suite de ses caractères propres et notamment de sa faible profondeur (en général 1 à 2 m), des facteurs y jouent un rôle moins important que dans un lac et d'autres voient leur action grossie. Ainsi, la stratification thermique y est moins nette, moins durable par suite d'une prise aux vents différente, et d'une profondeur moyenne moindre. La faible profondeur rend actif jusqu'à la surface les phénomènes qui modèlent le fond. »

Nous rajouterons la définition proposée par Bartout *et alii* (2004) pour lesquels un étang est « un plan d'eau continental, dont les dimensions et les usages (vidange, assec, etc.) ne permettent pas d'établir la zonation ni l'étagement des différents processus stagnustres¹ de façon durable ».

Enfin, celle proposée par Touchart (2006) qui définit un étang « comme un plan d'eau continental, sous la domination partielle de son encadrement immédiat, dont la profondeur, la superficie et le volume sont tels qu'ils provoquent un étagement, une zonation ou une régionalisation des processus limnologiques à l'échelle de quelques jours et d'une manière irrégulière. »

Si nous replaçons ces définitions dans le contexte de nos plans d'eau pelliculaires, il apparaît que les dimensions horizontales jouent un rôle clé. Une grande profondeur ne suffit pas pour qualifier un plan d'eau de lac. La coexistence d'une superficie importante par rapport à la profondeur est donc facilement envisageable. Ainsi retiendrons-nous que les lacs ne sont pas exclus des plans d'eau superficiels. Pour les étangs, la faible profondeur semble être inéluctable. Elle est

¹ Le terme stragnustre est employé par les auteurs comme adjectif relatif à l'étang

même à l'origine du caractère éphémère, en comparaison avec les lacs, de certains processus limnologiques. Cependant, les étangs sont-ils tous des plans d'eau superficiels ?

I – 2.1.2. Les définitions des plans d'eau pelliculaires dans les manuels de limnologie

L'ouvrage de référence sur le plan d'eau pelliculaire dont nous avons évoqué le contenu dans la partie I.1.1., a pour première phrase de l'introduction : « *What is shallow lake ?* » (Scheffer, 1998, p. xiv). L'auteur ne répond cependant pas à la question et se contente de dire que les lacs dont il parle « ont une profondeur moyenne inférieure à 3 m mais que leur surface varie de moins d'un hectare à plus de 100 km². » (traduit de l'anglais). Il aborde de manière très succincte, dans cette même introduction, l'aspect polymictique de ces plans d'eau, par opposition aux lacs profonds. Cependant, jamais Scheffer ne répond à la question qu'il pose.

Wetzel (2001), dans son chapitre consacré aux lacs peu profonds et aux étangs, propose une définition précise des plans d'eau superficiels. Cette définition est d'ailleurs liée à celle des étangs :

« Un « *lac superficiel* » ou un « *étang* » est défini habituellement comme un plan d'eau permanent, qui est suffisamment peu profond pour permettre une pénétration de la lumière adéquate jusqu'aux sédiments de fond pour convenir à la photosynthèse des plantes aquatiques supérieures en tout endroit du plan d'eau. » (Wetzel, 2001, p.626)². L'auteur précise par la suite que la plupart des plans d'eau de ce type ne sont colonisés que partiellement par les macrophytes. Les eaux au large, de par leur faible épaisseur, sont souvent trop turbides. En découlent deux freins à la fixation des grandes plantes aquatiques : la présence quasi permanente de courants et la diminution rapide de la pénétration de la lumière.

² Traduit de l'anglais, guillemets et gras italique dans le texte original.

Cette définition souffre néanmoins d'un point faible. Le caractère biologique semble être le seul critère. Un plan d'eau très peu profond offrant un environnement hostile à la vie, comme les lacs hypersalés ou situés en milieu polaire, ne rentrerait *de facto* pas dans la catégorie des plans d'eau superficiels. Devrait-il alors être considéré comme un plan d'eau profond ?

En tant que géographes, nous serions plus naturellement en accord avec une définition basée sur des critères essentiellement morphologiques. Parmi les indices morphométriques, l'indice de creux de Delebecque (1898) est utilisé par Meybeck (1995) pour dresser un tableau de classification des lacs en fonction de la forme de leur cuvette. Il distingue alors les lacs très creux, creux, normaux, plats et enfin très plats. Ainsi l'indice de creux moyen d'un « lac très plat » est inférieur à 0,1, tandis que pour un « lac plat » il est compris entre 0,1 et 0,5. Comme nous l'avons déjà évoqué, cette classification est présentée sans justification. Les seuils sont des chiffres ronds et semblent avoir été choisis arbitrairement.

Si nous reprochions à Wetzel de trop se focaliser sur le critère biologique, et si l'on considère que la classification de Meybeck ne se base que sur un indice, la définition proposée par Burgis et Morris (1987) réunit quant à elle des concepts aussi bien géographiques que biologiques. Ainsi, dès les premières phrases, nous pouvons trouver une approche très large :

« ...la distinction [entre lacs profonds et superficiels] n'est pas seulement un problème de profondeur mais est plus affaire de fonctionnement. » (Burgis & Morris, 1987, p.120, traduit de l'anglais).

L'accent est mis par la suite sur le fait qu'un plan d'eau superficiel ne connaît pas de stratification thermique continue d'une durée supérieure à quelques jours. La profondeur est alors suffisamment faible pour que le vent provoque un brassage plus ou moins permanent sur toute la tranche d'eau. C'est pour eux la conséquence principale du fonctionnement particulier des plans d'eau superficiels. Il n'est pas donné de profondeur absolue représentative.

I – 2.2. Une donnée essentielle : la profondeur

I – 2.2.1. De la profondeur absolue à la profondeur relative

Avant toutes choses, il est semble-t-il judicieux de définir précisément ce que l'on entend par profondeur absolue et profondeur relative.

Ce que nous nommons ici profondeur absolue est la profondeur maximale. Elle est notée Z_m et correspond à la plus grande profondeur du plan d'eau. Sa valeur n'a par conséquent aucune relation avec la superficie. En effet, « la profondeur absolue n'est pas le critère déterminant : des petits lacs peu profonds mais de fort indice de creux peuvent être stratifiés, voire méromictiques alors que des grands lacs de profondeur excédant 20 m peuvent facilement être mélangés » (Pourriot & Meybeck, 1995, p. 409).

La profondeur relative quant à elle est un indice permettant de mettre en relation la profondeur maximale et la superficie du plan d'eau. Elle permet de se détacher de la valeur absolue de la profondeur (maximale ou moyenne), qui pour de nombreux cas s'avère insuffisante à la compréhension du fonctionnement d'un plan d'eau. Le premier à mettre en rapport la profondeur et la superficie est Delebecque (1898). Cet indice de creux (sans unité) correspond au quotient de la profondeur maximale et de la racine carrée de la superficie :

$$I_c = \frac{Z_m}{\sqrt{A_o}}$$

I_c = indice de creux de Delebecque

avec :

Z_m = profondeur maximale en m

A_o = superficie du plan d'eau en ha

D'après Meybeck (1995, p. 11) certains auteurs ont par la suite introduit un indice similaire en faisant le rapport entre la profondeur maximale et la profondeur moyenne. Celui-ci considère que « ce rapport n'est guère discriminant ». Par

conséquent, il utilise comme nous l'avons vu précédemment un « indice de creux moyen » basé sur l'indice de Delebecque, mais en utilisant la profondeur moyenne :

$$I_c = \frac{1000 \cdot \bar{Z}}{\sqrt{A_o}}$$

I_c = indice de creux moyen

avec :

Z = profondeur moyenne en m

A_o = superficie du plan d'eau en m^2

Hutchinson considère l'indice de creux de Delebecque comme « une procédure arbitraire » (Hutchinson, 1957, p. 167, traduit de l'anglais) et redéfinit le calcul en donnant le nom de profondeur relative à cet indice. Elle est ensuite reprise par Wetzel (1983, p. 32) et est alors notée Z_r et exprimée en %. Elle exprime la profondeur maximale comme un pourcentage du diamètre moyen du plan d'eau :

$$Z_r = \frac{50 \cdot Z_m \cdot \sqrt{\pi}}{\sqrt{A}}$$

Z_r = profondeur relative

avec :

Z_m = profondeur maximale en m

A = superficie du plan d'eau en km^2

Par la suite, Håkanson (1981, p. 35) propose la même définition que Hutchinson mais avec une légère modification dans la formule :

$$Z_r = \frac{Z_m \cdot \sqrt{\pi}}{20 \cdot \sqrt{A}}$$

Z_r = profondeur relative

avec :

Z_m = profondeur maximale en m

A = superficie du plan d'eau en km^2

Les deux dernières formules (celle de Hutchinson et celle de Håkanson) fournissent des résultats quasiment identiques (les différences n'apparaissent qu'à partir du dixième de millionième). Il est admis que la plupart des lacs ont une profondeur relative de 2 % et que les plans d'eau très creux dépassent les 4 % (Wetzel, 1983, p.32).

Si cette différence entre profondeur maximale et profondeur relative est capitale, c'est que la capacité d'un lac à être brassé ne dépend pas de la seule profondeur absolue, mais bien du rapport entre celle-ci et la superficie. L'importance de la profondeur relative réside essentiellement dans la possibilité de mise en place d'une stratification thermique (Eberly, 1964). Selon Timms (1992, p.13), plus la profondeur relative est importante, plus la stratification thermique aura de chance d'être stable.

I – 2.2.2. Le choix entre plusieurs profondeurs relatives

I – 2.2.2.1. Profondeur relative ou indice de creux ?

Il n'est pas forcément aisé de s'y retrouver parmi ces nombreux modes de calcul. Chaque auteur y va de son équation mathématique et depuis Delebecque, pas moins de cinq formules ont été proposées. Dans un souci de simplification, nous pouvons distinguer deux indices différents : l'**indice de creux** (noté I_c , sans unité), utilisé par Delebecque et Meybeck, et la **profondeur relative** (notée Z_r , exprimée en %), utilisée par Hutchinson, Wetzel et Håkanson.

S'il nous est permis de faire pencher la balance, l'indice de creux nous semble plus parlant malgré une absence d'unité qui le rend de prime abord peu instructif. Cependant, il suffit de connaître quelques repères de valeur pour le lire facilement (*Tab. I-2*). Par exemple, un cube possède un indice de creux de 1 000. Pour citer un exemple plus plausible, un lac de 100 km² et profond de 10 m a un indice de creux égal à 1. Le tableau *I-1* récapitule les dimensions horizontales et verticales théoriques

de lacs en fonction de leur indice de creux (calculé à partir de la formule de Meybeck).

Indice de creux	Superficie pour un lac de 10 m de profondeur	Profondeur pour un lac de 100 km ² de superficie
1 000	10 m ²	10 km
100	1 hectare	1 km
10	1 km ²	100 m
5	4 km ²	50 m
1	100 km ²	10 m
0,5	400 km ²	5 m
0,1	10 000 km ²	1 m

Tableau I-2 : Les indices de creux pour les lacs d'une profondeur de 10 m en fonction de leur superficie

Afin de se familiariser encore avec cet indice, il est intéressant de connaître les indices de creux de quelques uns des plus célèbres lacs de la planète (Tab. I-3).

Nom	Indice de creux	Profondeur relative (%)	Superficie (km ²)	Profondeur maximale (m)
Aral (1960)	0,20	0,01	67 900	53
Victoria	0,32	0,02	68 500	84
Supérieur	1,42	0,12	82 100	406
Caspienne	1,63	0,14	395 000	1 025
Ladoga	1,71	0,15	18 100	230
Grand lac de l'Ours	2,52	0,22	31 300	446
Titicaca	3,07	0,27	8 370	281
Malawi	4,71	0,41	22 500	706
Tanganyika	8,11	0,71	32 900	1 471
Issyk-Koul	8,47	0,75	6 200	667
Baïkal	9,22	0,81	31 500	1 637
Léman	12,82	1,14	584	310
Toba	15,95	1,41	1 100	529
Crater	80,90	7,17	53	589

Tableau I-3 : Indices de creux, profondeurs relatives et dimensions de quelques célèbres lacs mondiaux (données : Gautier & Touchart, 1999, Ilec.jp.org)

Une fois ces repères établis, l'indice de creux devient à notre sens plus lisible que la profondeur relative. Qui plus est, cette dernière possède l'inconvénient de ne s'exprimer que sur de petites valeurs. Par exemple, le Crater, l'un des lacs les plus creux de la planète, possède un indice de creux de 80,9 (*Tab. I-2*) et une profondeur relative est de 7,17 %. Par conséquent, presque tous les plans d'eau ont une valeur de profondeur relative ne dépassant jamais quelques pour cent. Les écarts entre les valeurs, donc la différence de creux entre les lacs, seront aussi plus difficiles à discerner avec la profondeur relative. La différence de creux entre le Victoria ($I_c = 0,32$) et l'Aral à l'état naturel ($I_c = 0,20$) est mince avec l'indice de creux (*Tab. I-3*). Pourtant elle demeure plus lisible que si elle était exprimée par la profondeur relative ($Z_r = 0,02$ pour le Victoria et $Z_r = 0,01$ pour l'Aral). De plus, pour les plans d'eau très plats, les différences de valeur de profondeurs relatives peuvent varier de seulement un dix millième, rendant la lecture laborieuse. C'est le cas entre le Tonle Sap (Cambodge) et le Bangweulu (Zambie) avec des profondeurs relatives respectivement de 0,0077 et 0,0072. Les équivalences avec l'indice de creux sont de 0,088 pour le lac cambodgien et 0,081 pour le plan d'eau zambien.

Le mode de calcul de ces deux indices est différent. En revanche, appliqués sur une série de plans d'eau ordonnés à partir de l'indice de creux ou de la profondeur relative, les résultats nous fournissent le même classement (*Tab. I-2*). Ce constat est bien entendu logique puisque les variables de l'équation, c'est-à-dire la profondeur en numérateur et la superficie au carré en dénominateur, se retrouvent dans les deux formules.

I – 2.2.2.2. L'utilisation de la profondeur maximale ou moyenne dans le calcul de l'indice de creux

Une question importante est celle de l'utilisation de la profondeur maximale ou de la profondeur moyenne dans les calculs de l'indice de creux. La plupart des auteurs préconisent l'utilisation de la profondeur maximale. Seul Meybeck utilise la

profondeur moyenne dans son classement des lacs selon leur indice de creux (renommé « indice de creux moyen »). Ce mode de calcul semble plus pertinent car la profondeur maximale n'est parfois pas représentative de l'ensemble de la bathymétrie d'un plan d'eau. Le lac Balaton en est un bon exemple. Hormis une fosse très localisée, descendant jusqu'à 10,2 m, 99,1 % du lac font moins de 4,5 m de profondeur (Papon, 2001). Par conséquent, la profondeur moyenne de ce lac, de 3,25 m, semble plus pertinente dans le calcul de l'indice de creux moyen. Dans le cas contraire, autant utiliser la fosse des Mariannes pour exprimer la profondeur relative de l'océan Pacifique. Nous avons donc réalisé deux classements de lacs superficiels selon leur indice de creux. L'un est calculé à partir de la profondeur maximale et l'autre sur la base de la profondeur moyenne (*Tab. I-4 et Tab. I-5*)³. D'un classement à l'autre, l'ordre n'est pas totalement bouleversé mais certains lacs apparentés comme moyennement plats en raison d'une profondeur maximale importante, se retrouvent parmi les plus superficiels si l'on prend en compte leur profondeur moyenne. Parmi eux, le Balkhash, l'Ourmiah, l'Erié ou encore le Sczurati apparaissent plus plats. L'exemple le plus frappant est le Nieusiedler (Fertő en hongrois) qui passe de la 26^{ème} place à la 10^{ème} place de notre classement. Nous ne retrouvons pas de point commun sur les origines ou la localisation de ces lacs. Leur seul lien est d'avoir bien entendu une différence importante entre leurs profondeurs moyenne et maximale.

Selon notre réflexion, nous préconisons donc l'utilisation de la formule de Meybeck avec la prise en compte de la profondeur moyenne plutôt que la profondeur maximale. Concernant le vocabulaire, l'indice de creux ou la profondeur relative recouvrent le même paramètre et signifient à notre sens la même chose.

³ La liste des lacs de ces tableaux a été constituée à partir de la base de données en ligne de l'ILEC (International Lake Environment Committee Foundation), de Lake Net (association internationale pour la conservation des écosystèmes lacustres) et de divers articles. Le choix des lacs est lié à la base de données à l'intérieur de laquelle nous avons sélectionné les plus plats. Cependant des manques peuvent exister. Les calculs d'indice de creux et de profondeur relative ont été menés par nos soins par la formule de Håkanson. Pour certains lacs, les superficies annoncées peuvent varier de manière significative selon les sources. Ces différences sont pour la plupart dues à deux raisons principales : certains auteurs ne prennent en compte que la surface en eau libre et certains lacs connaissent des variations annuelles de superficie très importantes.

Nom	Indice de creux	Profondeur maximale (m)	Profondeur moyenne (m)	Superficie (km ²)
Chilwa	0,065	2,7	1	1 750
Bangweulu	0,081	10	4	15 100
Tonle Sap	0,088	10	3	13 000
Khanka / Xinghai	0,100	6,5	4,5	4 190
Chany	0,123	5,5	2,2	2 010
Hulun Nur	0,143	7	5,7	2 400
Grand Lac Salé	0,163	10	4	3 750
Saint-Clair	0,168	6	3,1	1 270
Balkhash	0,193	26	5,8	18 200
Kyoga	0,193	8	6	1 720
Aral (1960)	0,205	53,5	16	67 900
Ourmiah	0,207	16	5	5 960
Tana	0,233	14	9	3 600
Winnipeg	0,234	36	12	23 750
Bay	0,243	7,3	2,8	900
Tchad	0,268	10,5	4	1 540
Tsinghai (Kuku Nur)	0,275	18,6	NC	4 583
Poyang	0,308	22	14	5 100
Aral (aujourd'hui)	0,309	40,4	30,4	17 100
Chapala	0,315	10,5	4,5	1112
Victoria	0,322	84	40	68 000
Erié	0,398	64	19	25 800
Balaton	0,418	10,2	3,2	596
Mer de Salton	0,487	15	8	950
Nicaragua	0,498	45	13	8 150
Neusiedler / Fertő	0,559	10	1,3	320
Albert	0,797	58	25	5 300
Huron	0,934	228	59	59 600
Michigan	1,167	281	85	58 000
Onega	1,206	120	30	9 900
Athabasca	1,350	120	26	7 900
Vänern	1,410	106	27	5 650
Ladoga	1,710	230	51	18 100
Malären	1,807	61	12	1 140
Scurati / Skadar	2,281	44	5	372
Managua	2,481	80	7,7	1 040
Ours	2,527	446	72	31 153
Esclave	3,633	614	73	28 568

Tableau I-4 : Classement des lacs superficiels selon leur indice de creux (calcul à partir de la profondeur maximale) – (données : Ilec.jp.org et worldlakes.org)

Nom	Indice de creux moyen (m)	Profondeur moyenne (m)	Profondeur maximale (m)	Superficie (km ²)
Chilwa	0,024	2,7	1	1 750
Tonle Sap	0,026	3	10	13 000
Bangweula	0,033	4	10	15 100
Balkhash	0,043	5,8	26	18 200
Chany	0,049	2,2	5,5	2 010
Aral (1960)	0,061	16	53,5	67 900
Ourmiah	0,065	5	16	5 960
Grand Lac Salé	0,065	4	10	3 750
Khanka / Xinghai	0,070	4,5	6,5	4 190
Neusiedler / Fertő	0,073	1,3	10	320
Manitoba	0,074	5	NC	4 600
Winnipeg	0,078	12	36	23 750
Saint-Clair	0,087	3,1	6	1 270
Bay	0,093	2,8	7,3	900
Tchad	0,102	4	10,5	1 540
Hulun Nur	0,116	5,7	7	2 400
Erié	0,118	19	64	25 800
Balaton	0,131	3,2	10,2	596
Chapala	0,135	4,5	10,5	1 112
Nicaragua	0,144	13	45	8 150
Kyoga	0,145	6	8	1 720
Tana	0,150	9	14	3 600
Victoria	0,153	40	84	68 000
Poyang	0,196	14	22	5 100
Aral (aujourd'hui)	0,232	30,4	40,4	17 100
Managua	0,239	7,7	80	1 040
Huron	0,242	59	228	59 600
Scurati / Skadar	0,259	5	44	372
Mer de Salton	0,260	8	15	950
Athabasca	0,293	26	120	7 900
Onega	0,302	30	120	9 900
Albert	0,343	25	58	5 300
Michigan	0,353	85	281	58 000
Malären	0,355	12	61	1 140
Vänern	0,359	27	106	5 650
Ladoga	0,379	51	230	18 100
Ours	0,408	72	446	31 153
Esclave	0,432	73	614	28 568

Tableau I-5 : Classement des lacs superficiels selon leur indice de creux moyen (calcul à partir de la profondeur moyenne) – (données : Illec.jp.org et worldlakes.org)

I – 2.2.3. L'indice de creux : un critère de classification ?

Nous venons de le voir, la profondeur relative est le seul critère permettant de comparer les plans d'eau en fonction de leur creux. A l'instar de la profondeur moyenne (rapport entre le volume et la superficie), l'indice de creux est capable de nous apporter une information sur un plan d'eau en prenant en compte ses trois dimensions. Mais cet indice va au-delà puisqu'il fait abstraction des dimensions absolues et autorise par conséquent une comparaison non biaisée entre des lacs de toutes tailles. Il semble en effet difficile de penser de prime abord qu'un lac comme l'Erié, avec ses 64 m de profondeur maximale, est en réalité plus plat que le Balaton dont les plus bas fonds ne dépassent pas les 10 m. C'est pourtant bel et bien le cas, puisque leur indice de creux est de 0,11 % pour l'Erié et de 0,13 % pour le Balaton.

Reste un seuil à fixer pour tenter de tracer une limite entre les lacs plats et les lacs profonds. Meybeck (1995, p.12) propose une différenciation entre lacs très plats, plats, normaux, creux et très creux, à partir de l'indice de creux moyen. Les limites proposées par cet auteur (0,1, 0,5, 2,5 et 12,5) semblent déterminées de façon arbitraire et calées sur des nombres arrondis. Il suffit de convertir ces indices de creux moyens en profondeurs relatives moyennes pour s'apercevoir que ces bornes deviennent plus floues lorsque l'on utilise un autre indice (*Tab. I-6*).

Classe	Indice de creux moyen	Profondeur relative moyenne	Exemples de lac
Lacs très plats	< 0,1	< 0,0089	Balkhash, Tchad
Lacs plats	de 0,1 à 0,5	de 0,0089 à 0,0443	Erié, Victoria
Lacs normaux	de 0,5 à 2,5	de 0,0443 à 0,2215	Supérieur, Titicaca
Lacs creux	de 2,5 à 12,5	de 0,2215 à 1,1078	Tanganyika, Léman
Lacs très creux	> 12,5	> 1,1078	Crater

Tableau I-6 : Classification de Meybeck des lacs suivant leur indice de creux (1995, p.12) et conversion des valeurs en profondeur relative moyenne

La détermination de seuils entre les lacs plats, normaux ou creux, à partir de leur indice de creux, doit être menée par le biais d'une discrétisation statistique. Le principal problème émane de l'absence d'une base de données suffisamment importante sur la morphologie des lacs mondiaux. La population statistique à analyser doit être la plus grande possible et nous ne disposons pas à ce jour de ce type d'outil de travail. Cependant, il ne serait pas vain de tenter une analyse statistique sur une base de données concernant les grands lacs mondiaux, même si celle-ci n'est pas exhaustive (Fig. I-3).

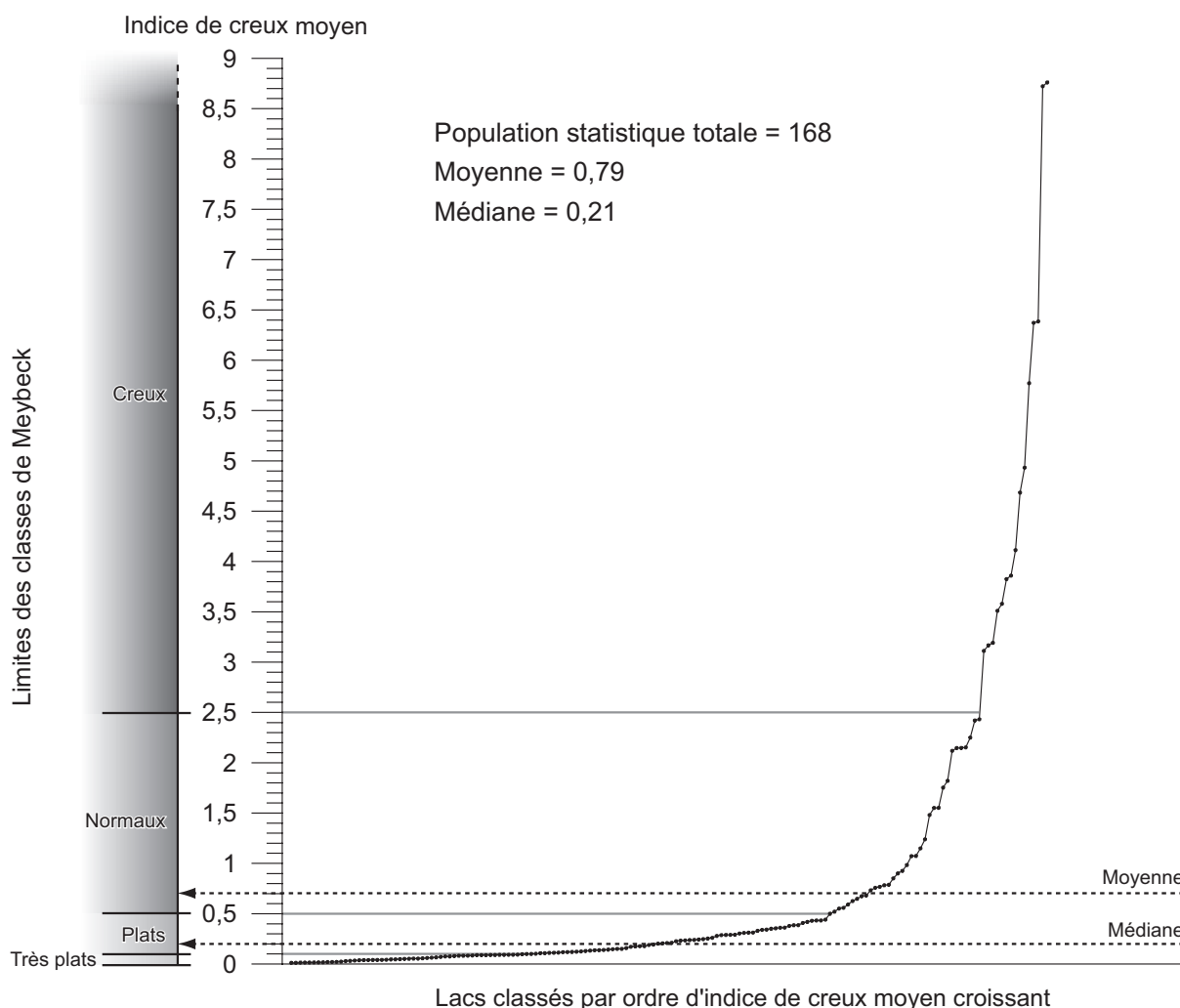


Figure I-3 : Distribution statistique des grands lacs mondiaux en fonction de leur indice de creux moyen (données : Herdendorf, 1990)

Afin de mettre à l'épreuve la classification de Meybeck, nous avons utilisé la base de données constituée par Herdendorf (1990, *Annexe*). Celui-ci a regroupé les données morphométriques (superficie, profondeur maximale et volume), la localisation latitudinale et l'origine de plus de 250 grands lacs⁴ de la planète. La distribution statistique de ces lacs, classés par ordre croissant d'indice de creux est très déséquilibrée (*Fig. I-3*).

Une très grande majorité de lacs possède un indice de creux inférieur à 0,5 et sont, selon la classification de Meybeck, des lacs plats ou très plats. Aucun des lacs de la population statistique n'entre dans la catégorie des lacs très creux. Pour le reste, 72 % sont classés dans les lacs très plats et plats (respectivement 33 et 39 %), 20 % sont des lacs normaux et enfin 8 % des lacs sont creux (*Fig. I-4*).

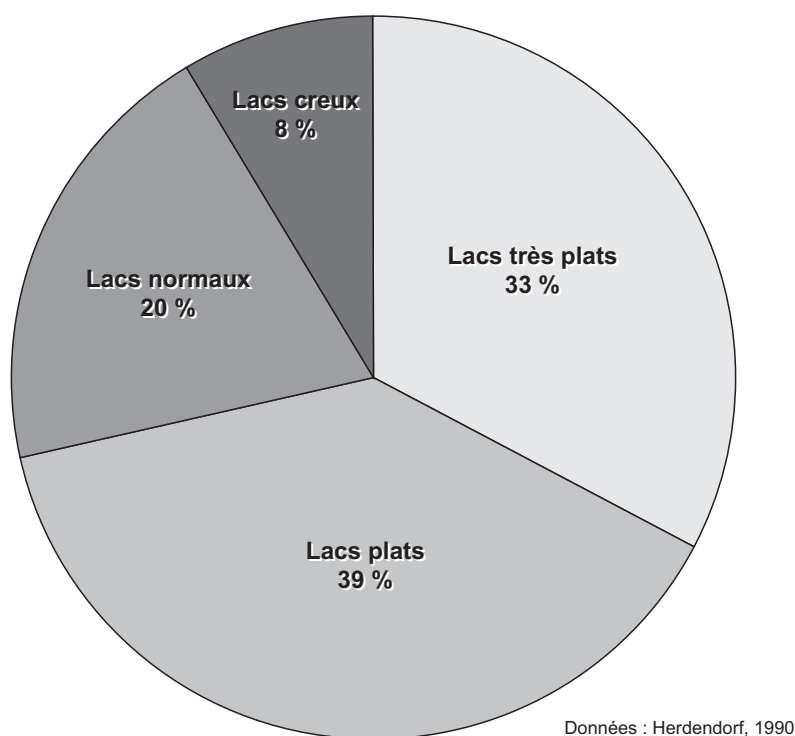


Figure I-4 : Pourcentage de types de lacs selon la classification de Meybeck

⁴ 168 lacs ont été conservés sur les 250 de départ. Pour un certain nombre de plans d'eau, les données morphométriques étaient incomplètes et ne nous permettaient donc pas de pouvoir calculer l'indice de creux.

La classification de Meybeck (1995), exprimée à travers la base de données d'Herdendorf (1990), montre une fois de plus quelques points faibles. Si la position des limites de classes sur la distribution statistique n'était pas convaincante (*Fig. I-3*), elle ne l'est pas non plus au regard de la répartition des lacs dans les différentes catégories (*Fig. I-4*). En effet, ce que Meybeck désigne par « lacs normaux » devrait correspondre, *a priori*, soit à la majorité des grands lacs, soit aux lacs dont l'indice de creux se situe autour de la moyenne ou de la médiane. Or, dans la base de données d'Herdendorf, les « lacs normaux » ne représentent en réalité que un cinquième de la population statistique tandis que les « lacs plats » constituent la majorité (39 %), suivis des « lacs très plats » qui forment un tiers du total. De plus, la moyenne des indices de creux, de 0,79, se situe dans la partie basse de la classe des « lacs normaux », comprise entre 0,5 et 2,5 (*Fig. I-3*). Enfin, la médiane, de 0,21, s'approche de la limite entre les « lacs plats » et « lacs très plats », fixée à 0,1. En résumé, les lacs désignés comme normaux par Meybeck ne correspondent pas à la majorité et leur indice de creux est légèrement supérieur à la moyenne et bien au-dessus de la médiane. Il semble donc cette normalité n'ai pas été fondée sur une étude statistique mais définisse probablement les grands lacs mondialement connus pour les monographies dont ils ont fait l'objet.

Nous serions tentés de fixer de nouveaux seuils de profondeur relative afin de confirmer ou d'infirmes les limites de la classification de Meybeck. La détermination de ces seuils doit être menée à partir d'une base de données morphométriques composées du plus grand nombre possible de plans d'eau. Une discrétisation de cette population statistique permettrait alors de proposer des classes. Or, à partir de la seule base de données de Herdendorf (constituée pour notre sujet de 168 lacs), la distribution statistique ne présente pas de seuils naturels importants (*Fig. I-3*). Les seuls écarts conséquents pouvant correspondre à des seuils naturels ne se trouvent qu'entre les lacs très creux et ce en raison de leur faible nombre.

Si la détermination de seuils semble délicate, c'est sans doute que le critère de la profondeur relative ne constitue pas à lui seul un élément satisfaisant pour qualifier un plan d'eau de superficiel. Il semble donc pertinent de tenter de cerner les autres particularités de ce type de plan d'eau.

I – 2.3. Les caractéristiques des plans d'eau superficiels

I – 2.3.1. Une sensibilité accrue aux forçages externes

Une des particularités essentielles des plans d'eau superficiels réside dans sa sensibilité aux forçages externes. Ces derniers correspondent aux conditions climatiques (principalement le rayonnement solaire, les précipitations et le vent) et à la quantité tout autant que la qualité des intrants, surtout lorsque le bassin d'alimentation est fortement peuplé.

I – 2.3.1.1. Un faible volume d'eau

Nous entendons par faible volume une quantité d'eau relativement peu importante par rapport à la superficie, tout comme nous l'avons fait pour la profondeur. Ce faible volume d'eau doit être par conséquent mis en rapport avec ce qu'engendre une grande surface en eau.

« L'intensité de la réponse du lac au forçage dépend de deux paramètres : le rapport entre le volume du lac et sa superficie (profondeur moyenne) et le rapport entre le volume du lac et l'apport par les rivières (temps de séjour de l'eau). » (Lemmin, 1995, p. 61).

Tout d'abord, à l'intérieur du bilan hydrique, la superficie tient un rôle important dans la balance entre les postes atmosphériques et autres postes. Pour une même superficie et dans des conditions climatiques similaires, les précipitations directes et l'évaporation, auront un poids plus important pour un plan d'eau superficiel que pour un plan d'eau dont le volume est relativement imposant. L'exemple du Balaton est probant, d'autant plus s'il est comparé au Léman (*Fig. I-5*).

Ces deux lacs ont des superficies équivalentes et si ils ne connaissent des conditions de précipitations et d'évaporation parfaitement similaires, ils sont tout de même situés dans la même zone climatique tempérée. Les quantités d'eau directement précipitées et évaporées sont d'ailleurs du même ordre de grandeur. Il n'en est en revanche pas de même pour la proportion que ces deux postes tiennent dans le bilan hydrique. Si les eaux s'échappant par les airs représentent 57 % des pertes pour le Balaton, elles ne pèsent que pour 6 % dans les sorties du Léman. De la même manière, les précipitations directes couvrent 7 % du volume entrant dans le Léman alors qu'elles constituent 40 % des apports du Balaton.

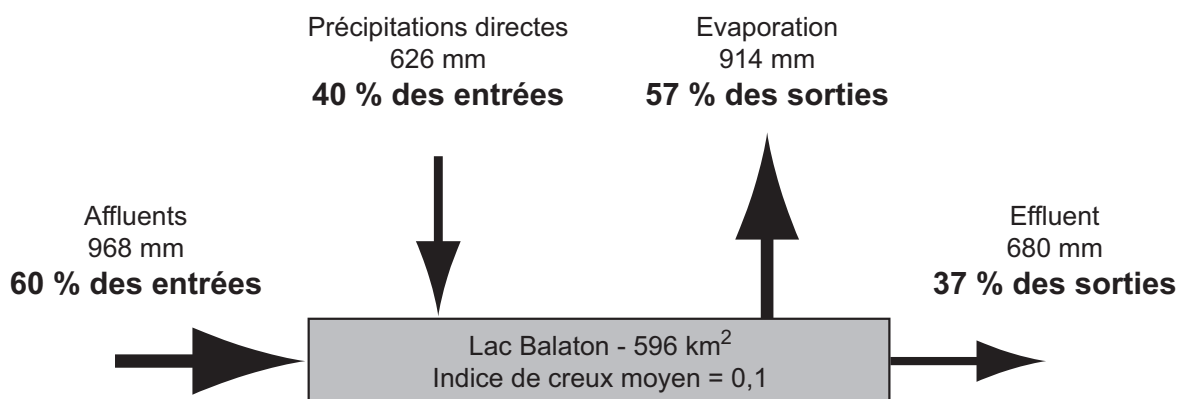
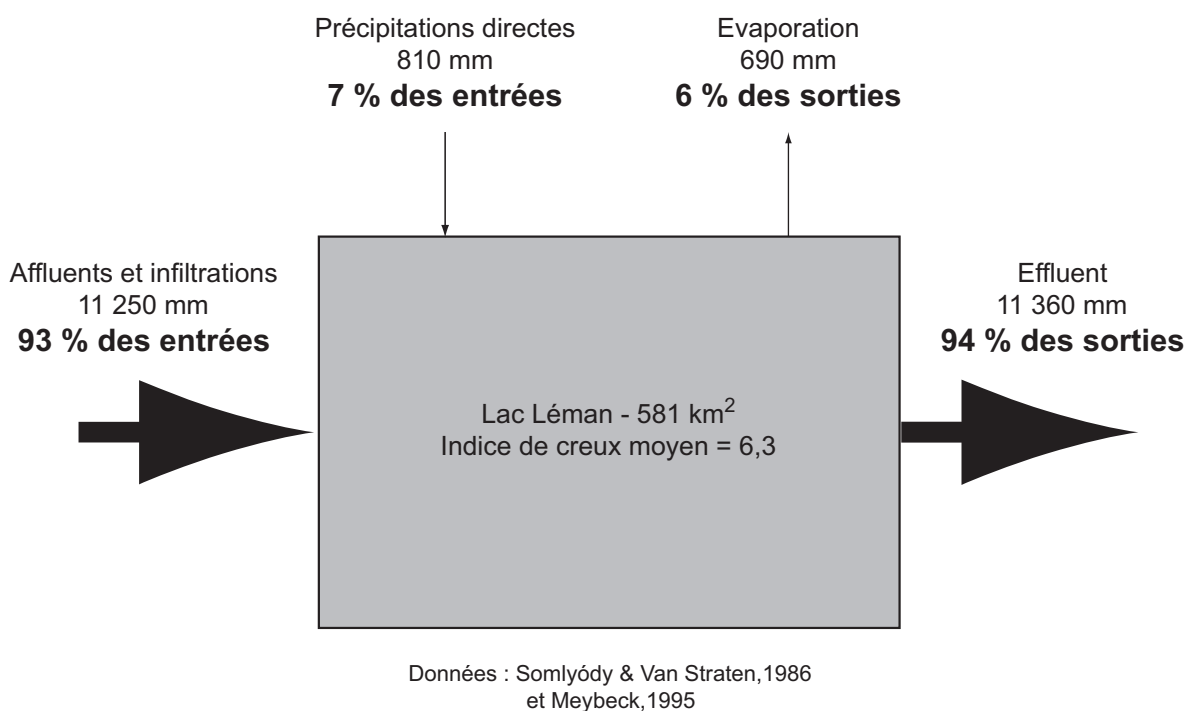


Figure I-5 : Le poids des postes atmosphériques dans les bilans hydriques du Léman et du Balaton

Le volume d'un plan d'eau s'exprime également par son rapport au volume d'eau transitant par celui-ci. Ainsi, le temps de séjour des eaux peut être réduit par la faiblesse du volume. Cette règle n'est cependant pas généralisable puisque le temps de renouvellement dépend également du type de bilan (Meybeck, 1995). Un lac de petit volume peut avoir un temps de résidence long s'il reçoit peu d'eau (par précipitations directes ou par les affluents) et que l'évaporation est réduite. En région tempérée, en reprenant l'exemple du Balaton et du Léman, la différence est de taille. Si les eaux séjournent 11,4 années dans le Léman (CIPEL, 1999), elles n'en passent que 4,71 dans le Balaton (Nagy, 1997). Cet écart est d'autant plus remarquable que les modules entrants et sortants du lac franco-suisse sont 25 fois supérieurs à ceux du Balaton.

D'après Barroin (1999, p. 17), le temps de séjour joue sur la prolifération algale (un temps de séjour long permet une meilleure assimilation des sels nutritifs), la sédimentation (dépôt des particules fines réduit avec un temps de résidence court) et enfin le délai de réponse aux changements de qualité des apports. Globalement, un temps de séjour court représente une domination du bassin et des apports externes sur le plan d'eau. Face à une pollution, il donnera au lac la capacité de se nettoyer rapidement (Meybeck, 1995). A l'inverse, l'inertie réduite engendrera une réponse rapide à cette agression.

I – 2.3.1.2. L'interface air-eau

Le lac Bangweulu, un des lacs les plus pelliculaires de la planète (*Tab. I-4 et I-5*), porte un nom qui signifie « l'endroit où l'eau rencontre le ciel » (Stuart & Stuart, 1992). Cette rencontre est celle du lac avec 2 flux dominants : l'énergie cinétique du vent et l'énergie thermique produite par le rayonnement solaire (Lemmin, 1995, p.60). L'impact de ces forçages est proportionnel à la surface en eau. Dans un plan d'eau superficiel, les dimensions horizontales sont justement importantes par rapport à la profondeur. Par conséquent, les processus naissant à l'interface air-eau prennent

alors un poids capital dans le fonctionnement de l'ensemble du plan d'eau pelliculaire.

Un plan d'eau présentant une grande superficie recevra *de facto* un rayonnement solaire conséquent. Le rôle de ce forçage est exacerbé lorsque la profondeur relative est faible. Deux principales conséquences en découlent :

- l'augmentation de la température de l'eau
- l'intensification de la photosynthèse, processus intimement lié au premier dans son rôle chimique et biologique

Parmi les processus liés au forçage externe, l'hydrodynamique tient une place prépondérante. Le vent, en contact avec la surface en eau, va transmettre son énergie par frottement. Tout comme le rayonnement solaire, l'impact du forçage sera d'autant plus fort que la superficie offerte sera importante. Surtout, plus le plan d'eau offre une surface de contact avec l'air importante, plus l'effet du vent se fera sentir en profondeur. Là encore, pour deux lacs de même dimensions horizontales et sous des conditions de vent similaires, les impacts seront proportionnellement plus marqués pour le plan d'eau le moins profond. Une fois de plus, il n'est pas affaire de profondeur absolue mais bien de profondeur relative.

En plus de sa force et de sa fréquence, c'est la distance que le vent parcourt qui déterminera sa capacité de brassage. Cette longueur est appelée course du vent ou encore *fetch*⁵ pour les anglo-saxons. Ainsi, un étang de faible profondeur absolue, avec une petite superficie protégée du vent par les arbres alentours, offrira une faible course de vent. Son fonctionnement peut alors s'approcher de celui d'un lac profond (Burgis & Morris, 1987). A l'inverse, un grand lac, bien plus profond que l'étang précédemment cité, et offrant une très grande superficie connaît des brassages

⁵ Ce mot étant d'origine anglo-saxonne, il devrait, selon la convention typographique, être écrit en italique à chaque fois qu'il apparaîtra. Or, ce terme sera employé un grand nombre de fois dans le texte. C'est pourquoi l'auteur a décidé de ne lui donner sa forme conventionnelle que pour sa première apparition. Il sera désormais écrit en caractère normal pour le reste du texte.

fréquents. Il est par conséquent proche des plans d'eau superficiels malgré sa grande profondeur absolue.

Reprenons la définition des étangs de Dussart (2004). Celle-ci est particulièrement intéressante pour notre étude des plans d'eau pelliculaires. D'après l'auteur, la stratification thermique est de faible intensité et durée en raison d'une « prise aux vents différents ». Or, les étangs possèdent une superficie plus réduite que les lacs superficiels, avec pour point commun avec ces derniers une faible profondeur. Par conséquent, si la stratification thermique des étangs est réduite, est-ce bien à cause d'une « prise aux vents différents » ? Quels sont les rôles du vent et de la superficie dans les brassages ?

Nous touchons ici un point crucial du fonctionnement des plans d'eau pelliculaires, c'est-à-dire les rythmes de brassages et de stratification thermique, s'il en est.

I – 2.3.1.3. L'absence de stratification thermique stable ou la polymicticité

Nous nous focaliserons dans cette partie sur le fonctionnement thermique en eau douce. La stratification thermique correspond à « une superposition de masses d'eau de température, donc de densité, différente » (Gautier & Touchart, 1999, p. 94). A l'inverse, l'homothermie est l'état selon lequel les températures sont égales sur toute la colonne d'eau. Le mélange des eaux, c'est-à-dire le brassage, est l'état qui correspond à l'absence de stratification ou, lorsque les eaux de surface et de fond sont séparées, à la destruction de la stratification.

En raison de l'absence ou de l'irrégularité de la stratification thermique, la plupart des plans d'eau pelliculaires sont considérés comme polymictiques, c'est-à-dire avec un rythme de brassage plus rapide que le rythme saisonnier (Touchart, 2003). Des distinctions ont été introduites à l'intérieur de cette catégorie par Lewis (1983). Ainsi, distingue-t-il d'abord par « froid » et « chaud », les plans d'eau pouvant ou non geler au cours de l'année. Ensuite, les lacs pouvant connaître une

stratification de quelques jours voire quelques semaines correspondent aux lacs polymictiques discontinus (Lemmin, 1995). Les plans d'eau pouvant être brassés quotidiennement, soit en réponse à l'action du vent, soit à cause du refroidissement nocturne, sont qualifiés de polymictiques continus (Touchart, 2002).

Le passage de la stratification thermique à l'homothermie s'opère selon deux types de convection :

- la convection libre est le résultat d'une augmentation de la densité de l'eau de surface. Lorsque celle-ci est plus dense que l'eau sous-jacente, elle descend vers le fond (Touchart, 2002). Si le processus se poursuit, il conduit à un brassage complet de la colonne d'eau.

- la convection mécanique correspond à un mélange des eaux forcé par un agent extérieur. Dans un plan d'eau, le principal facteur de brassage forcé est le vent, qui par la pression qu'il exerce sur la surface, transmet son énergie à l'eau.

Dans les deux cas, le brassage s'avère prépondérant dans les plans d'eau pelliculaires. Pour la convection libre, une couche d'eau de surface descendante mettra moins de temps pour atteindre le fond. Ainsi, pour une stratification directe en eau douce, le plan d'eau ne résistera pas longtemps à un refroidissement de l'air et toute la colonne d'eau se refroidira rapidement.

Pour la convection mécanique, nous pouvons aborder ses effets sous deux angles. Premièrement, comme un processus de destruction d'une stratification déjà en place. Avec une course de vent proportionnellement importante par rapport à l'épaisseur de la colonne d'eau, il n'est pas besoin d'une énergie éolienne conséquente pour déstratifier le plan d'eau intégralement. Deuxièmement, la convection mécanique peut être considérée comme une barrière empêchant la mise en place d'une stratification. Le vent a pour rôle de brasser en permanence le plan d'eau. Ce dernier est alors constamment oxygéné et connaît une remise en suspension des sédiments importante.

I – 2.3.2. Entre eau claire et eau turbide ou entre macrophytes et phytoplancton

Contrairement aux plans d'eau profonds, les plans d'eau superficiels ne possèdent pas de communautés biologiques abyssales et sont uniquement peuplés d'espèces littorales, pélagiques et benthiques (Burgis & Morris, 1987). Mais parmi les plans d'eau pelliculaires, il est important de distinguer ceux qui possèdent des eaux claires de ceux dont les flots sont turbides.

Les lacs dont les eaux sont suffisamment claires peuvent accueillir des populations de macrophytes submergés ou flottant sur toute la superficie, et ce, grâce à une pénétration de la lumière suffisante. Cette colonisation sera cependant limitée par une profondeur supérieure à 10 mètres, imposant une pression de l'eau trop forte sur les organes vasculaires (Burgis & Morris, 1987, p. 121). Une colonie de macrophytes suffisamment dense est capable de constituer un refuge pour des populations de zooplanctons et autres crustacés contre la prédation des poissons. La présence de ces espèces consommatrices de phytoplancton constitue alors un atout dans la régularisation de ce dernier (Wetzel, 2001).

La remise en suspension des sédiments (sous l'effet mécanique du brassage induit par le vent) ou la prolifération des algues peut rendre les eaux turbides. La pénétration de la lumière décroît alors rapidement avec la profondeur. La conséquence en sera le confinement des macrophytes émergents aux zones littorales ne dépassant pas un mètre, tandis que les macrophytes flottants ne pourront plus surnager que dans des eaux de 2 à 3 mètres maximum (Wetzel, 2001). Il en résulte une superficie importante en eaux libres dans la zone centrale du lac. Les communautés dominantes seront alors planctoniques et benthiques.

La balance entre domination des macrophytes et domination des algues phytoplanctoniques dépend également de la concentration en nutriments. La première sera favorisée par de faibles concentrations en éléments nutritifs dans l'eau car les racines pourront puiser ce dont la plante a besoin dans les sédiments. A l'inverse, le phytoplancton bénéficiera de toute augmentation des concentrations en

nutriments dans l'eau. Il s'ensuivra une augmentation de la turbidité les avantageant dans leur compétition contre les macrophytes.

La distinction ne peut-être faite de manière systématique. Certains plans d'eau peu profonds voient leur population biologique varier au cours des années, en fonction des conditions de vie que leur offre le milieu. L'équilibre est instable et l'on voit tantôt la domination des grandes plantes aquatiques, tantôt la prolifération des algues.

I – 2.3.3. La rapidité des cycles biochimiques

Une des particularités des plans d'eau superficiels est également celle d'une productivité par unité de surface élevée. La charge en nutriments est proportionnellement plus importante et les pertes sont plus faibles que dans les lacs profonds (Wetzel, 2001). En effet, dans ces derniers, la matière organique qui tombe dans le fond est moins bien recyclée en raison des conditions anoxiques dans l'hypolimnion. A l'inverse, dans les plans d'eau superficiels, la pénétration de la lumière jusqu'au fond ou la remise en suspension des sédiments favorisent la décomposition et la production (Burgis & Morris, 1987). Ainsi, la matière organique, fournie par les excréments et les cadavres, est rapidement réutilisée.

Parmi les cycles biochimiques, celui du phosphore est capital. Ce nutriment, par sa rareté, est un facteur limitant de première importance dans la production biologique d'un plan d'eau. Depuis 1974, grâce aux expérimentations de Schindler, le phosphore est reconnu comme pouvant assurer à lui seul une eutrophisation. Le rôle du phosphore dans le taux de croissance du phytoplancton dépend davantage de son taux de renouvellement que des concentrations présentes (Labroue *et alii*, 1995). La rapidité des cycles est donc bien primordiale dans la productivité biologique. Dans un plan d'eau peu profond, les conditions sont justement réunies pour augmenter la vitesse du « *turn over* ». Si la colonne d'eau est oxygénée en intégralité, en raison d'un brassage fréquent voire permanent, l'activité bactérienne de décomposition peut

s'opérer partout et constamment. De plus, une pénétration de la lumière jusqu'au fond favorisera l'activité biologique.

La question est alors de savoir si ces conditions restent les mêmes pour les plans d'eau peu profonds de grande superficie que pour ceux de petites dimensions horizontales. Car si les grands lacs pelliculaires offrent une course du vent importante favorisant le brassage, les petits plans d'eau sont *a priori* plus protégés.

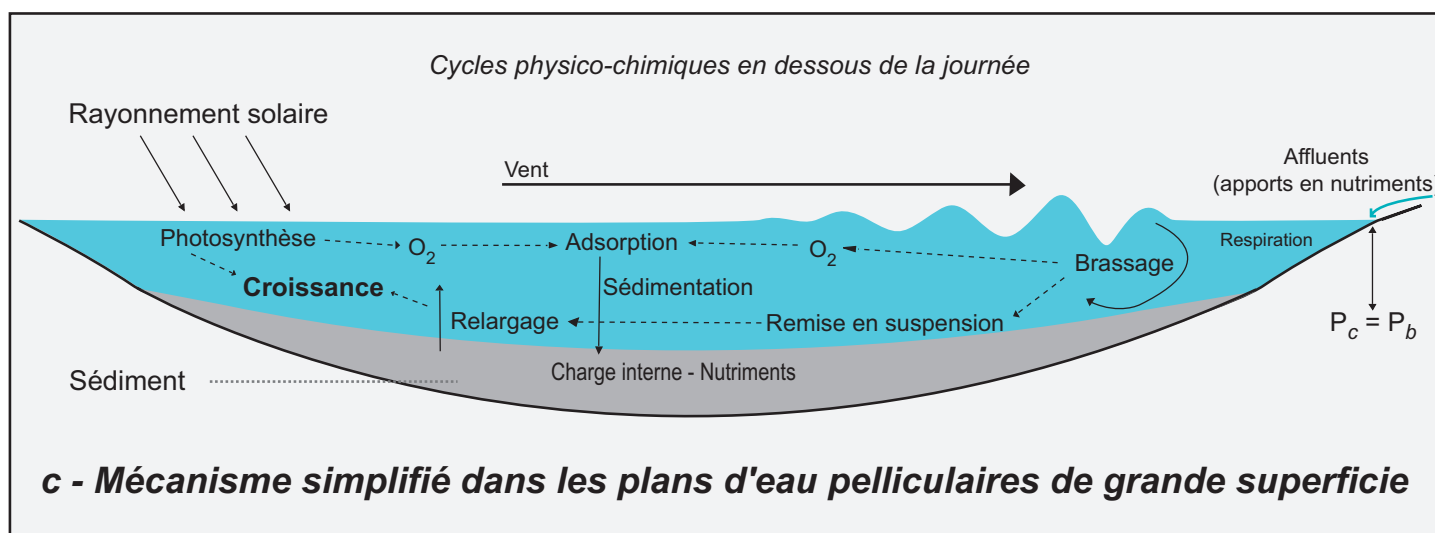
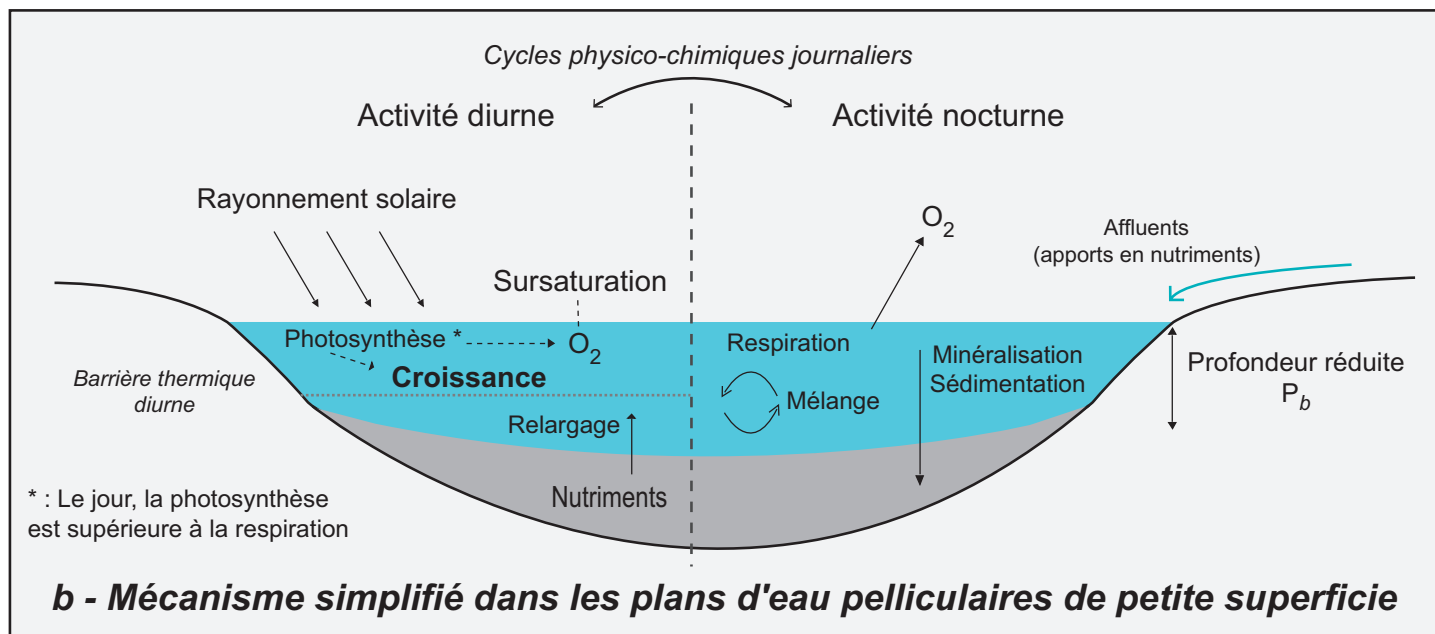
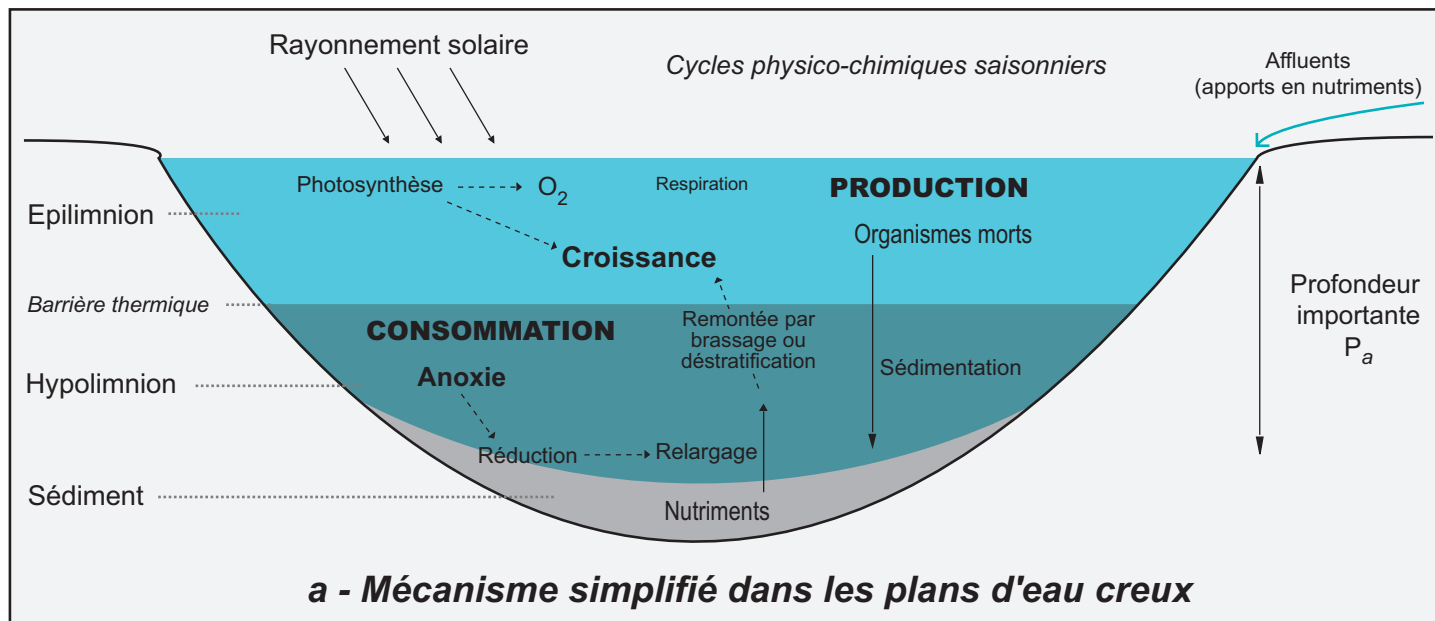
I – 2.4. L'eutrophisation : un phénomène naturel des plans d'eau superficiels

Dans tous les types de plan d'eau, l'eutrophisation se traduit par un développement organique, qui lorsqu'il dépasse un certain seuil, entraîne une désoxygénation des eaux et un bouleversement de la chaîne biologique. L'origine de ce phénomène provient d'un déséquilibre lié à une surabondance en éléments nutritifs. Les mécanismes permettant aux producteurs primaires de consommer ces nutriments varient alors en fonction du type de plan d'eau, et notamment en relation avec leur profondeur.

I – 2.4.1. Les mécanismes de l'eutrophisation dans les plans d'eau creux

Pour que les nutriments puissent être assimilés par les organismes primaires, ils doivent être sous leur forme réduite, c'est-à-dire minérale. Cet état peut être obtenu par un manque d'atomes d'oxygène, permettant aux éléments nutritifs d'être associés. En été, dans les plans d'eau profonds, la stratification thermique, par le phénomène de différence de densité aboutissant à la création d'une thermocline (barrière thermique), isole les eaux de surface de celles du fond (*Fig. I-6a*). La couche supérieure, l'épilimnion, en recevant la totalité du rayonnement solaire, constitue l'étage où la production organique domine largement. Dans cette couche euphotique, la photosynthèse s'opère avec intensité, provoquant l'augmentation de la teneur en oxygène et du pH. A l'inverse, la couche profonde, l'hypolimnion, dépossédée de lumière, devient l'étage de consommation. Les conditions deviennent anoxiques et

Figure I-6 : Les principaux mécanismes de l'eutrophisation en fonction de la profondeur



les nutriments associés, ou adsorbés, aux sédiments sont libérés par manque de liaison chimique : c'est le relargage ou la désorption. Ces éléments nutritifs, sous forme minérale, retournent donc dans l'eau surnageante. Ajoutés à cela, un brassage mécanique ou une déstratification thermique, même temporaires, permettent une remontée de ces nutriments vers la surface où ils sont assimilés par les producteurs primaires, alimentant ainsi le développement algal déjà intense dans le sommet de la colonne d'eau. Ce processus, décrit de manière simplifiée, est donc typique des plans d'eau creux principalement caractérisés par un étagement vertical marqué.

I – 2.4.2. Les mécanismes de l'eutrophisation dans les plans d'eau superficiels

Le phénomène d'eutrophisation entre naturellement dans le processus de vieillissement et de disparition des plans d'eau. Le comblement de la cuvette lacustre ayant pour effet une diminution de la profondeur, elle provoque les effets inhérents à une dimension verticale réduite. Les plans d'eau superficiels ont une tendance naturelle à l'eutrophisation de par leur fragilité et leur sensibilité aux influences externes. Leur morphométrie est liée soit à la configuration plane du bassin lacustre, soit à un stade de comblement avancé.

Quoi qu'il en soit, hormis les phénomènes d'origine dynamique (faille, éboulement...) ou climatique (évaporation) le processus conduisant les plans d'eau à une mort certaine reste systématiquement celui du comblement progressif. Les principales transformations sont alors (Barroin, 1999) :

- envasement des zones littorales : modification de la composition physico-chimique des sédiments et colonisation par les macrophytes.

- disparition de l'hypolimnion : le plan d'eau devient eutrophe. L'hydrodynamique et les sédiments jouent un rôle capital dans les mécanismes de l'eutrophisation qui contribue de plus en plus au comblement par le biais de la sédimentation autochtone.

- diminution du rapport de volume entre le plan d'eau et son bassin d'alimentation : augmentation de la concentration de l'eau en matières dissoutes.

La constante progression de ces phénomènes conduit inéluctablement au colmatage complet de la cuvette lacustre, qui n'est qu'une zone marécageuse hydromorphe en devenir. Nous retrouvons dans ces transformations liées au comblement de la cuvette les stigmates du fonctionnement des plans d'eau superficiels. Mais si le phénomène d'eutrophisation accompagne presque invariablement ce type de plan d'eau, les processus par lesquels elle se manifeste peuvent être différents.

Qu'elle apparaisse en plan d'eau profond ou pelliculaire, l'eutrophisation connaît des paramètres incontournables. Le nombre de facteurs communs est bien entendu plus important à l'intérieur du type même des plans d'eau pelliculaires. Ainsi, la rapidité des cycles physico-chimiques, qui peuvent se mesurer en minutes, liée à leur faible inertie favorisent le développement organique. Ensuite, d'une manière générale, la sensibilité aux forçages externes constitue une faiblesse face aux éléments conduisant à l'eutrophisation. Ces derniers contribuent tous à ce phénomène : le rayonnement solaire entraîne l'intensité de la photosynthèse et l'augmentation de la température de l'eau ; les tributaires déversent les apports sédimentaires plus ou moins chargés en nutriments, que ceux-ci soient arrachés au bassin d'alimentation ou d'origine anthropiques ; le vent génère le brassage et la remise en suspension du sédiment. Si ces facteurs se relient pour perturber l'équilibre des réseaux trophiques, leur importance au sein du mécanisme d'eutrophisation varie selon le type de plans d'eau. Un des paramètres intrinsèques des plans d'eau les plus influents sur le mécanisme de leur eutrophisation est sans doute la profondeur relative, qui dicte la potentialité à la stratification thermique, même fragile.

I – 2.4.2.1. L'eutrophisation dans les plans d'eau peu profonds et de faible superficie

Un plan d'eau de petite superficie, mais de profondeur relative importante, reste affublé d'un faible volume. Son réchauffement demeure important. Sous des conditions particulières, il est donc capable de posséder une thermocline, d'autant que la faible superficie entraîne des courses de vent réduites, et par conséquent une potentialité de brassage et de déstratification restreinte. La remise en suspension des sédiments se faisant très rare, ne joue pas de rôle important dans le relargage des nutriments. La désorption de ces derniers peut être alors commandée par les conditions d'anoxie propres aux hypolimnions des plans d'eau creux (*Fig. I-6b*). Mais dans les plans d'eau peu superficiels possédant une profondeur relative importante, c'est le rayonnement solaire qui est le principal facteur du développement organique. « Les périodes de stagnation offrent à l'activité photosynthétique la possibilité d'aller au maximum permis par les conditions trophiques et énergétiques » (Barroin, 1999, p. 31). C'est-à-dire que la photosynthèse constitue à elle seule le principal moteur du développement organique, entraînant une sursaturation des eaux de surface en oxygène et provoquant une fleur d'eau diurne. Parallèlement, la situation nocturne est monopolisée par les activités de respiration et minéralisation, qui ne sont pas non plus sans conséquences néfastes. Nous retrouvons un des caractères communs aux plans d'eau peu profonds, celui de la présence de cycles courts, ici à l'échelle de temps journalière.

I – 2.4.2.2. L'eutrophisation dans les plans d'eau peu profonds de grande superficie

Une grande superficie confère au plan d'eau une surface de contact entre air et eau suffisante pour que les échanges entre ces deux éléments deviennent prépondérants dans le fonctionnement général et plus encore dans les mécanismes de l'eutrophisation. A l'inverse des plans d'eau creux, les plans d'eau superficiels n'offrent pas de dimension verticale prompt à la stratification thermique. Ainsi, la colonne d'eau se trouve être oxygénée par les brassages réguliers générés par le vent,

d'autant plus virulent qu'il possède une course importante (*Fig. I-6c*). La présence d'oxygène jusqu'au fond doit donc logiquement freiner la désorption des nutriments liés au sédiment. Or, on sait que l'eutrophisation dans ces plans d'eau est plus que jamais effective. C'est justement parce que le brassage provoque une remise en suspension du sédiment, que la charge interne libère une quantité de nutriments significative, suffisante pour bouleverser la chaîne trophique, et ce malgré les conditions oxiques de toute la colonne d'eau. Bien sûr, ce mécanisme est d'autant plus efficient qu'il s'effectue dans des conditions favorables, liées aux plans d'eau superficiels telles que la rapidité des cycles physico-chimiques qui se mesurent ici en minutes, et l'intensité de la photosynthèse.

Il apparaît donc que l'eutrophisation dépend de facteurs différents selon les types de plans d'eau superficiels. L'intervention doit donc être adaptée aux circonstances dans lesquelles ce dérèglement s'opère.

Après avoir décrypté les principales caractéristiques des plans d'eau superficiels, il apparaît que leur seule profondeur relative ne suffirait pas à les définir. Si cet indice est un bon témoin de leur creux, il serait simpliste de ne s'appuyer que sur lui. Ainsi, des questions demeurent. Peut-on réellement parler d'un type de plans d'eau pelliculaires ? Quels en sont les points communs ? Une faible profondeur absolue suffit-elle pour les faire entrer dans cette catégorie ?

Tenter de donner des réponses à ces questions ne pouvait passer que par une étude de plusieurs plans d'eau peu profonds la plus approfondie possible.

I – 3. De l'impératif de la faible profondeur aux choix des terrains d'études

I – 3.1. Principes de l'étude : des différents plans d'eau peu profonds

I – 3.1.1. La profondeur : une variable bloquée

L'étude des plans d'eau peut avoir pour approche la prise en compte de l'ensemble des facteurs régissant leur fonctionnement, et de diversifier les exemples en s'attachant à prendre un éventail le plus large possible afin de confronter ces variables. Cette approche propose de bloquer un de ces paramètres, ici la profondeur, d'en définir les influences principales, et de faire fluctuer tous les autres paramètres, et ceci dans une double optique :

- dégager les comportements indissociables à la faible profondeur, et ce quelle que soit l'influence des autres facteurs.

- connaître le poids des autres paramètres dans le comportement commun inhérents à la faible profondeur.

Ainsi l'étude permettra-t-elle de répondre à certaines questions fondamentales. Quels sont les critères communs et les seuils permettant de définir un plan d'eau comme superficiel ? Quels sont les différents types de fonctionnements rattachés aux plans d'eau peu profonds ? Enfin, la profondeur absolue dicte-t-elle seule le comportement du plan d'eau ?

Il est à noter que lorsque l'on considère la profondeur comme variable bloquée, il ne faut pas l'entendre comme constante à l'intérieur du plan d'eau. Si beaucoup de plans d'eau pelliculaires présentent une plaine centrale dominante et des pentes faibles, la bathymétrie est une variable à part entière pouvant expliquer des comportements localisés et pouvant jouer un rôle important dans la séparation d'un plan d'eau en plusieurs bassins lacustres. Ainsi la forme de la cuvette rejoint-elle les autres facteurs de différenciation des plans d'eau pelliculaires.

I – 3.1.2. La variation des dimensions horizontales

I – 3.1.2.1. Le changement d'échelle

La superficie constitue une variable essentielle dans le fonctionnement des plans d'eau en général mais son rôle est fondamental dans le fonctionnement des plans d'eau superficiels. Comme nous l'avons vu, la surface évaporatoire influence grandement le bilan hydrique dans la balance entre types dominants d'entrées et de sorties. Elle joue par là même un rôle sur les bilans énergétiques, sur la température et sur tout ce qui a trait aux cycles biogéochimiques du plan d'eau. On retrouve également le poids de la superficie dans les réponses au forçage externe qu'est le vent. La valeur du fetch prend donc une place considérable dans l'ampleur des phénomènes de brassage.

Le changement d'échelle peut également être utilisé sur un même plan d'eau, faisant intervenir la zonation de grands lacs superficiels dans l'étude du fonctionnement de ces derniers. Cependant, un autre facteur lié aux dimensions horizontales joue un rôle dans le comportement, celui de la forme.

I – 3.1.2.2. Le changement de forme

Par le changement de forme, nous entendons le tracé de la rive puisque celui-ci peut conditionner certains paramètres cités précédemment. C'est surtout le cas pour la course du vent qui malgré une superficie importante se retrouve inhibée lorsque le plan d'eau est digité. La forme du plan d'eau s'avère être un facteur important dans l'appréciation de l'influence du fetch. Afin de comparer le degré de régularité ou d'irrégularité du tracé des berges, nous utilisons le développement du trait de côté, noté D_L (sans unité). Il correspond au rapport de la longueur du trait de côté à la circonférence d'un cercle d'une superficie égale à celle du lac (Håkanson, 1981).

Le développement du trait de côte se calcule selon la formule :

$$D_L = \frac{L}{2\sqrt{\pi A}}$$

D_L = développement du trait de côte

avec :

L = longueur du trait de côte en m

A = superficie du plan d'eau en m^2

La valeur théorique minimale sera égale à 1 pour un plan d'eau parfaitement circulaire. Plus le développement de trait de côte s'éloignera de 1, plus le tracé des rives sera sinueux.

Cette variation de forme est également à associer aux changements d'échelle à l'intérieur de la cuvette lacustre, puisque les différents bassins peuvent développer des comportements propres. Mais le changement d'échelle peut aussi s'appliquer au-delà du plan d'eau, dans la prise en compte des influences du relief environnant. Cet aspect entre directement en compte dans les phénomènes d'exposition au vent. Ces derniers sont concrétisés par la canalisation par les vallées ou l'orientation générale du plan d'eau par rapport aux vents dominants. A l'échelle de la morphologie des alentours du plan d'eau, ce sont bien les formes du relief qui entrent en jeu.

I – 3.1.3. La variation des bassins d'alimentation

Le fonctionnement d'un plan d'eau inclut ses relations avec son bassin d'alimentation, incarnées par leurs rapports de superficie et de volume, et les bilans d'apports hydrologiques et sédimentaires.

Une étude couvrant plusieurs plans d'eau de dimensions différentes permet d'aborder la notion d'inertie. Mais à l'instar de la profondeur relative à la superficie, le volume du plan d'eau doit être mis en rapport avec celui de son bassin d'alimentation. Ce rapport est exprimé par le coefficient de domination. Il

correspond au quotient de la superficie du bassin d'alimentation sur celle du plan d'eau. Ainsi, plus le coefficient de domination est élevé, plus le bassin aura tendance à dominer le lac.

Avec ses dimensions, un des paramètres fondamentaux définissant le bassin d'alimentation est sa nature géomorphologique et lithologique. Ainsi peut-il être constitué de versants peu ou très pentus, urbanisés ou non, induisant une réponse plus ou moins rapide et forte entre précipitations et écoulements vers le plan d'eau. Mais l'eau déversée par les affluents constitue également l'agent de transport des particules arrachées au bassin d'alimentation et celles que l'Homme y décharge. Les plans d'eau, condamnés au comblement, sont le réceptacle des matériaux qui composent la géologie du bassin. Ainsi, la nature lithologique de celui-ci conditionne le caractère plus ou moins érosif des terrains qui le constituent, et de ce fait, le taux de matières dissoutes ou arrachées transportées vers le plan d'eau. La géologie du bassin conditionne également le fonctionnement physico-chimique du plan d'eau. En effet, la nature des matériaux leur confère tout d'abord une capacité plus ou moins grande à associer les éléments nutritifs. Ensuite, des sédiments allochtones siliceux ou carbonatés n'auront pas les mêmes impacts sur le pH, sur la précipitation du carbonate de calcium qui donne une couleur particulière à l'eau. Il est donc intéressant de mener notre étude sur des plans d'eau possédant des bassins d'alimentation granitiques et calcaires.

I – 3.1.4. La variation des conditions climatiques

Enfin, il est important de fixer des limites géographiques à notre étude. Les climats de la zone tempérée regroupent un large éventail de types de plans d'eau pelliculaires et permettent par la même occasion d'apporter des nuances suffisamment importantes pour constituer une variable supplémentaire. Ils représentent même une série de facteurs qui en découlent directement et qui jouent un rôle important, comme les amplitudes thermiques annuelles et journalières, le

régime hydrologique, le régime pluviométrique, le bilan évaporatoire, l'intensité et la direction dominante des vents, etc. Nous pouvons ainsi étudier les différents fonctionnements présents sous deux des principaux climats de la zone tempérée : océanique et continental. Les différents plans d'eau subissent selon les climats les influences de la prise en glace hivernale, la puissance et le rythme de l'étiage et des hautes eaux, des événements orageux de diverses intensités, des vents dominants de différentes natures, etc.

I – 3.1.5. Des plans d'eau semi-naturels aux plans d'eau artificiels

Les plans d'eau artificiels ne peuvent pas être écartés de l'étude puisqu'ils constituent en général des plans d'eau dont la gestion est très suivie. L'aspect artificiel est également un atout dans la compréhension des impacts de certains phénomènes pouvant être exacerbés ou tempérés par l'intervention anthropique comme le marnage, les apports par les affluents, les sorties par déversoir de surface ou de fond, la gestion de la charge sédimentaire, les populations piscicoles, etc. De plus, les plans d'eau artificiels sont relativement jeunes en comparaison avec lacs naturels, et leur âge est plus précisément connu. Ils permettent ainsi une appréciation des processus à courte échelle de temps, et pour les plus récents, une observation des phénomènes limniques à partir de leur mise en eau.

Il est donc intéressant de mener l'étude sur un large panel de plans d'eau allant du naturel (d'origine et de fonctionnement naturels) à l'artificiel (de création anthropique) en passant par le semi-naturel (d'origine naturelle mais de fonctionnement partiellement anthropique). Pour nos recherches, il ne nous a pas été possible d'étudier un plan d'eau entièrement naturel, c'est-à-dire dont l'origine et le fonctionnement sont indépendants de l'Homme.

I – 3.2. Trois plans d'eau peu profonds pour terrains d'étude

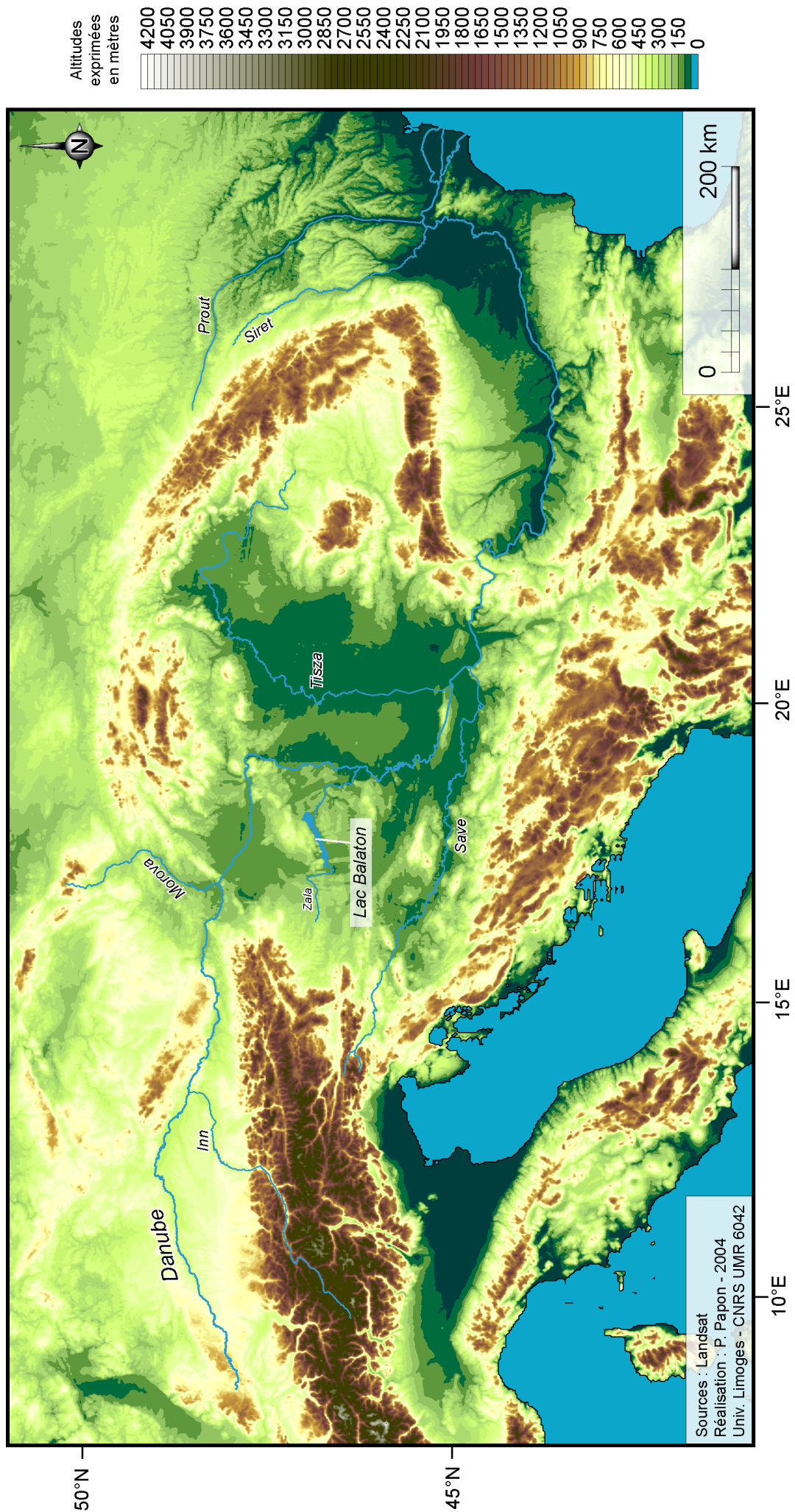
I – 3.2.1. Le lac Balaton

Avec une superficie de 596 km², le lac Balaton est le plus grand lac d'Europe Centrale et Occidentale. Situé dans la partie ouest de la Hongrie, il occupe une dépression longitudinale d'orientation sud-ouest / nord-est, le long de la marge sud de la moyenne montagne Transdanubienne, dans la bassin Carpathien (*Fig. I-7*). Il s'étend entre les 46° 62' N et 47° 04' N et du 17° 15' E au 18° 10' E. Son altitude moyenne est 104,8 m au-dessus de la mer Adriatique. Il est bordé au nord par les monts Bakony, qui culminent à 704 m, et au sud par les collines de Somogy.

I – 3.2.1.1. Le sujet d'une étude très ancienne

Nous retrouvons des descriptions du Balaton dans les ouvrages de la géographie française dès le 18^{ème} siècle, avec par exemple Nicole De La Croix (1788), et au 19^e siècle sous la plume de Beudant (1818) ou encore Balbi (1833). C'est sur une période couvrant la fin du 19^{ème} et le début du 20^{ème} siècle que le Balaton fut le sujet d'une monographie limnologique d'importance mondiale (Rousseau, 1908), orchestrée par Lajos Lóczy. Emmanuel de Martonne (1931) fit d'ailleurs allusion à cette œuvre monumentale, dont l'édition s'étale de 1897 à 1916, qui regroupait les travaux de presque 30 chercheurs d'horizons disciplinaires extrêmement variés. Parmi eux, le géographe Jenő Cholnoky (1897, 1918) a consacré ses recherches à l'hydrographie et la limnologie du Balaton (*Photo I-1*). Ce dernier faisait d'ailleurs référence à François-Alphonse Forel pour ses méthodes employées dans l'étude du Léman, le grand lac d'Europe occidentale de superficie équivalente au Balaton. Toujours au début du 20^{ème} siècle, Laloy (1906) décrivait la couleur des eaux de la « mer hongroise ».

Figure I-7 : Le lac Balaton au sein du réseau hydrographique danubien



A BALATON TUDOMÁNYOS TANULMÁNYOZÁSÁNAK EREDMÉNYEI.

KIADJA

A M. FÖLDRAJZI TÁRSASÁG BALATON BIZOTTSÁGA.

ELSŐ KÖTET

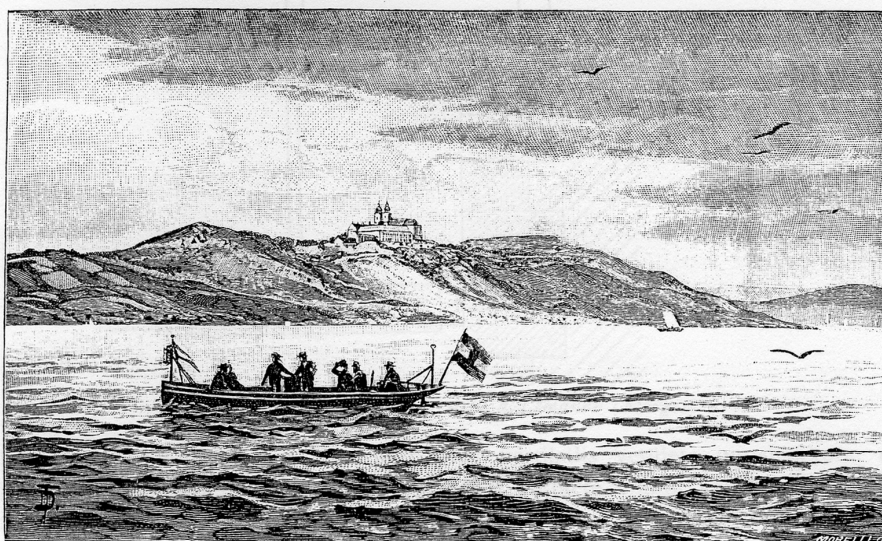
A BALATON TÓNAK ÉS KÖRNYÉKÉNEK FIZIKAI FÖLDRAJZA.

HARMADIK RÉSZ

A BALATON LIMNOLOGIÁJA.

IRTA

CHOLNOKY JENŐ.



1 FÉNYNYOMATU TÁBLÁVAL ÉS 70 SZÖVEGKÖZTI ZINKOGRAFÁLT ÁBRÁVAL.

BUDAPEST, 1897.

KILIÁN FRIGYES EGYETEMI KÖNYVÁRÚS BIZOMÁNYÁBAN.

Photo I-1: Couverture de la *Limnologie du Balaton* par J. Cholnoky (1897),
3^{ème} tome de l'œuvre de L. Lóczy

Depuis, un grand nombre de géographes hongrois ont étudié la région et la formation du Balaton comme Bulla (1943), Zólyomi (1987), Szilárd (1970) et Marosi. Parallèlement, les chercheurs de l'Institut de Limnologie du Balaton, séculaire depuis

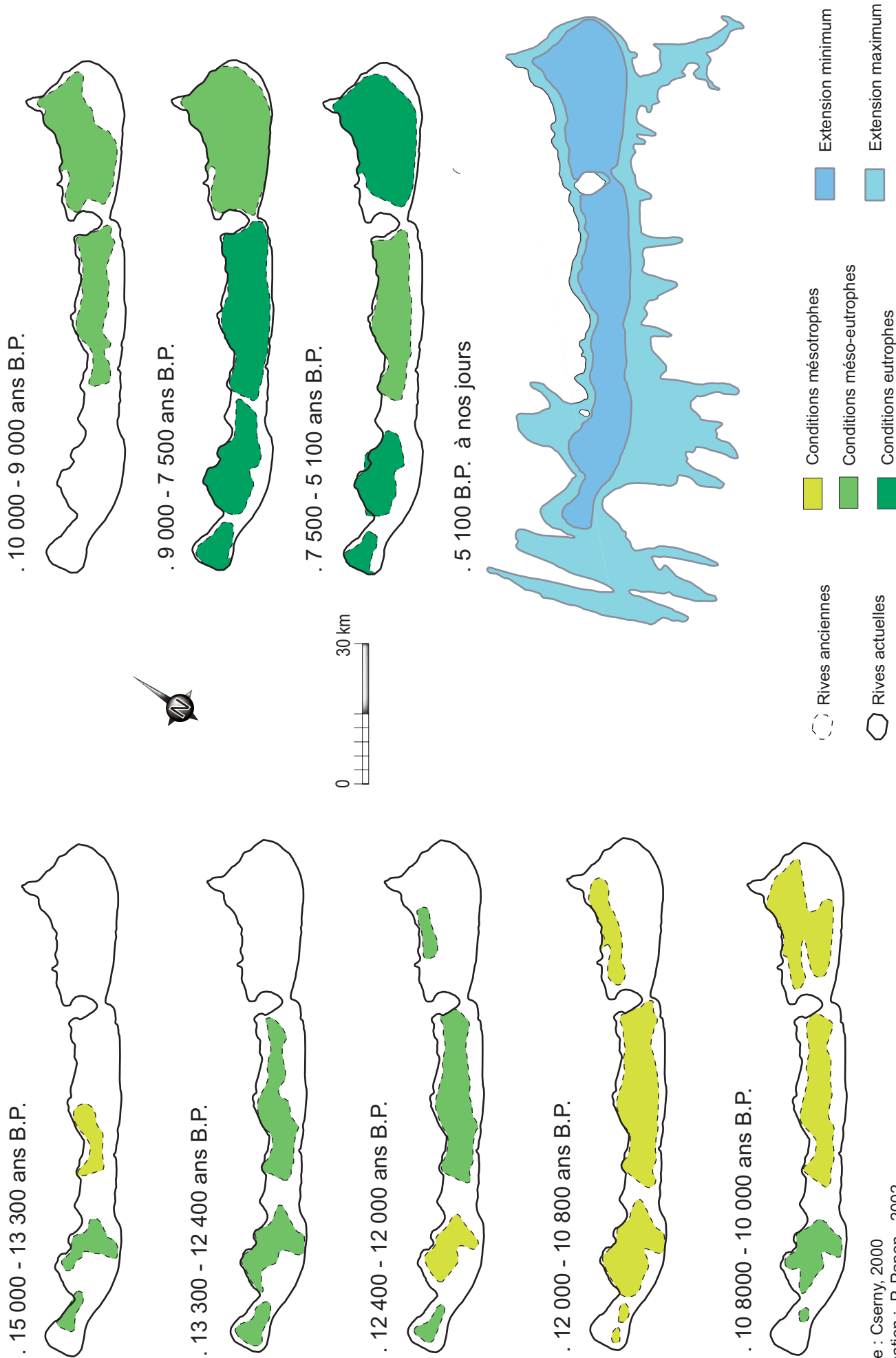
1991, ont mené des travaux d'hydrobiologie concernant l'eutrophisation, son fonctionnement et ses effets : Entz, Somlyódy, Biró (actuel directeur de l'Institut), Herodek, Salánki, Istvánovics, Máté... Les travaux de l'Institut de Limnologie de Tihany sont exercés au quotidien par la surveillance de la qualité des eaux et par de nouvelles recherches en coopération avec d'autres organismes, aboutissant notamment à la publication de nombreux articles concernant les liens entre vent et remise en suspension par le biais de la modélisation (Aalderink *et alii*, 1984 ; Harleman *et alii*, 1990 ; Huttula, 1992 ; Koncsos *et alii*, 1995).

I – 3.2.1.2. Origine, bassin d'alimentation et bilan hydrologique du Balaton

La région de l'actuel lac Balaton repose sur les dépôts du Pliocène, sur la zone anciennement occupée par le lac Pannonien. C'est au cours du Pléistocène (Mindel-Riss, Riss) que les avant-fosses à fonds plats se forment par un jeu de failles croisées (Szilard, 1970). Au Pléistocène supérieur, l'intensification de l'affaissement de la surface Pannonienne en gradins le long des plans de failles croisées de direction nord-nord-ouest / sud-sud-est, donne naissance au bassin du lac actuel. Jusque vers la fin du Pléistocène, les dépressions sont accentuées par la déflation générée par des vents du nord, au pied des montagnes Transdanubiennes (Cserny, 2000).

La première formation du lac est datée de la fin du Pléistocène, vers 13 500 – 15 000 ans B.P. (Cserny *et alii*, 2000). A cette époque, seulement 3 bassins indépendants prennent naissance dans l'actuelle partie ouest du lac (*Fig. I-8*). L'inondation progressive des bassins va se poursuivre de manière discontinue dans l'espace et le temps, au long de la fin du Pléistocène et la première moitié de l'Holocène. Entre 5 100 ans B.P. et 2 500 ans B.P., les cordons séparant les sous-bassins sont arasés par la montée des eaux entraînant la création du Balaton actuel. Au cours de cette formation, le niveau trophique des différents plans d'eau a évolué (*Fig. I-8*).

Figure I-8 : L'évolution du lac Balaton durant le Pléistocène tardif et l'Holocène



Source : Cserny, 2000
 Réalisation : P. Papon - 2002
 Univ. Limoges - CNRS UMR 6042

Le Balaton, une fois devenu plan d'eau continu, connaît des dilatations temporaires même après la création par les Romains d'une écluse régulant son niveau d'eau vers l'an 0 de notre ère (Nagy, 1997). Le niveau ne s'est pour autant pas stabilisé et les variations, constantes depuis sa formation, ont continué d'avoir cours (Fig I-9). Ce n'est que depuis 1863, année d'inauguration du canal Sió rejoignant le Danube en direction du sud-ouest, que le niveau est définitivement stabilisé et contrôlé.

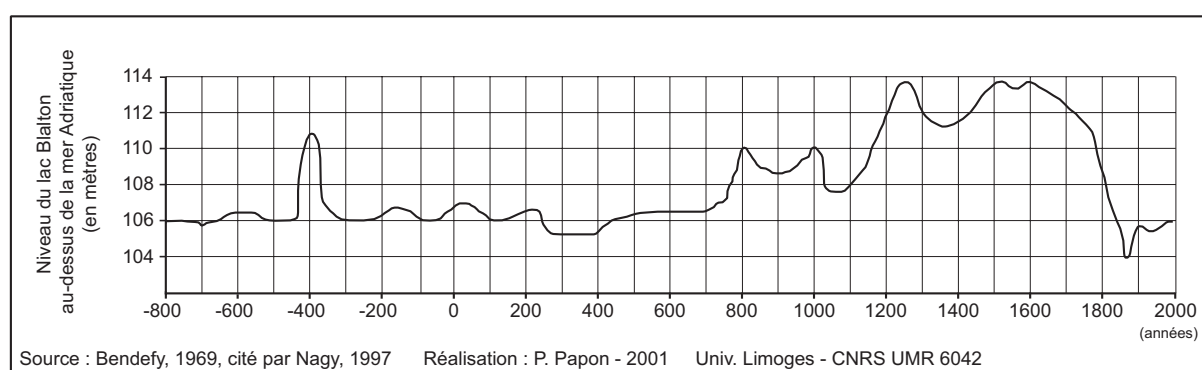
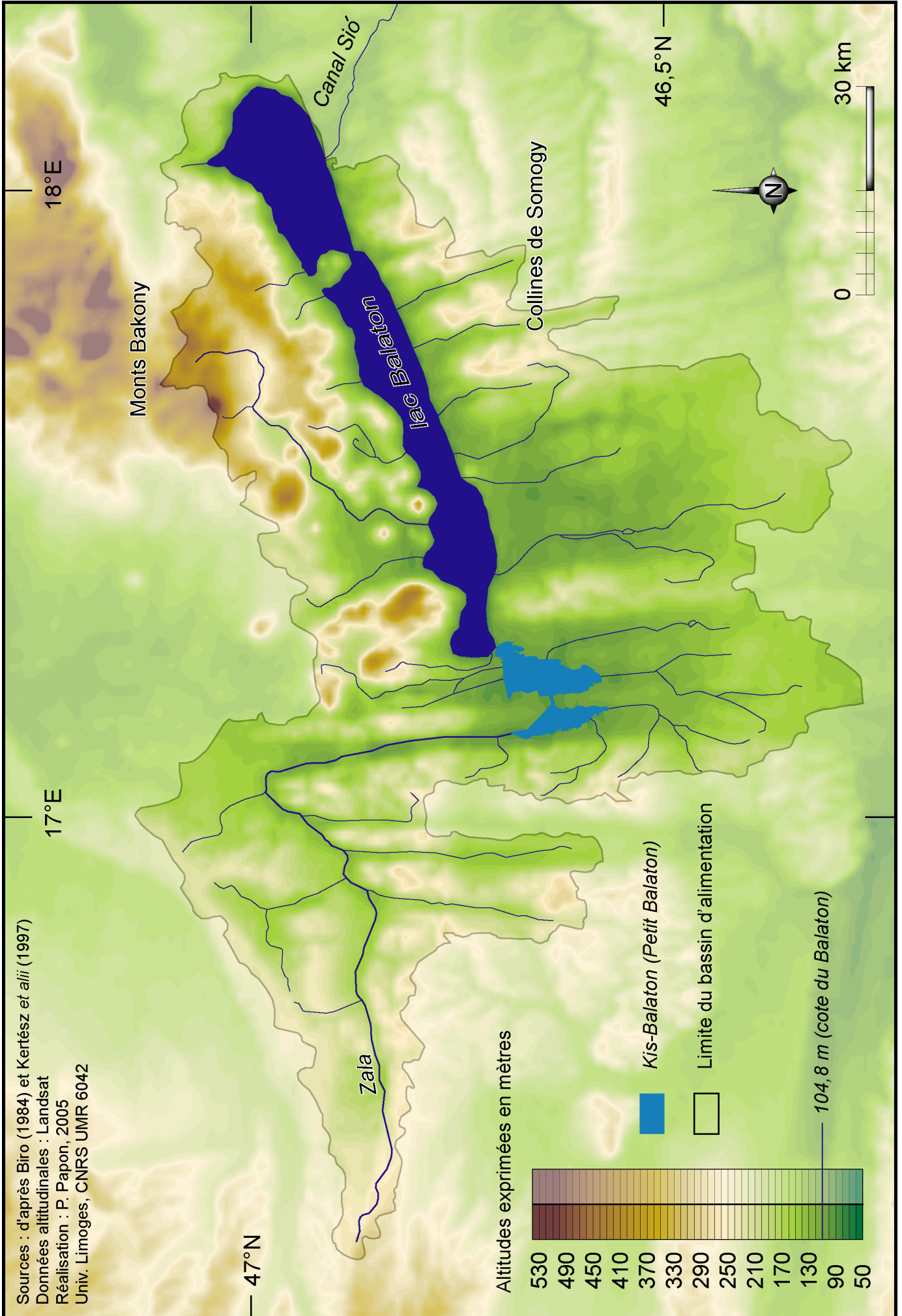


Figure I-9 : Les variations du niveau du Balaton à l'échelle historique

Le bassin versant couvre une superficie de 5 774,5 km² (Fig. I-10). 45% de cet espace sont occupés par le bassin versant de la Zala, principal affluent du lac, avec 2 622 km². Le coefficient de domination est de 9,68. Il est caractérisé par la présence d'une moyenne montagne, les monts Bakony, au nord du lac, où se situe le point culminant du bassin à 599 m. De là descend le deuxième plus important affluent du Balaton, l'Egervíz. Au sud, les collines de Somogy atteignent quant à elle péniblement les 300 m.

Figure I-10 : Le bassin d'alimentation du lac Balaton



La région du Balaton connaît un climat tempéré continental (Nagy, 1997). En effet, l'amplitude thermique annuelle est de 21,6°C, avec une moyenne mensuelle de janvier de -0,5 °C et celle de juillet de 21,1 °C. La température moyenne annuelle de l'air est de 10,7 °C (Béll *et alii*, 1974, p. 136)⁶. Les précipitations annuelles varient entre 600 et 700 mm, avec un maximum estival et un minimum hivernal sous forme de neige (Baranyi, 1975). Les vents dominants, en provenance du nord-ouest, ont une moyenne de 3,2 m/s. Le mois de juillet est le plus venteux avec une moyenne de 5 m/s, en raison de la période orageuse (la vitesse du vent pouvant alors atteindre 25 à 30 m/s pendant les orages). La faible profondeur moyenne du lac (3,25 mètres) couplée avec la course des vents engendre un brassage quasi permanent de la lame d'eau. Pendant les orages, la taille des vagues peut atteindre 2 m. La stratification thermique est donc presque constamment perturbée et ne se met en place que lors des longues périodes de calme.

Le lac reçoit 626 mm par les précipitations et 968 mm par les affluents. Les valeurs des sorties sont de 914 mm par évaporation et 680 mm par son effluent, le canal Sió, dont la capacité de décharge est de 15 m³/s (Somlyódy & Van Straten, 1986). Le lac est alimenté par 31 affluents permanents (principalement par la rive nord) et 20 affluents intermittents. Le principal est la rivière Zala, qui se jette dans la baie de Keszthely. Avec un débit moyen de 9 m³/s, elle déverse 50% du total des apports par les affluents. Le rôle de la Zala, est donc d'une importance fondamentale. Cet affluent, principal cœur nourricier du lac, le fait vivre mais peut également le mettre en danger, comme nous le verrons par la suite.

Le temps de résidence des eaux dans le lac est estimé à 4,71 ans (Nagy, 1997). Pour Meybeck (1995, p. 46-47), le temps de séjour moyen théorique des eaux dans le Balaton est de 5,5 ans. Quoi qu'il en soit, selon la classification (Meybeck, 1995), la durée est considérée comme moyenne. Ce temps de séjour moyen trouve son origine

⁶ Ces températures sont moyennées sur la période allant de 1951 et 1960, à la station météorologique de Badacsony, sur la rive nord du lac.

dans l'équilibre entre les différents facteurs influant sur sa valeur. La faible profondeur moyenne du lac (3,25 m) impliquant un faible volume, couplée avec l'importance de l'évaporation dans le bilan des sorties ont pour effet le raccourcissement du temps de résidence. En revanche, les situations géographiquement opposées de l'affluent principal, la Zala, et de l'émissaire, le canal Sió, renforcées par la forme très allongée et la grande superficie du lac tendent quant à eux à augmenter la durée de séjour des eaux.

Les variations annuelles du niveau sont estimées à 55 cm en moyenne (Biró, 1984). Ces dilatations, bien qu'étroitement liées aux conditions climatiques interannuelles, sont cependant en partie contrôlées par l'écluse commandant le débit sortant du lac. Cependant, des variations de hauteur d'eau sont capables d'apparaître entre deux points du lac sous l'effet prolongé du vent. Les seiches internes peuvent alors atteindre 1 m (Muszkalay, 1966).

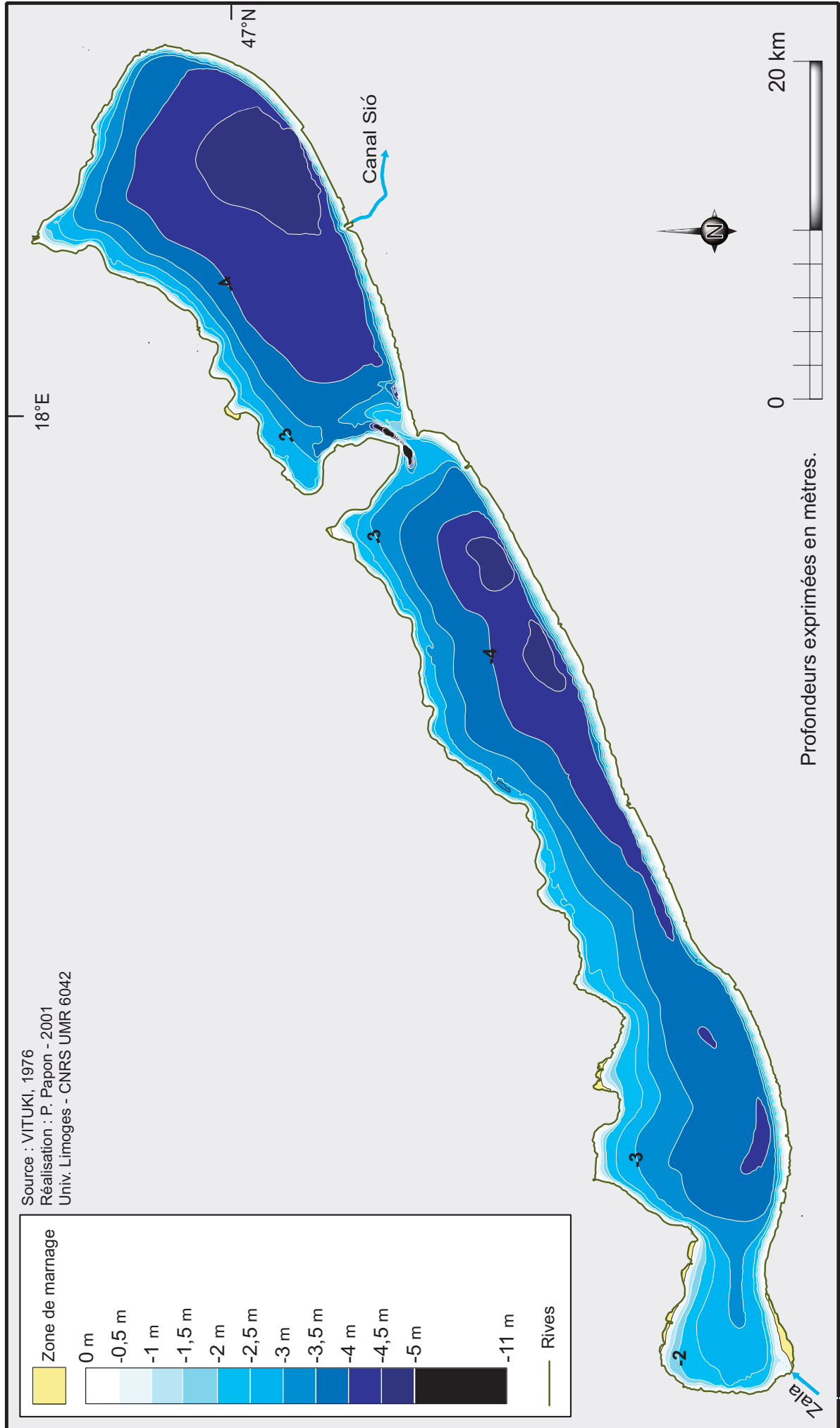
I – 3.2.1.3. Un fonctionnement lié à ses paradoxes morphométriques

Si les Germaniques le nomment *Plattensee* (Lac Plat) et que son nom hongrois actuel provient du slave *Boloto* (marais), c'est que l'identité du Balaton réside dans la combinaison d'une superficie de 596 km² et d'une profondeur moyenne de 3,25 m (Tab. I-7). Hormis une petite fosse très localisée de 10 m de profondeur (Fig. I-11), la « mer hongroise » ne constitue qu'une fine pellicule d'eau dont 99,1 % se trouvent à moins de 4,5 m (Papon, 2001). Sa profondeur relative moyenne est de 0,012 %, c'est-à-dire 47 fois inférieure à celle du Léman dont la superficie équivaut à celle du Balaton. Ces dimensions paradoxales ont pour conséquence une multitude de particularités typiques des plans d'eau superficiels, mais qui permettent parallèlement au Balaton de développer ses caractères et sa personnalité.

Morphométrie du lac	Longueur maximum (L_{\max}) en km	77,8
	Largeur moyenne (B) en km	7,7
	Largeur maximale (B_{\max}) en km	14
	Profondeur moyenne (Z) en m	3,2
	Profondeur maximum (Z_{\max})	10,2
	Indice de creux moyen (I_c)	0,13
	Longueur du trait de côte (L) en km	195
	Développement de côte (D_L)	2,25
	Superficie (A) en km ²	596
	Volume en km ³	1,97
	Temps de résidence en années	2,1
Bilan hydrologique du lac	Entrée des précipitations en mm/an	626
	Entrée des affluents en mm/an	968
	Sortie par évaporation en mm/an	914
	Sortie par l'effluent en mm/an	680
Caractéristiques du bassin d'alimentation	Superficie du bassin d'alimentation en km ²	5774
	Coefficient de domination	9,68
	Altitude maximale du bassin en m	599
Hydrodynamique du lac	Altitude moyenne du plan d'eau en m	104,8
	Marnage moyen en m	0,55
	Hauteur maximale des vagues en m	2
	Épaisseur moyenne de la banquise (déc-fév) – épaisseur maximale, en m	0,25-0,70

Tableau I-7 : La carte d'identité du lac Balaton

Figure I-11 : Carte bathymétrique du lac Balaton



Le grand lac présente une biogéographie organisée entre sa faible profondeur, bénéfique à l'implantation d'un écosystème littoral complexe, et sa grande superficie qui tend à entraver le développement de ce même écosystème vers les eaux libres. Ainsi, ce sont 42 % du trait côtier qui sont occupés par les Phragmitaies (*Photo I-2*), s'avancant par endroit jusqu'à plus de 100 m vers le large et occupant une superficie de presque 11 km². La quasi totalité de ces roselières est concentrée sur la rive nord, la rive opposée étant presque intégralement urbanisée.



Photo I-2 : La ceinture de phragmites sur la rive nord du Balaton (cliché P. Papon – 2004)

Les étendues ponctuellement offertes permettent à la végétation littorale de s'organiser horizontalement et la transition entre terre ferme et eaux libres est alors très progressive. En direction du large, se succèdent roseaux, potamots et macrophytes, qui constituent un biotope où une faune riche composée de microorganismes, d'invertébrés, d'insectes et d'oiseaux, peut demeurer. Mais si la faible profondeur favorise le développement d'une zonation biologique élaborée, elle empêche en revanche un étagement vertical. Ce dernier est d'ailleurs d'autant plus

perturbé par une hydrodynamique agitée sous l'effet du vent voyageant librement sur la grande superficie du plan d'eau. C'est pourquoi le benthos occupe une grande place (Burgis & Morris, 1987) et les contrastes d'habitat dans la colonne d'eau sont très faibles (Biró, 1984). La décomposition bactérienne est rapide, surtout en été où la température de l'eau et les bilans radiatifs sont élevés.

Pourvu d'une faible inertie, le lac réagit rapidement et de manière prononcée aux forçages externes. La température est ainsi très variable, et ce sur toute l'épaisseur de la lame d'eau qui « fonctionne comme un épilimnion » (Biró, 1984, p. 243, traduit de l'anglais). Le Balaton est polymictique et les sauts thermiques entre la surface et le fond atteignent tout au mieux 3 à 4 °C en période de calme sans jamais perdurer à l'échelle saisonnière (Sáringér, 1901, Herodek, 1988). Si les contrastes verticaux de température ne sont guère prononcés, la courbe annuelle de température de l'eau présente en revanche des écarts très importants alimentés par le climat tempéré continental. Recouvert par la banquise en janvier et février, le plan d'eau atteint des valeurs estivales instantanées de 28 °C, la moyenne d'août étant de 24,1 °C (Baranyi, 1975, Herodek, 1988). De par sa grande superficie, l'évaporation tient la première place dans le bilan hydrique des sorties, à l'instar des autres lacs plats hongrois comme le Fertő (Neusiedlersee) ou le Velencei. Parmi les échanges entre air et eau, le vent, doté d'une longue course, tient une place prépondérante dans le fonctionnement du Balaton. Il participe activement à l'absence de stratification thermique stable. Il résulte de ces brassages quasi permanents une homothermie caractéristique du couplage d'une grande superficie et d'une faible profondeur. Selon Biró (1984), un vent de 4 m/s suffit pour remuer les particules sédimentaires solides du fond et faire descendre la transparence à seulement 10 à 20 cm. Une des conséquences directes en est la couleur même des eaux du lac, reconnaissables par leur opalescence.

Avant que le lac ne soit en partie domestiqué par la régulation de sa rive sud et la construction d'une écluse au 19^{ème} siècle, la morphologie naturelle de la cuvette offrait au Balaton l'occasion de se dilater à chaque variation du niveau des eaux. Le lac a atteint son extension maximale de 1 380 km² il y a quelques milliers d'années, remontant par le lit en pente douce de ses affluents. Une morphométrie aussi plane induit des variations horizontales importantes en réponse à des marnages même faibles. Là encore réside un des aspects de la sensibilité du plan d'eau face aux forçages externes, matérialisés en l'occurrence par les bilans hydrologiques d'entrées. Et le bassin versant d'apporter ses matériaux sédimentaires sains ou toxiques, conduisant inéluctablement au comblement de la cuvette lacustre actuellement à moitié colmatée. La précipitation des particules solides paraît pourtant difficile dans des eaux constamment mélangées par les brassages. Mais ce serait sans compter sur la banquise hivernale qui constitue une protection contre le vent et ses effets, et qui permet aux sédiments de se déposer sur le fond.

C'est donc bien la combinaison des paramètres intrinsèques du lac et des forçages externes qui donnent au Balaton son statut de plan d'eau superficiel particulier mais malheureusement également celui d'un lac très touché par l'eutrophisation.

I – 3.2.1.4. Les mécanismes de l'eutrophisation du Balaton

Comme nous l'avons évoqué, la faible inertie du Balaton lui confère une grande vulnérabilité. Tous les cycles biogéochimiques sont rapides, le temps de réponse est court et le lac offre des conditions malheureusement favorables à l'eutrophisation. Les explosions phytoplanctoniques y sont fréquentes et la biomasse par unité de surface atteint des valeurs élevées. En été, les eaux recouvrent invariablement une couleur verte (*Photo I-3*). Tous ces caractères de lac eutrophe sont le résultat d'un fonctionnement commandé par les paramètres géographiques.



Photo I-3 : Les eaux vertes de la baie de Keszthely en été (cliché P. Papon – 2001)

Les dimensions paradoxales exacerbent et entretiennent les mécanismes de l'eutrophisation. Ainsi, les hautes températures estivales couplées à la pénétration des radiations solaires entraînent la rapidité des cycles physico-chimiques. Le temps de renouvellement des phosphates dans l'eau du Balaton se compte seulement en minutes, celui des nitrates en jours. Ces cycles, très courts à l'échelle de l'année, le sont encore plus en saison chaude. Cette rapidité des cycles, confère alors aux nutriments associés aux sédiments un rôle fondamental. La charge sédimentaire en phosphore disponible correspond à six ou sept ans d'apports externes (Herodek, 1988). Cela signifie que la seule charge interne est potentiellement capable d'alimenter le réseau trophique du lac, et que stopper les apports externes ne résoudrait pas le problème de l'eutrophisation. Mais si les nutriments adsorbés au sédiment sont libérés, c'est grâce à la remise en suspension. Le phénomène de relargage est en effet exacerbé et entretenu par la fréquence des brassages induits par le vent, fruit de la combinaison de la faible profondeur et de la grande superficie du plan d'eau. Par exemple, lors d'un seul orage, Biró (1984) a pu estimer le relargage

moyen du phosphore à 1,23 mg/m² et même, dans la baie de Keszthely, à 30 mg/m². Le point central du mécanisme de relargage réside en la présence d'un taux maximum de nutriments dans la partie sommitale de la fraction sédimentaire (Photo I-4). Cette couche superficielle contaminée représente la source interne qui permet à l'eutrophisation d'entretenir son propre fonctionnement à l'intérieur du lac.



Photo I-4 : Carottages sédimentaires dans la baie de Keszthely (cliché P. Papon, septembre 2000)
Les quatre échantillons de droite comportent une couche superficielle noirâtre, chargée en phosphore.

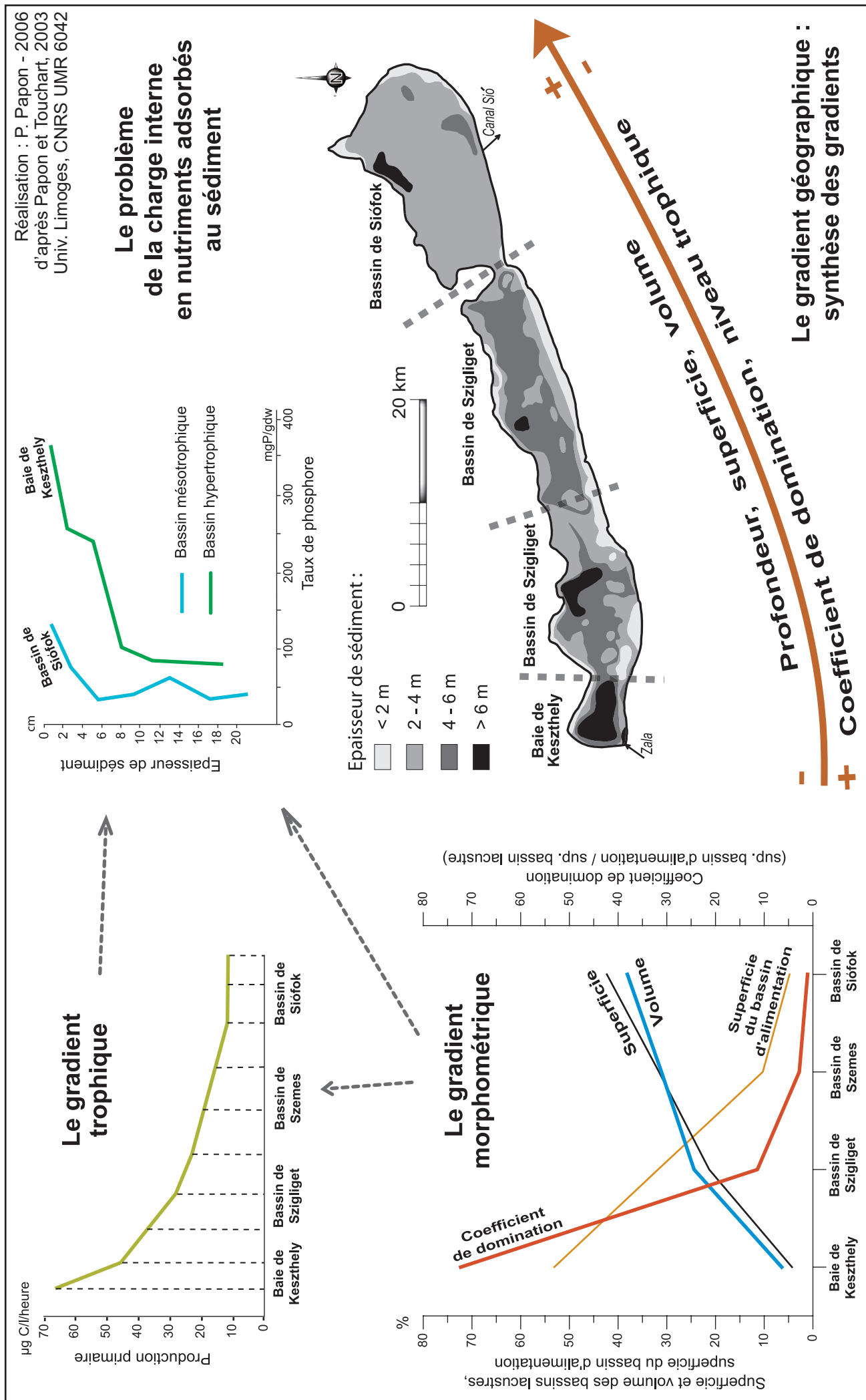
Le sédiment de subsurface, isolé de la masse d'eau par les dépôts les plus superficiels, subit des conditions anaérobies et réduites, qui sont celles favorables à la désorption des phosphates. Ce phosphore relargué a tendance à remonter dans la colonne sédimentaire. Une fois parvenu à l'interface eau-sédiment, les brassages et la remise en suspension ont un double effet : l'oxygénation du fond et la libération des

phosphates assimilables dans l'eau. Une partie de ce phosphore est donc immédiatement refixée aux particules solides grâce à l'oxygène mais le reste est réinjecté dans le cycle trophique grâce à la rapidité du cycle, constituant un taux suffisant pour provoquer les effets de l'eutrophisation.

La grande étendue du Balaton est suffisante pour provoquer des contrastes géographiques et la zonation d'un certain nombre de phénomènes, comme l'eutrophisation, dans le sens de l'allongement. Le grand lac hongrois est constitué de quatre sous-bassins délimités par des seuils bathymétriques plus ou moins marqués et par la présence de cellules de courants qui leur sont propres (Györke, 1975, Shanahan *et alii*, 1986). Ces quatre régions limniques voient leur profondeur, leur superficie et leur volume augmenter d'ouest en est, tandis que la taille de leur bassin d'alimentation diminue dans le même sens (*Fig. I-12*). Il en résulte un gradient d'eutrophisation calqué sur la configuration morphologique du lac et de son bassin, le niveau trophique augmentant d'est en ouest. Ceci est bien la preuve que les paramètres géographiques jouent un grand rôle dans le fonctionnement du plan d'eau. Le plus petit bassin, la baie de Keszthely, qui est de loin la plus eutrophe, reçoit le plus important affluent du lac, la Zala. Elle possède également la plus importante épaisseur de sédiment avec par endroits plus de 10 m de dépôts (Budai *et alii*, 1999) (*Fig. I-12*). A l'inverse, la région limnique la plus étendue et la plus profonde, située à l'extrême est du plan d'eau, est très peu dominée par son bassin d'alimentation et reçoit très peu d'apports sédimentaires. Nous pouvons donc mesurer ici tout le poids de la faible profondeur et de la charge interne dans le poids de l'eutrophisation.

Au regard des connaissances déjà établies sur le grand lac hongrois, il serait légitime de se demander pourquoi il a été intégré dans notre étude. Le Balaton est clairement représentatif des grands lacs plats de la zone tempérée. En cela, les nombreuses études le concernant servent de références et autorisent une comparaison plus solide avec d'autres plans d'eau superficiels. Car si la « mer hongroise » est connue, d'autres lacs en revanche sont plus secrets.

Figure I-12 : Les gradients du lac Balaton



I – 3.2.2. Le lac de Grand-Lieu

Le lac de Grand-Lieu est un plan d'eau méconnu du grand public. Caché derrière une barrière de roseaux, il se fond dans un paysage sans relief n'offrant pas de point de vue permettant d'apercevoir les eaux du lac. Protégé des visiteurs par la réglementation de la réserve naturelle, ce lac est resté secret. En comparaison avec les lacs français plus célèbres, il est même quasiment absent de la littérature scientifique.

Plus grand lac naturel de plaine français, Grand-Lieu est situé sous l'estuaire de la Loire, à environ 14 km au sud de Nantes. Il trouve son origine dans un fossé d'effondrement daté du Tertiaire ayant connu plusieurs invasions marines jusqu'au Flandrien (Marion, 1999). Depuis 1947, le lac appartenait à la Société Civile Immobilière de Grand-Lieu. Une grande partie du plan d'eau et ses alentours furent rachetés en 1960 par Jean-Pierre Guerlain, descendant de la célèbre dynastie des parfumeurs. Ce dernier entreprit la conservation de la zone humide en stoppant son assèchement entrepris par la SCI. C'est en 1977 qu'il céda le lac à l'Etat, sous la condition de la création d'une réserve naturelle et d'en confier la gestion à la SNPN (Société Nationale de Protection de la Nature, également gestionnaire de la réserve Camarguaise). La réserve naturelle nationale fut créée en 1980 et la gestion confiée à la SNPN en 1985. En plus de la création d'une réserve naturelle nationale, la zone bénéficie de classements en Z.I.C.O. (Zone Importante pour la Conservation des Oiseaux), en O.N.Z.H. (Observatoire National des Zones Humides) et ponctuellement, autour du lac, un certain nombre de Sites Inscrits.

Le lac s'étend sur plus de 63 km² en hiver et se rétracte sur 40 km² en été (Marion, 1999). Ces écarts de superficie interannuels sont bien évidemment la conséquence d'une cuvette extrêmement plane, dont la profondeur maximale ne dépasse pas 1,20 m en été. L'effluent du lac, l'Acheneau, rejoint l'estuaire de la Loire quelques 25 km en aval sur un très faible dénivelé. Ce dernier est si peu important, que la limite entre la zone lacustre et son émissaire est difficile à discerner. La mise en place d'une écluse (*Photo I-5*) permet aujourd'hui de fixer une frontière physique

entre le lac et son affluent, et de réguler le niveau du plan d'eau. Cependant, en hiver, lorsque le lac et l'estuaire de la Loire connaissent leurs plus hautes eaux, ils se rejoignent ne formant qu'un ensemble. L'altitude moyenne du plan d'eau n'est que de 1,15 m (cote NGF⁷) tandis que les plus hautes marées dépassent les 2 m. La cote NGF n'est pas exclusivement utilisée par les gestionnaires du lac. Ces derniers utilisent également la cote Busay (1,15 m cote NGF correspond à 1,60 m cote Busay).

Deux principaux affluents alimentent Grand-Lieu : l'Ognon et la Boulogne (Fig. I-13). Ils débouchent dans le lac respectivement par l'est et le sud-est. L'ensemble du bassin d'alimentation couvre 829 km² et impose au plan d'eau un coefficient de domination élevé de 46,7 (coefficient de domination par rapport au niveau moyen).

Le lac présente plusieurs types de milieux (Fig. I-14). En hiver, le lac recouvre les prairies tourbeuses environnantes qui servent de pâtures en saison estivale, lorsqu'elles sont découvertes (Photo I-6). Du nord au sud, en formant un arc de cercle du côté ouest, se dresse une roselière, en majeure partie colonisée par des forêts flottantes de saules et d'aulnes. Ces ensembles végétaux sont localement appelés « levis », en raison de leurs oscillations en fonction du niveau des eaux (Photo I-7). Ces forêts sont percées de canaux (appelés « rades ») permettant d'y circuler en bateau (Photo I-8).

La zone centrale de Grand-Lieu voit se côtoyer eaux libres et herbiers flottants. Ces derniers constituent l'extraordinaire richesse floristique du plan d'eau. Composés de nénuphars blancs (*Nymphaea alba*), de nuphars jaunes (*Nuphar lutea*), de limnanthèmes (*Nymphoides peltata*) et de châtaignes d'eau (*Trapa natans*) pour ne citer que les plus représentatifs, ils couvrent une superficie de 8 km² (Boret & Reeber, 2004). Ces formations végétales (Photo I-9) recouvrent la surface de l'eau une partie de l'année, entre avril en octobre (Marion, 1999). Leur délimitation avec l'eau libre, à l'intérieur du lac, reste généralement assez nette (Photo I-10).

⁷ NGF : Nivellement Général de la France



Photo I-5 : L'écluse de sortie sur l'Acheneau (cliché P. Papon, 2004)



Photo I-6 : Les prés au printemps, lorsque les eaux se retirent (photo D. Brunaud, 2006)

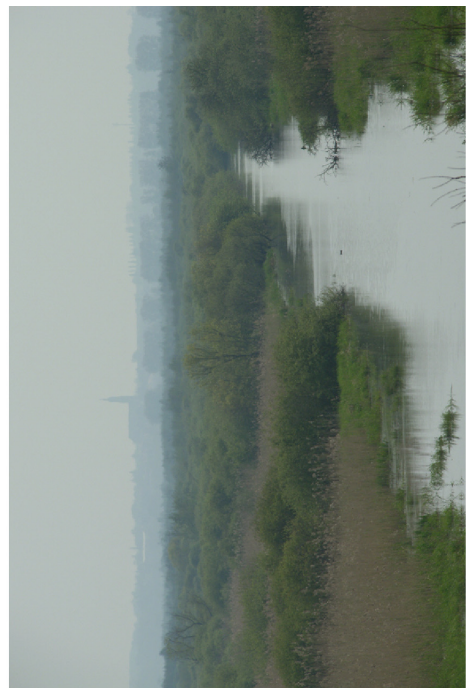


Photo I-7 : Les "levis" où se mêlent roselières, saules et aulnes traversés par les rades (cliché D. Brunaud, 2006)



Photo I-8 : Une des plus grande rades de Grand-Lieu le canal Guerlain, vu en direction du sud (cliché P. Papon, 2004)

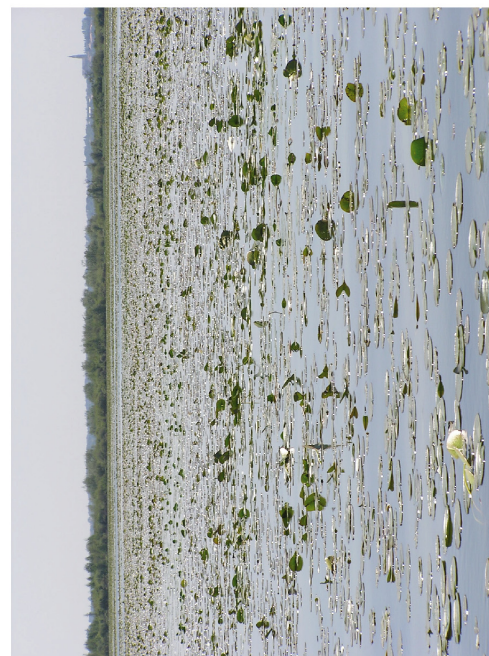


Photo I-9 : L'herbier flottant (cliché P. Papon, 2004)

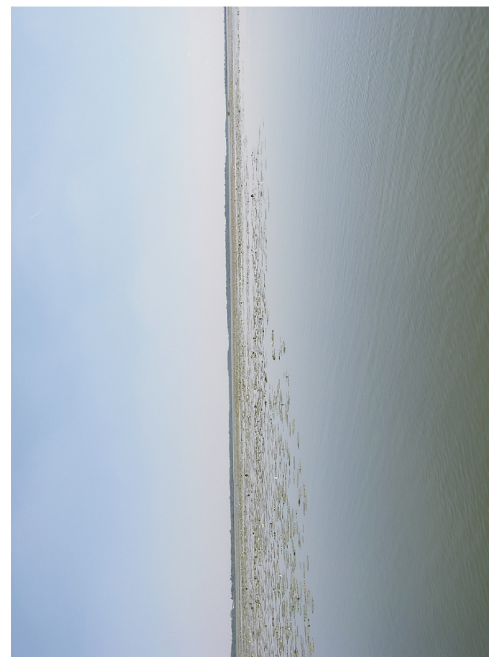


Photo I-10 : La limite entre l'herbier et les eaux libres (cliché P. Papon, 2004)

Figure I-13 : Le bassin d'alimentation du lac de Grand-Lieu

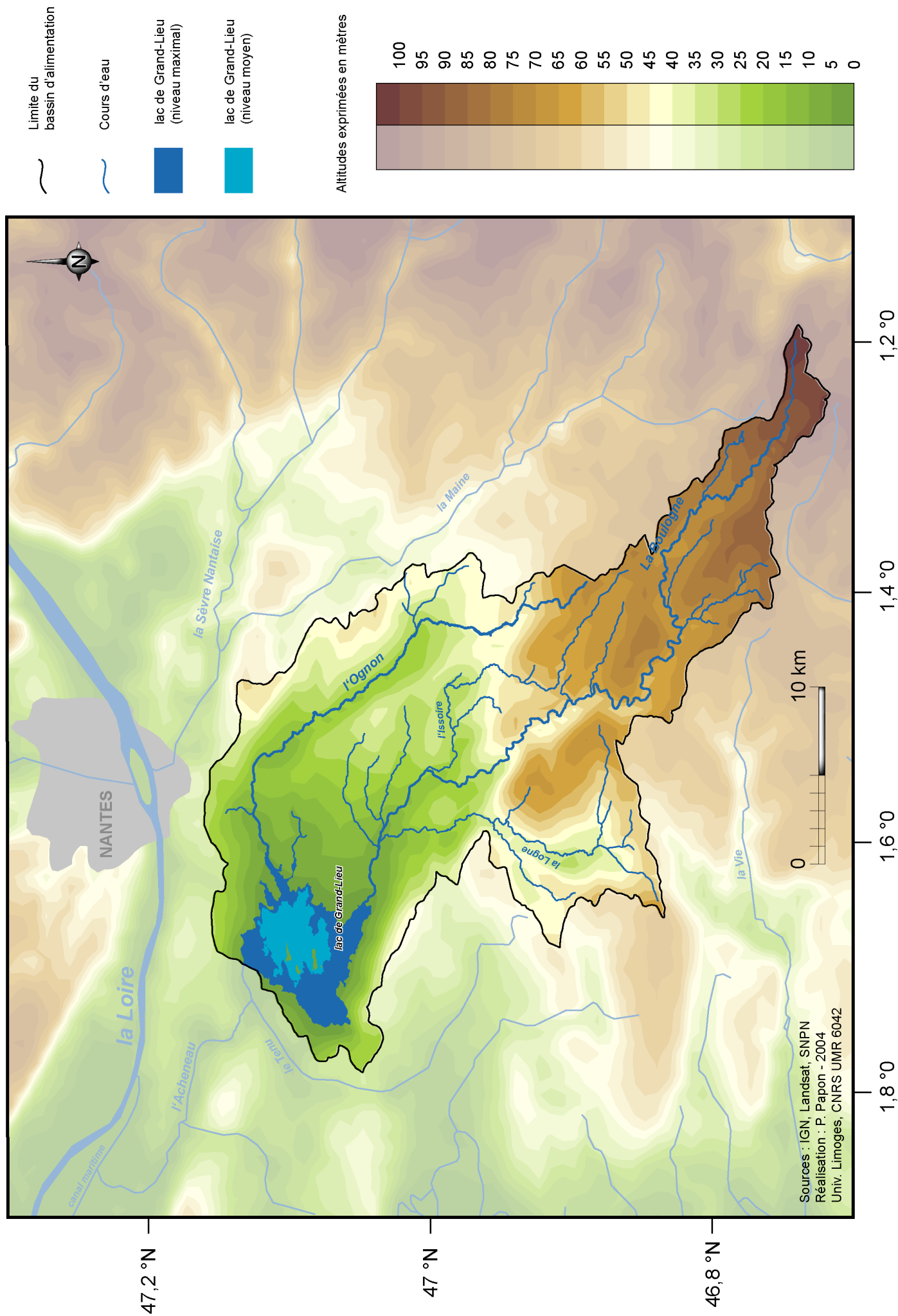
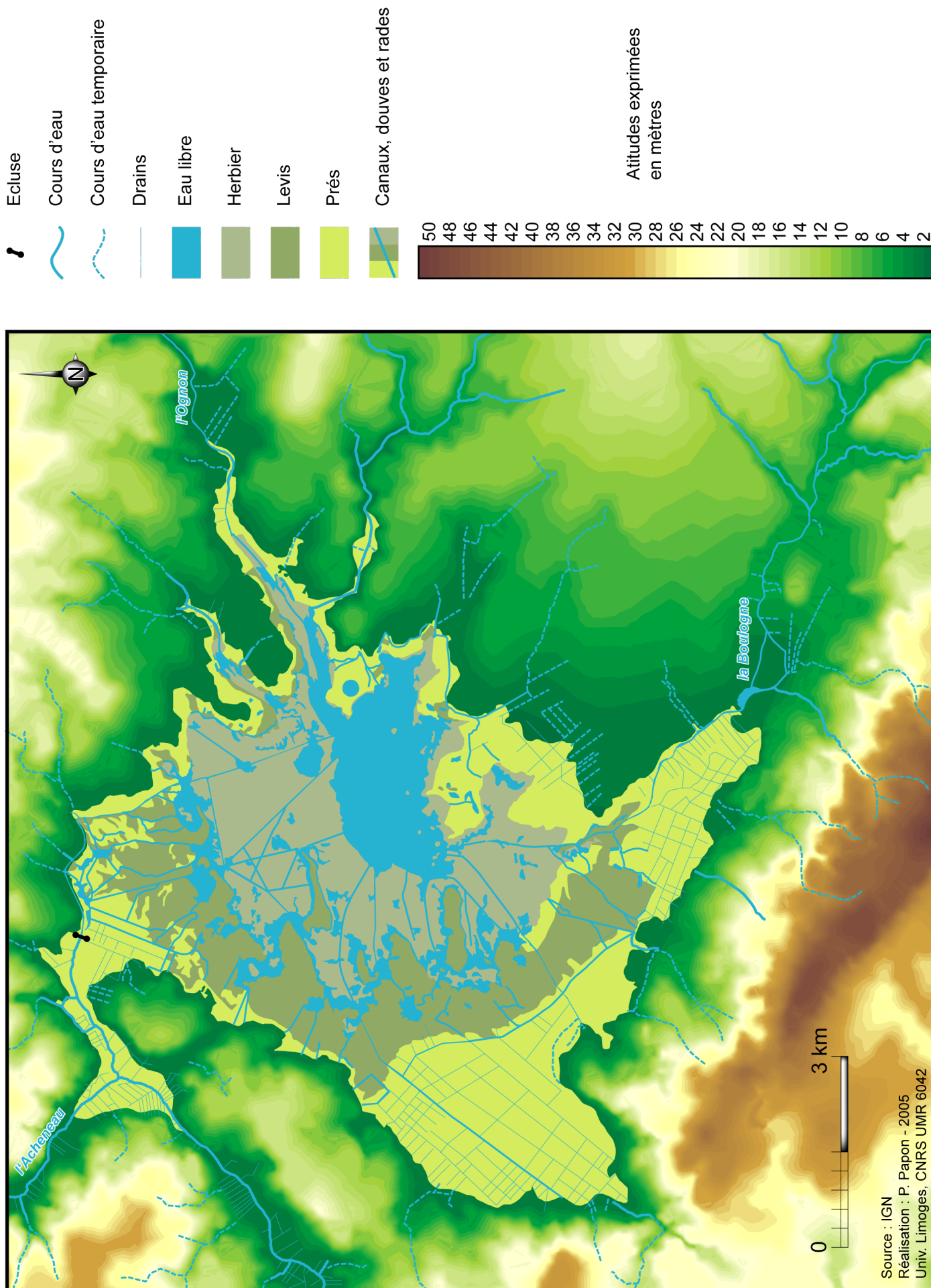


Figure I-14 : Les différents milieux de Grand-Lieu



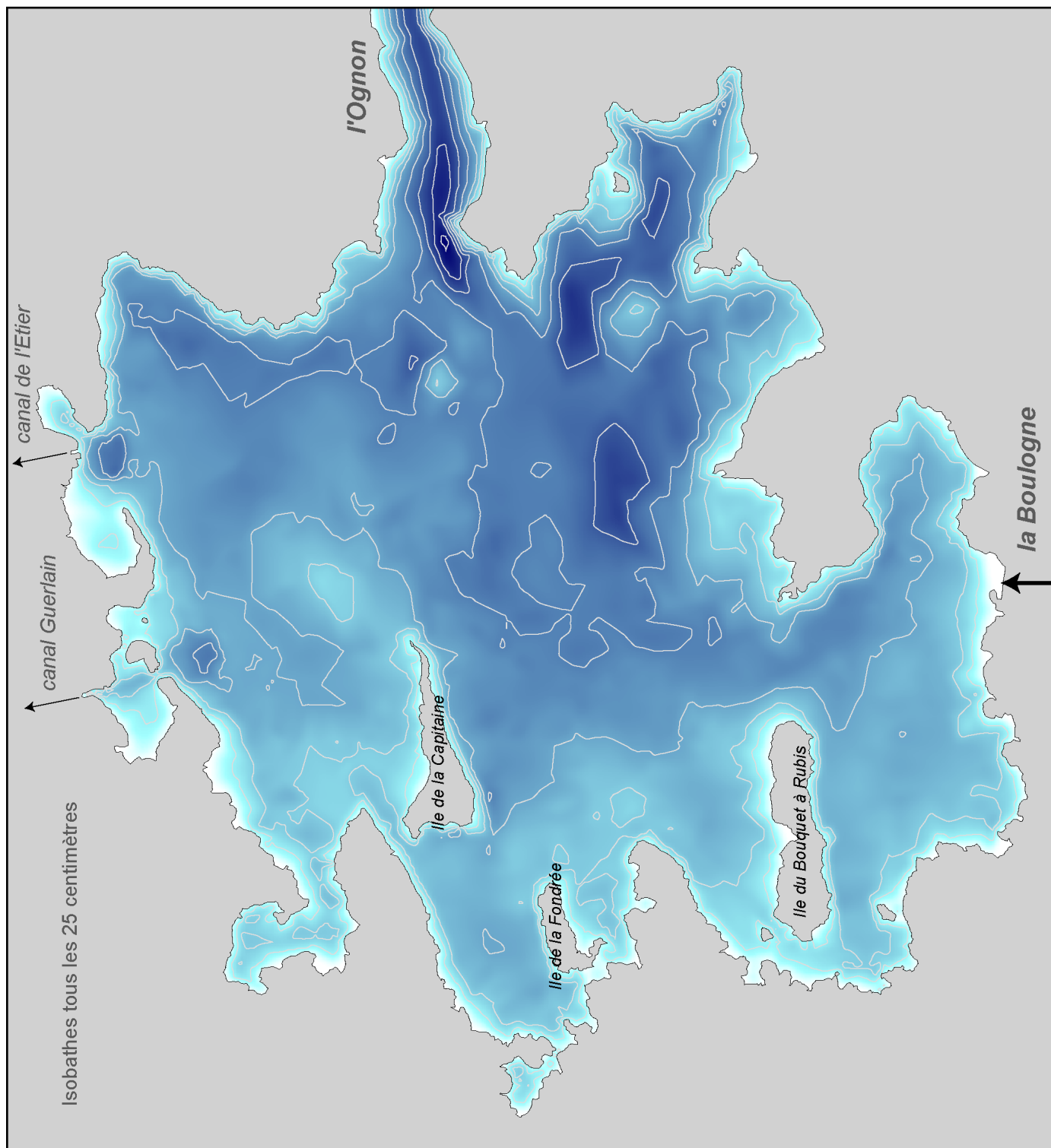
Source : IGN
 Réalisation : P. Papon - 2005
 Univ. Limoges, CNRS UMR 6042

Il n'est pas aisé de circonscrire la zone proprement lacustre de Grand-Lieu. Les écarts de superficie entre les hautes et les basses eaux sont tels que le lac offre plusieurs visages en fonction de son niveau. Cependant, nous nous concentrerons sur le lac en saison chaude, qui correspond à la zone la plus souvent ennoyée et abritant les eaux libres et l'herbier. Au regard des données morphométriques (*Tab. I-8*), le lac de Grand-Lieu, pour sa zone centrale, possède un indice de creux moyen de 0,17, approchant celui du Balaton (0,13). La cuvette du lac nantais, s'enfonce très progressivement de l'ouest vers l'est (*Fig. I-15*), pour atteindre une profondeur maximale de seulement 1,81 m au débouché de l'affluent principal, l'Ognon.

Morphométrie du lac	Profondeur moyenne (Z) en m	NC
En Hautes-eaux	Profondeur maximum (Z _{max})	1,81
	Indice de creux maximal (I _c)	0,25
	Longueur du trait de côte (L) en km	77,8
	Développement de côte (D _L)	3,02
	Superficie (A) en km ²	52,8
	Volume en m ³	NC
Morphométrie du lac	Profondeur moyenne (Z) en m	0,71
Zone Centrale	Profondeur maximum (Z _{max})	1,81
	Indice de creux moyen (I _c)	0,17
	Longueur du trait de côte (L) en km	51,8
	Développement de côte (D _L)	3,47
	Superficie (A) en km ²	17,75
	Volume en m ³	12 594 000
Morphométrie du lac	Profondeur moyenne (Z) en m	1,1
Zone centrale en eaux libres	Profondeur maximum (Z _{max})	1,81
	Indice de creux moyen (I _c)	0,53
	Longueur du trait de côte (L) en km	15
	Développement de côte (D _L)	2,06
	Superficie (A) en km ²	4,2
	Volume en m ³	4 619 000
Caractéristiques du bassin d'alimentation	Superficie du bassin d'alimentation en km ²	829
	Coefficient de domination (sur la zone centrale)	46,7
	Altitude maximale du bassin en m	114
	Altitude moyenne du plan d'eau en m (cote NGF)	1,15

Tableau I-8 : La carte d'identité du lac de Grand-Lieu (à la cote NGF 1,15 m)

Figure I-15 : Carte bathymétrique de la zone centrale du lac de Grand-Lieu



Réalisation : P. Papon - 2006
Bathymétrie : P. Boret, L. Marion, J. Clavier,
A. Carpentier, S. Reeber - 1997, 1998, 2000
Univ. de Limoges, CNRS UMR 6042

La zone constamment en eau libre est localisée dans la partie est du lac, autour et dans le prolongement de l'embouchure de l'Ognon, l'un des deux tributaires principaux. D'une superficie de 8 km², c'est la partie qui abrite les plus grandes profondeurs, n'atteignant cependant que difficilement les 1 m en période estivale. Si l'on additionne à cela les quelques poches d'eau non recouvertes disséminées sur le lac, nous ne trouvons que 12 km² d'eau libre (Boret & Reeber, 2004).

Le lac de Grand-Lieu est donc l'un des lacs français les plus plats et parmi les plus protégés. Il est en cela un sujet d'étude particulièrement intéressant. Son indice de creux, bien que dans le même ordre de grandeur, est légèrement plus élevé que celui du Balaton. En revanche les dimensions verticales entre ces deux lacs ont un rapport d'environ 34. Enfin, l'opposition entre le climat semi-continental hongrois et océanique nantais peut apporter un éclairage intéressant sur l'étude comparée de ces deux lacs.

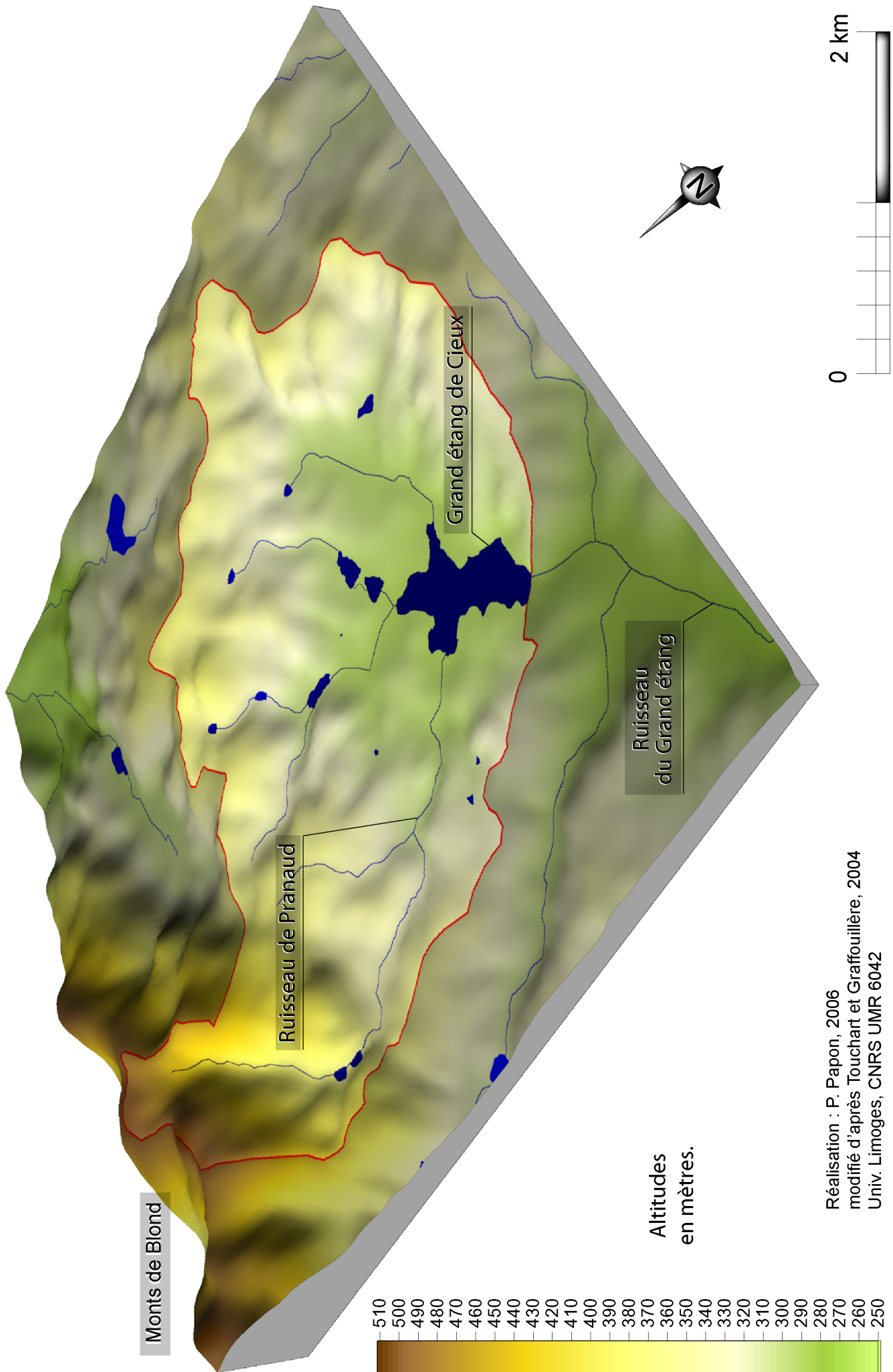
Il manque cependant à notre panel de plans d'eau peu profonds, un plan d'eau dont la profondeur relative est plus importante, et qui se démarque en cela de nos deux précédents exemples.

I – 3.2.3. Un étang limousin : le Grand Etang de Cieux

Les étangs présentent, à grande échelle, des comportements de type lacustre (Graffouillère, 2000, 2001). Leur faible profondeur absolue, leur faible inertie et la forte présence des écosystèmes littoraux leur confèrent une personnalité similaire à celle des plans d'eau superficiels. Mais leur dimension verticale réduite couplée avec des dimensions horizontales parfois encore plus faibles, entraînent des profondeurs relatives pouvant être élevées.

Le Grand étang de Cieux est situé sur le piémont méridional des monts de Blond (*Fig. I-16*). C'est l'un des étangs les plus étendus du Limousin (*Tab. I-9*). Sa superficie moyenne est de 35,5 ha (Crouzevialle *et alii*, 2004).

Figure I-16 : Le bassin d'alimentation du Grand Etang de Cieux



Cet étang connaît des distensions horizontales pouvant aller de 32,5 ha à son niveau le plus bas jusqu'à 45,6 ha en hautes eaux (Carlini, 2006). Sa superficie moyenne est de 34,6 ha (Tab. I-9). Sa profondeur, qui n'atteint pas les 4 m (Fig. I-17), correspond à celle du plus petit bassin du lac Balaton, la baie de Keszthely, mais dont la superficie est environ mille fois supérieure à celle de cet étang.

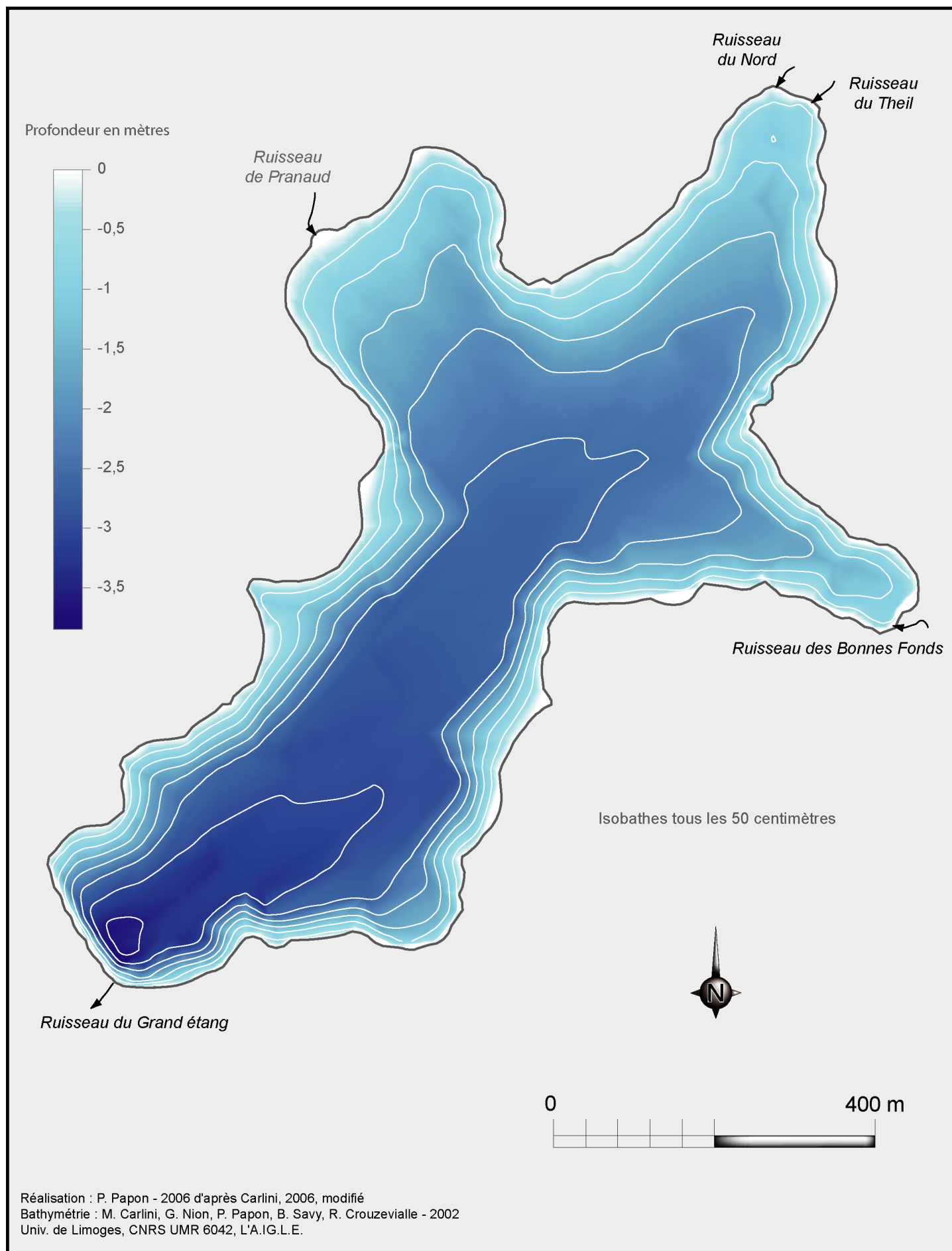


Photo I-11 : Le Grand Etang de Cieux vu depuis l'extrémité nord de la digue (cliché Carlini 2004)

Morphométrie de l'étang	Longueur maximum (L_{max}) en m	1 166
	Largeur moyenne (B) en m	297
	Largeur maximale (B_{max}) en m	707
	Profondeur moyenne (Z) en m	1,65
	Profondeur maximum (Z_{max})	3,69
	Indice de creux moyen (I_c)	2,8
	Longueur du trait de côte (L) en m	3 783
	Développement de côte (D_L)	1,81
	Superficie (A) en m^2	346 300
	Volume en m^3	572 427
	Temps de résidence en jours	43
Caractéristiques du bassin d'alimentation	Superficie du bassin d'alimentation en km^2	12,22
	Coefficient de domination	35
	Altitude maximale du bassin en m	514
	Altitude moyenne du plan d'eau en m	289,4
Hydrodynamique de l'étang	Marnage maximale en m (période 1999-2003)	0,85

Tableau I-9 : La carte d'identité du Grand Etang de Cieux (d'après Carlini, 2006)

Figure I-17 : Carte bathymétrique du Grand Etang de Cieux



Dans sa typologie morphologique des étangs, Carlini (2006) place le Grand Etang de Cieux dans la catégorie des étangs-lacs de confluence. Ce type de plan d'eau possède selon lui une profondeur maximale de moyenne importance avec 3,69 m et un indice de creux moyen qui atteint 2,8. Cette typologie s'inscrit dans l'étude des étangs limousins dont la particularité est d'être majoritairement creux (Bartout *et alii*, 2004). Par conséquent, l'étang de Cieux se trouve être relativement plat par rapport aux plans d'eau rencontrés dans cette région. En revanche, parmi les plans d'eau superficiels étudiés dans nos travaux, cet étang possède le plus important indice de creux. Il se situe pour nous dans les plans d'eau les plus creux car si sa profondeur absolue est faible, sa superficie l'est aussi.

Dernier plan d'eau parmi nos sujets d'étude, cet étang, s'il n'est pas le plus profond, est celui possédant la plus petite superficie. Son indice de creux, de 2,8, est bien supérieur à ceux du Balaton (0,13) et de Grand-Lieu (0,17). Son intérêt réside principalement dans le fait qu'un tel indice de creux ne lui confère pas forcément, au premier abord, le statut de plan d'eau pelliculaire. Son intégration à l'étude représente donc une pièce importante dans la problématique de définition et de compréhension du fonctionnement des plans d'eau peu profonds.

I – 3.3. De la « mer hongroise » en milieu semi-continentale à l'étang limousin, en passant par un Grand-Lieu océanique

Les trois plans d'eau étudiés sont désormais présentés. Afin de les recadrer tous les trois dans notre étude et de les confronter les uns aux autres, un tableau comparatif ne semble pas inutile (Tab. I-10).

Nom	Grand Etang de Cieux	Lac de Grand-Lieu	Lac Balaton
Longitude	1,05° E	1,63° O	17,4° E
Latitude	45,9° N	47,1° N	46,5° N
Altitude (m)	289	1,15	104,8
Profondeur maximale (m)	3,69	1,81	10
Profondeur moyenne (m)	1,65	0,71	3,2
Superficie (km ²)	0,35	17,75	596
Rapport superficie/Cieux	1	51	1 700
Rapport superficie/Grand-Lieu	1/51	1	34
Rapport superficie/Balaton	1/1 700	1/34	1
Indice de creux moyen	2,8	0,17	0,13
Volume (km ³)	0,0006	0,12	1,97
Rapport volume/Cieux	1	200	3 280
Rapport volume/Grand-Lieu	1/200	1	16
Rapport volume/Balaton	1/3 280	1/16	1
Longueur du trait de côte (km)	3,8	51,8	195
Développement du trait côte	1,81	3,47	2,25
Origine	Anthropique	Fossé d'effondrement	Fossé d'effondrement
Régulation du niveau	Naturelle	Artificielle	Artificielle
Superficie du bassin d'alimentation (km ²)	12	829	5 774
Coefficient de domination	35	46,7	9,7
Région climatique	Tempérée océanique	Tempérée océanique	Tempérée semi-continentale

Tableau I-10 : Comparaison des 3 plans d'eau superficiels étudiés

Nos plans d'eau se situent donc aux mêmes latitudes, avec un écart de seulement 2,2° entre Cieux, le plus méridional, et Grand-Lieu, le plus septentrional. En revanche, longitudinalement, les distances entre nos terrains d'études sont importantes. Tandis que Grand-Lieu et Cieux sont à moins de 2° de longitude du méridien de Greenwich, respectivement à l'ouest et à l'est, le Balaton s'étale entre le

17^{ème} et le 18^{ème} degrés est. Ces quelques 1 500 km, qui séparent le plan d'eau le plus occidental du plus oriental, entraîne la présence d'un gradient climatique. A l'intérieur de la zone tempérée, nos plans d'eau sont des sous des domaines climatiques différents. Selon les auteurs, les dénominations de ces domaines varient. Le lac de Grand-Lieu est situé dans le domaine océanisé (Vigneau, 2005) ou le « climat breton » (Viers, 1990). Il est dominé par le flux océanique d'ouest et est principalement caractérisé par une faible amplitude thermique annuelle, avec des hivers doux et des étés frais. L'étang de Cieux est situé soit dans le domaine océanisé, à l'instar de Grand-Lieu, soit à la limite du climat breton et du climat lorrain (Viers, 1990). Ce dernier se différencie du climat breton surtout par des hivers moins doux. Enfin, le domaine climatique du Balaton est qualifié soit de semi-océanisé (Vigneau, 2005), soit de climat danubien (Viers, 1990). L'amplitude thermique annuelle est plus importante en atteignant les 20 °C et les étés sont plus arrosés. Ce domaine climatique correspond à la marge océanique, résultat de la dégradation du domaine océanique *stricto sensu*. Ce gradient climatique européen est unique car le flux d'ouest peut pénétrer loin à l'intérieur du continent sans rencontrer de barrière montagneuse, telles que les Rocheuses en Amérique du Nord ou la Cordillère des Andes en Amérique du Sud. Cette transition complexe de l'océanique vers le semi-continental peut se résumer en trois principaux traits (Godard & Tabeaud, 2004) :

- un changement du régime thermique avec un accroissement des amplitudes annuelles dicté par des étés légèrement plus chaud et surtout des hivers plus froids
- un apaisement progressif des vents lié à la présence de brouillards de rayonnement plus fréquents
- une inversion du régime pluviométrique caractérisée par la diminution des précipitations hivernales et l'augmentation de celles du printemps et de l'été

En somme, la localisation de nos trois plans de la côte atlantique vers le cœur du continent européen, correspond un gradient climatique présentant un intérêt dans notre étude. Premièrement, la distribution et les vitesses de vent varient, avec notamment une diminution des vitesses moyennes au fur et à mesure que l'on

s'éloigne de l'océan. Deuxièmement, l'amplitude thermique augmente vers l'est. Ce changement de condition climatique se fait d'autant plus sentir sur les tranches d'eau peu épaisse.

Pour le reste du tableau comparatif (*Tab. I-10*), il est important de distinguer les valeurs relatives, permettant de comparer nos plans d'eau sur les mêmes bases, des valeurs absolues. Ces dernières, comme la superficie ou le volume, présentent de tels écarts qu'il semble difficile de comparer le Balaton dont la surface équivaut à 51 fois celle de Grand-Lieu, ou dont le volume est 3 280 fois supérieur à celui du petit plan d'eau limousin. Cependant, l'indice de creux autorise cette mise en perspective et sert de clé de voûte à notre étude.

Nos plans d'eau représentent également un panel intéressant quant à leur origine et leur régulation de niveau. Les lacs de Grand-Lieu et Balaton sont tous deux d'origine naturelle et possèdent une écluse. La régulation de leur niveau est par conséquent artificielle. En revanche, si l'étang de Cieux a été construit par l'Homme, la régulation de son niveau peut être considérée comme naturelle puisqu'il ne possède qu'un déversoir de surface dont le niveau est fixe. En l'absence de système de vannes, le débit sortant ne peut être réglé. Ainsi, sauf lors d'une vidange par soutirage de fond, le volume de sortie n'est commandé que par la différence entre la hauteur d'eau et celle du déversoir.

Conclusion partielle

Tout comme la limite reste floue entre une mare et un étang ou entre un étang et un lac, il n'est pas aisé de différencier précisément un plan d'eau superficiel d'un autre plan d'eau. Si ce type de plan d'eau est régulièrement, bien que sporadiquement, présent dans les manuels de limnologie, il persiste des hésitations sur ce que d'aucuns désignent par plan d'eau peu profond. *Peu profond* : c'est bien dans ces termes que réside l'ambiguïté.

Une des approches consiste à mettre en relation les dimensions horizontales avec la dimension verticale. Deux indices sont alors généralement proposés dans les manuels de limnologie : la profondeur relative et l'indice de creux. Leur mode de calcul reste proche et ce qu'ils expriment est similaire. En revanche, leur lecture diffère et nous avons choisi d'utiliser l'indice de creux, jugé plus pratique et plus maniable. Nous préconisons également l'emploi de la profondeur moyenne du plan d'eau dans le calcul plutôt que la profondeur maximale, souvent peu représentative du modelé subaquatique. A travers cet indice, la profondeur devient donc relative et ce qui importe n'est plus une mesure bathymétrique exprimée en mètres, mais la forme de la cuvette lacustre, aussi profonde soit-elle. Ainsi, vu sous l'angle de l'indice de creux, le lac Caspien, avec ses 1 025 m de fond, devient un lac plat. A l'inverse, un plan d'eau de quelques mètres de profondeur et présentant une superficie de quelques hectares, apparaît comme un plan d'eau creux. Si une classification des lacs en fonction de leur indice de creux a été proposée, il semble que les classes aient été définies sur des bases peu solides. Quoi qu'il en soit, si l'indice de creux constitue un bon critère, autorisant les comparaisons entre des plans d'eau de différentes superficies et profondeurs, il serait dangereux de s'en contenter.

Au-delà d'un faible indice de creux, il existe bien des traits communs à nos plans d'eau superficiels. Une tendance naturelle à l'eutrophisation témoigne de la fragilité de ses organismes lacustres. Parmi ces similitudes, la sensibilité aux forçages externes semble la plus récurrente mais également la moins bien mesurée. C'est pourquoi trois plans d'eau de faible profondeur absolue ont été choisis. Avec notamment leur grandes différences de superficie (et par conséquent d'indice de creux), ils permettent d'aborder notre sujet par une étude comparative axée sur une variable bloquée : la profondeur. Pour mener à bien cette étude, le choix des facteurs clés et la mise en place d'une méthodologie rigoureuse de mesure sont indispensables.

PARTIE II

**Du choix des paramètres étudiés
à leurs méthodes de mesures.**

Après avoir défini l'objet de notre étude et la manière de l'aborder, cette deuxième partie propose la description des méthodes employées pour arriver à nos fins. Ceci regroupe le choix des paramètres à placer au premier poste et les techniques utilisées pour les mesurer.

Nous justifierons dans un premier temps la place réservée à la course du vent dans nos investigations, l'importance de son rôle dans le fonctionnement des plans d'eau et *a fortiori* pour ceux étant superficiels. Au-delà d'une simple distance parcourue sur le plan d'eau, nous verrons également que le fetch revêt des notions plus complexes qu'il n'y paraît. Enfin, nous décrivons dans le détail les techniques permettant de le cartographier et de quantifier précisément ce paramètre.

Par la suite, le choix des témoins permettant de comprendre le comportement des plans d'eau superficiels sera exposé. Nous décrivons ainsi les protocoles de mesure des températures de l'eau, des conditions météorologiques, mais également des échantillonnages sédimentaires.

Pour parachever notre observation des plans d'eau pelliculaires, une surveillance de la qualité des eaux fut indispensable. Les méthodes d'échantillonnage de l'eau et de mesure des paramètres physico-chimiques, en laboratoire et *in situ*, seront présentées.

II – 1. La course du vent : un facteur représentatif de l'influence des dimensions horizontales

La course du vent correspond à la distance parcourue par le vent à la surface du plan d'eau. Elle est donc susceptible de varier en fonction de la superficie totale du plan d'eau, du découpage des berges et de la provenance du vent.

II – 1. 1. Le vent et sa course sur le plan d'eau

II – 1.1.1. Le vent générateur de mouvements de l'eau

II – 1.1.1.1. Les vagues

Les vagues sont un phénomène largement étudié et décrit dans les manuels d'océanographie⁸. Les principes physiques régissant la formation et les propriétés des vagues sont les mêmes sur un lac que sur l'océan. Selon les deux dimensions horizontales et la dimension verticale, l'échelle des phénomènes varie : « les vagues lacustres sont moins hautes mais plus cambrées que les vagues marines, et leur longueur d'onde est beaucoup plus courte ce qui les rend redoutables. » (Loup, 1974, p. 38). Quoi qu'il en soit, comme sur l'océan, lorsque le vent souffle au-dessus de l'eau, se crée un frottement à la surface de cette dernière. Ce transfert d'énergie donne naissance à un certain nombre de mouvements, dont les plus fréquents sont les courants de dérive et les vagues (Lemmin, 1995). Ces dernières se définissent par un certain nombre de paramètres dont les principaux sont :

- la longueur d'onde, distance entre deux crêtes
- la hauteur, distance verticale entre le creux et la crête
- la fréquence, nombre de crêtes par unité de temps
- la période, temps mis pour parcourir la longueur d'onde
- la célérité, vitesse à laquelle un observateur doit s'avancer pour suivre un même point de l'onde

⁸ Beaucoup d'auteurs ont étudié et décrit les vagues, parmi nombre d'entre eux : Munk (1950), Neumann (1953), Guilcher (1979), Vanney (1993)

Selon Lemmin (1995), à force et course de vent constantes, la célérité est fonction uniquement de la profondeur et les vagues sur les plans d'eau superficiels provoquent plus facilement un transport horizontal tout en mélangeant l'intégralité de la colonne d'eau. C'est que « dans les milieux limniques peu profonds, le vent, par suite de la proximité du fond va induire un phénomène de résonance dans les mouvements ondulatoires des vagues qui peut conduire à amplifier leur célérité. » (Ramade, 1998, p. 676). En d'autres termes, le vent et les vagues qu'il enfante sont capables de brasser l'intégralité de la colonne d'eau et ce d'autant plus facilement que le plan d'eau sera peu profond. Au-delà du brassage de la tranche d'eau, les sédiments sont atteints par les mouvements de l'eau.

Il était nécessaire d'introduire ce chapitre par les phénomènes à l'origine des mouvements de l'eau liés au vent. Au-delà des vagues, de leur dimension et de leur vitesse, c'est bien sur leur conséquence sur le fonctionnement du plan d'eau que se porte notre intérêt.

II – 1.1.1.2. Du brassage à la remise en suspension des sédiments

En la présence d'un fond proche, les mouvements de l'eau se répercutent sur le tapis sédimentaire, provoquant sa remise en suspension. Selon Håkanson & Jansson (1983), d'après Norrman (1964), pour une profondeur de 3 m, toutes les particules inférieures à 1 mm sont remises en suspension à partir d'une hauteur de vagues de 60 cm. Les relations entre profondeur, hauteur de vagues et taille des sédiments soulevés nous est utile jusqu'à un certain seuil puisque dans les plans d'eau superficiels, la taille des vagues est limitée par la dimension verticale. Une fois ce seuil atteint, la remise en suspension est systématique et ses effets dépendent de la durée des épisodes venteux. Selon Scheffer (1998), la remise en suspension des sédiments s'opère à partir du moment où la longueur des vagues atteint la moitié de la hauteur de la colonne d'eau. C'est que « lorsque la profondeur est supérieure à

deux fois la longueur des vagues, la célérité des vagues n'est pas affectée par la profondeur. » (Håkanson & Jansson, 1983, p. 188, traduit de l'anglais).

Dans le lac Balaton, la remise en suspension constitue un phénomène majeur dans nombre de caractéristiques du grand lac hongrois, comme sa couleur et son mécanisme d'eutrophisation. Selon Harleman *et alii* (1990), le taux de matière en suspension dans le Balaton descend rarement en dessous de 15 mg/l, et après un orage, il peut atteindre les 150 mg/l. Plus encore, il souligne la présence d'une fine couche de sédiments de surface en suspension continuellement remuée.

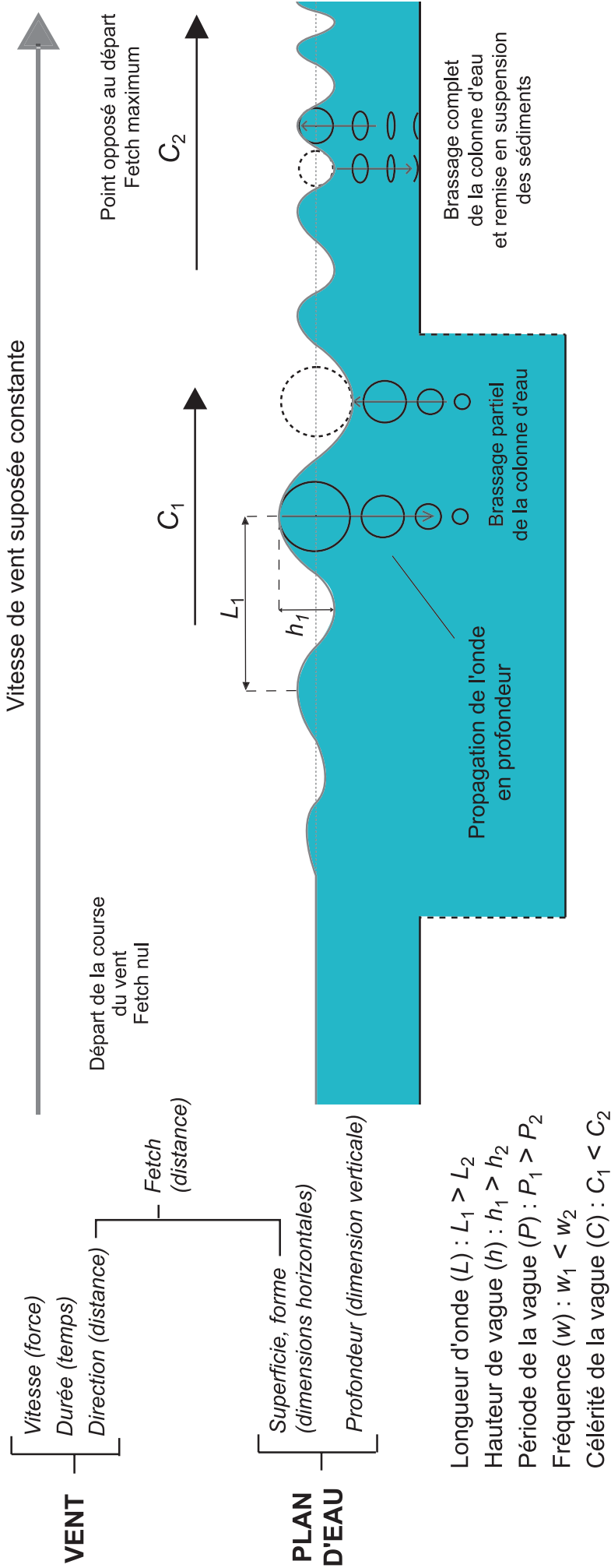
Le rôle du vent est donc prépondérant dans l'hydrodynamique des plans d'eau pelliculaires. Son impact est fonction de trois paramètres : sa vitesse, sa durée et sa direction. La dernière de ces propriétés, couplée à la superficie et la forme du plan d'eau, donne la valeur du fetch (*Fig. II-1*).

II – 1.1.2. Le rôle du fetch dans l'impact du vent

Le fetch est l'un des principaux facteurs jouant un rôle sur l'intensité des impacts du vent sur le plan d'eau. A vitesse de vent et profondeur constantes, le fetch est le paramètre déterminant de la puissance des vagues. Selon Lemmin (1995), les processus induits par le vent se développent proportionnellement à la distance parcourue par le vent au-dessus du plan d'eau. Cette hypothèse est confirmée par plusieurs auteurs.

Un certains nombres d'articles abordent la course du vent et sa place en tant que facteur important. En 1978, Sly dressait un tableau montrant la relation entre la hauteur des vagues et le fetch selon plusieurs vitesses de vent (*Tab. II-1*).

Figure II-1 : Le caractère des vagues en fonction de la profondeur



Réalisation : P. Papon

Représentation de la propagation des vagues en profond d'après Lemmin (1995).

En zone profonde, les ondes ne parviennent pas à atteindre le fond tandis qu'en zone superficielle, l'énergie des vagues vient perturber les sédiments et provoque leur remise en suspension. La direction du vent couplée aux dimensions horizontales du plan d'eau donne sa valeur au fetch.

A vitesse de vent constante et sur un pas de temps fixe, le fetch détermine l'intensité de l'impact du vent sur le plan d'eau. La profondeur quant à elle, joue un rôle sur la propagation de l'énergie éolienne transmise à l'eau : les vagues des zones ne pouvant pas se développer en hauteur à cause du fond proche, l'énergie est redistribuée par une augmentation de leur fréquence (w) et de leur célérité (C).

	Vitesse du vent (nœuds)			
	40	30	20	15
Fetch (km)	Hauteur de vague (m)			
600	7,3	4,9	2,6	1,6
500	7	4,7	2,5	1,6
400	6,4	4,4	2,4	1,5
300	5,8	4	2,3	1,4
200	5	3,4	2	1,3
100	3,8	2,7	1,6	1,2
50	2,9	2,1	1,3	0,9
20	2,1	1,5	1,1	0,6
10	1,5	1,2	1	< 0,5
5	1,2	0,9	0,8	-
2	1	0,6	< 0,5	-

Tableau II-1 : Relation entre la hauteur des vagues et le fetch selon plusieurs vitesses de vent (tableau simplifié, d'après Sly, 1978)

Par la suite, Håkanson et Jansson (1983) utilisent une équation proposée par Smith et Sinclair (1972) mettant en relation la hauteur des vagues, le vent et sa course :

$$g \frac{H}{w^2} = 0,0026 \left[g \frac{L_f}{w^2} \right]^{0,47}$$

Avec : g = accélération de la pesanteur

H = hauteur de vague en m

w = vitesse moyenne du vent mesurée à 8 m au-dessus du niveau du lac en m/s

L_f = course du vent en km

Cette équation, exprimée graphiquement par la figure II-2, fait apparaître selon Håkanson et Jansson (1983) que l'influence de la vitesse du vent et du fetch augmente rapidement Au-delà d'un certain seuil de fetch (5 km selon le graphique), la hauteur des vagues s'accroît régulièrement avec la course du vent.

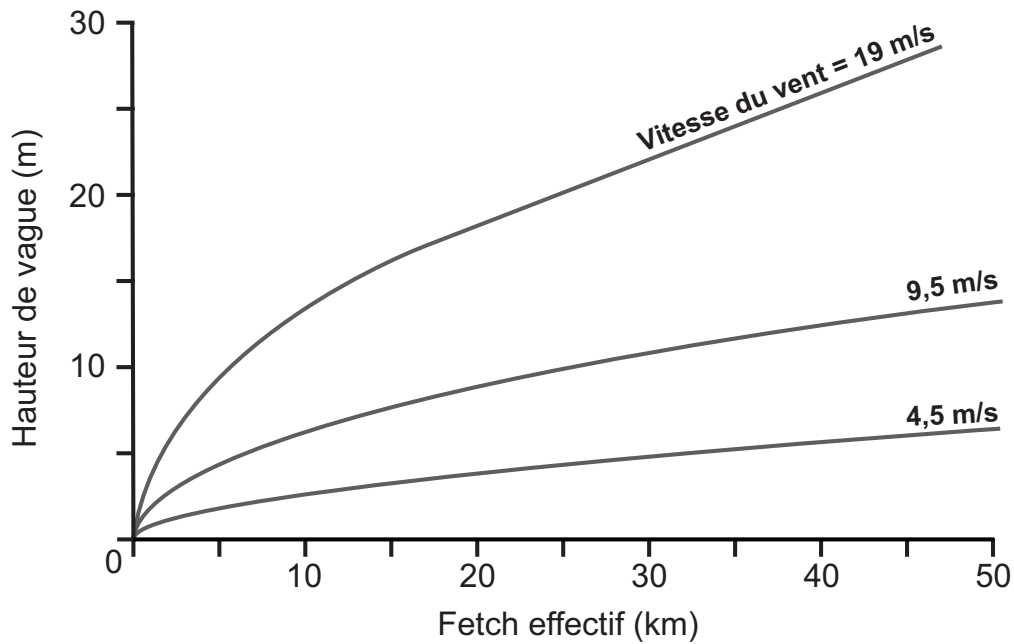


Figure II-2 : Relation entre la hauteur de vague, la vitesse du vent et le fetch effectif (d'après Smith et Sinclair, 1972, cité par Håkanson et Jansson, 1983)

Carper et Bachmann (1984), cités par Scheffer (1998), proposent une formule empirique pour le calcul de la longueur des vagues en fonction du fetch et de la vitesse du vent :

$$L_w = 1,56 \left[0,77W \tan \left[0,77 \left(\frac{9,8F}{W^2} \right)^{0,25} \right] \right]^2$$

Avec : L_w = longueur des vagues
 W = vitesse du vent en m/s
 F = fetch en km

Selon cette équation, la longueur des vagues augmente de manière linéaire parallèlement avec la vitesse du vent. L'influence du fetch n'est quant à elle pas linéaire (Fig. II-3). Nous retrouvons le même rapport entre le fetch et la hauteur des vagues dans le graphique précédent (Fig. II-2). Au départ de la courbe, l'inclinaison est importante montrant une forte augmentation de l'influence du fetch dans les premiers kilomètres, et ce de manière de plus en plus prononcée avec l'augmentation de la vitesse du vent. Par la suite, avec des valeurs de fetch plus élevées, la corrélation devient linéaire avec une inclinaison plus faible.

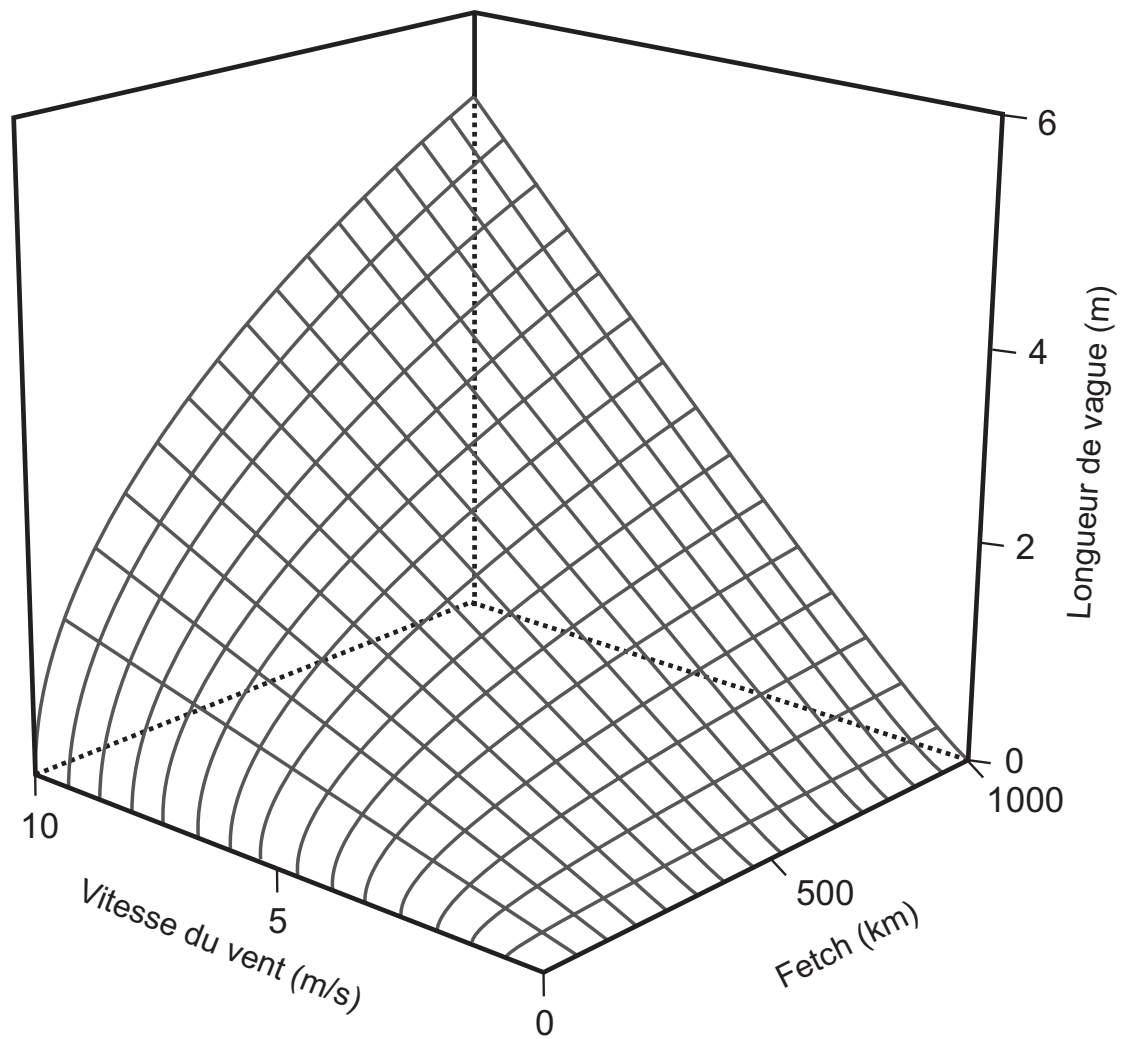


Figure II-3 : L'augmentation de la longueur des vagues en relation avec la vitesse du vent et le fetch (d'après Scheffer, 1998)

Carper et Bachmann (1984) ont par la suite dressé une carte des vents nécessaires à la remise en suspension sur le Little Wall lake (Fig. II-4). Dans ce cas, l'inconnue est la vitesse du vent (W). La méthode consiste à croiser la carte bathymétrique et la carte de longueur de vagues créée grâce à l'équation. La condition de remise en suspension est celle selon laquelle les remous d'une vague de longueur α atteignent le fond jusqu'à une profondeur de 2α .

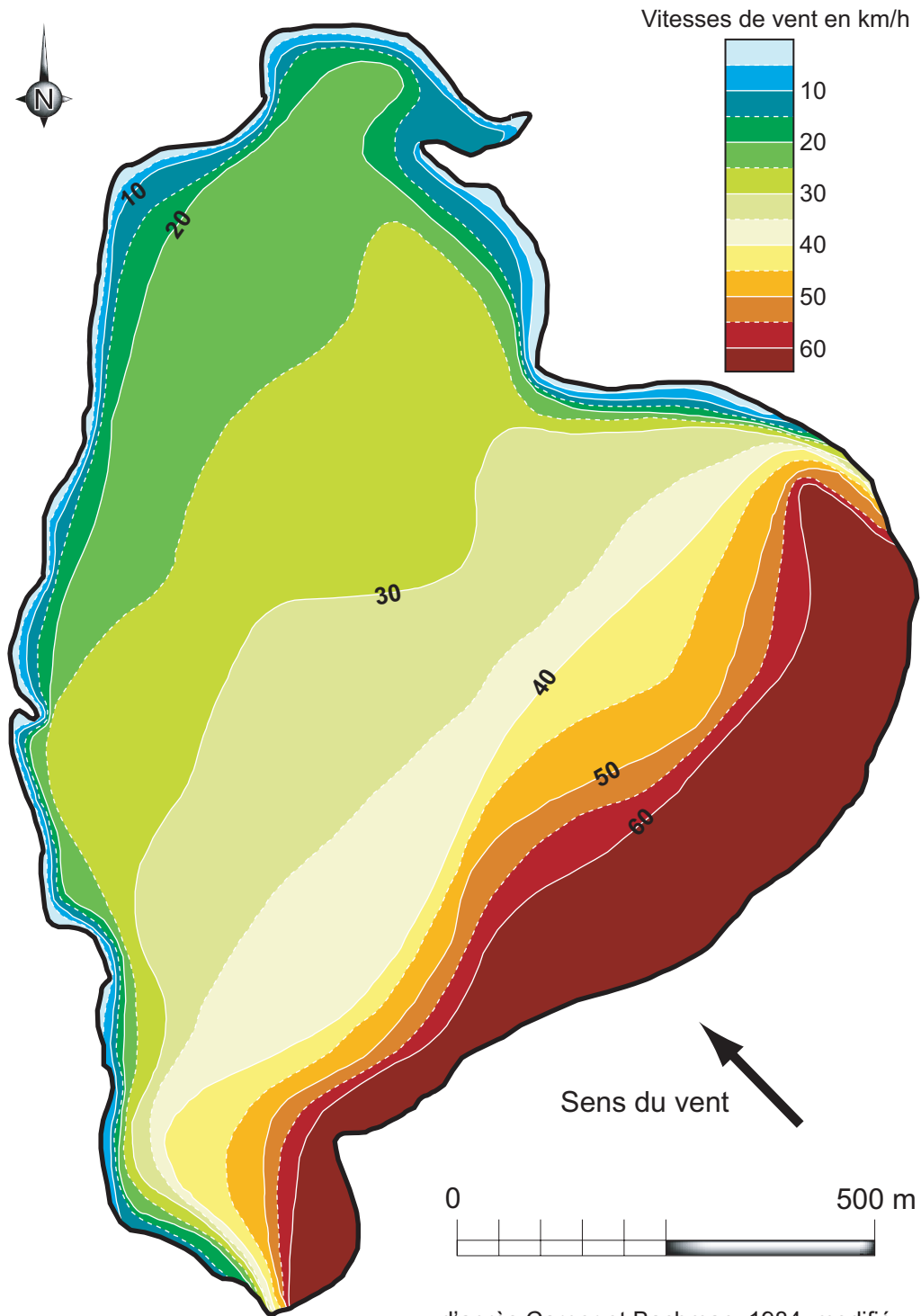


Figure II-4 : Répartition des vitesses de vent nécessaires pour la remise en suspension des sédiments dans le lac de Little Wall

Nous venons de voir qu'en deçà d'une certaine profondeur, dont la valeur dépend de la vitesse et de la course du vent, l'énergie des vagues est transmise jusqu'au fond. Dans ces conditions, les sédiments sont remis en suspension. Johnson (1980) a directement fait la relation entre la profondeur, la course du vent et la taille

des sédiments remués (Fig. II-5). Ce graphique montre encore une fois l'importance du fetch dans l'hydrodynamique d'un plan d'eau et ses impacts.

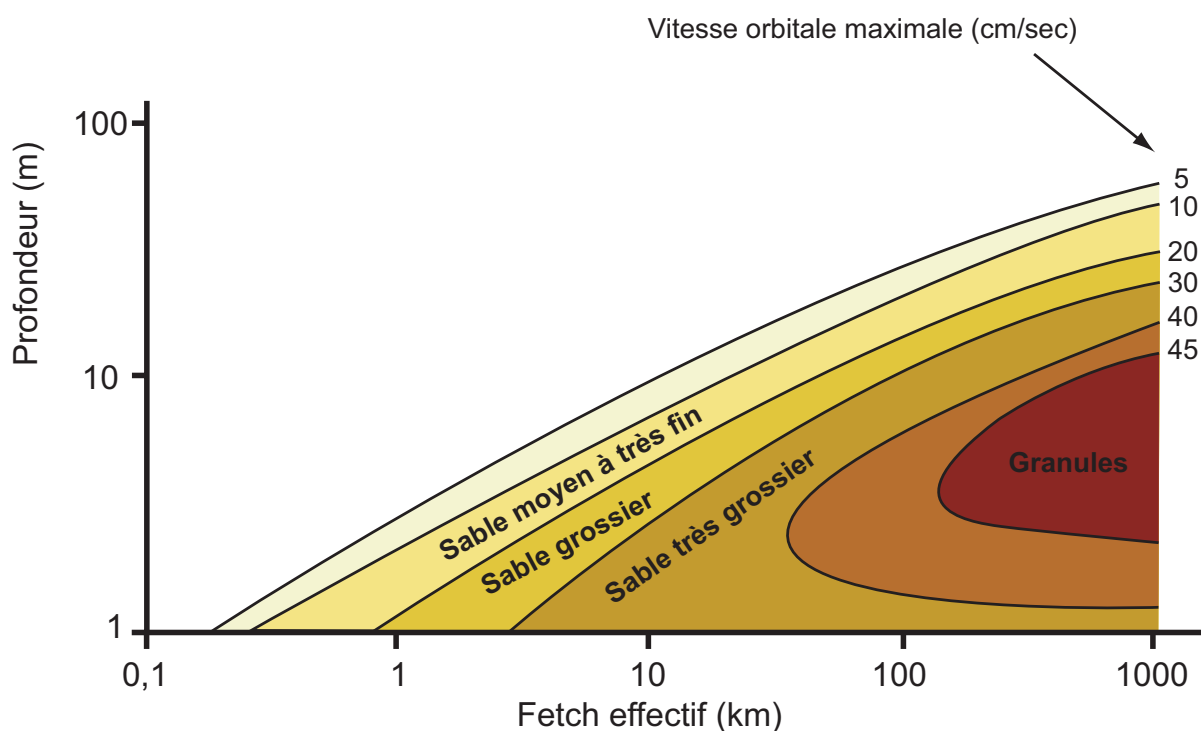


Figure II-5 : Relation entre la taille des sédiments remués, la profondeur et le fetch, pour une vitesse de vent de 25 noeuds (d'après Johnson, 1980, modifié)

Sur le Balaton, les travaux de Alderink *et alii* (1985) ont démontré le rôle du fetch dans le taux de concentration de sédiments en suspension. Selon leurs mesures, ces concentrations étaient de 23,2 mg/l sous un fetch de 1 100 m et atteignaient 33,1 mg/l après une course de vent de 1 890 m.

La course du vent représente donc bien un paramètre important dans la compréhension de l'hydrodynamisme des plans d'eau superficiels, ceux-ci étant très sensibles aux forçages externes. Le fetch, dans sa définition la plus simple correspond à une distance. Il s'avère en réalité être une notion plus complexe lorsqu'il s'agit de l'appliquer sur toute la superficie d'un plan d'eau.

II – 1.2. De la course du vent potentielle au fetch modulé

II – 1.2.1. Le fetch effectif maximum ou la course du vent potentielle

Un point *A* sur un plan d'eau possède une infinité de fetch sur un angle de 360° représentant les sens possibles du vent. Le fetch est la distance en ligne droite entre la rive, point de départ de la course du vent, et le point *A*. Pour un sens de vent donné, la valeur du fetch est donc constante et ne dépend que de la morphométrie du plan d'eau. Håkanson *et alii* (1983), proposent la notion de fetch effectif maximum, c'est-à-dire, pour chaque point du plan d'eau, la plus grande distance que le vent peut parcourir depuis la rive. Cette valeur est calculée selon un diagramme permettant de mesurer les distances entre le point et la rive selon 14 radiales sur un angle de 84° , soit 42° de chaque côté de l'axe du fetch maximum (*Fig. II-6*).

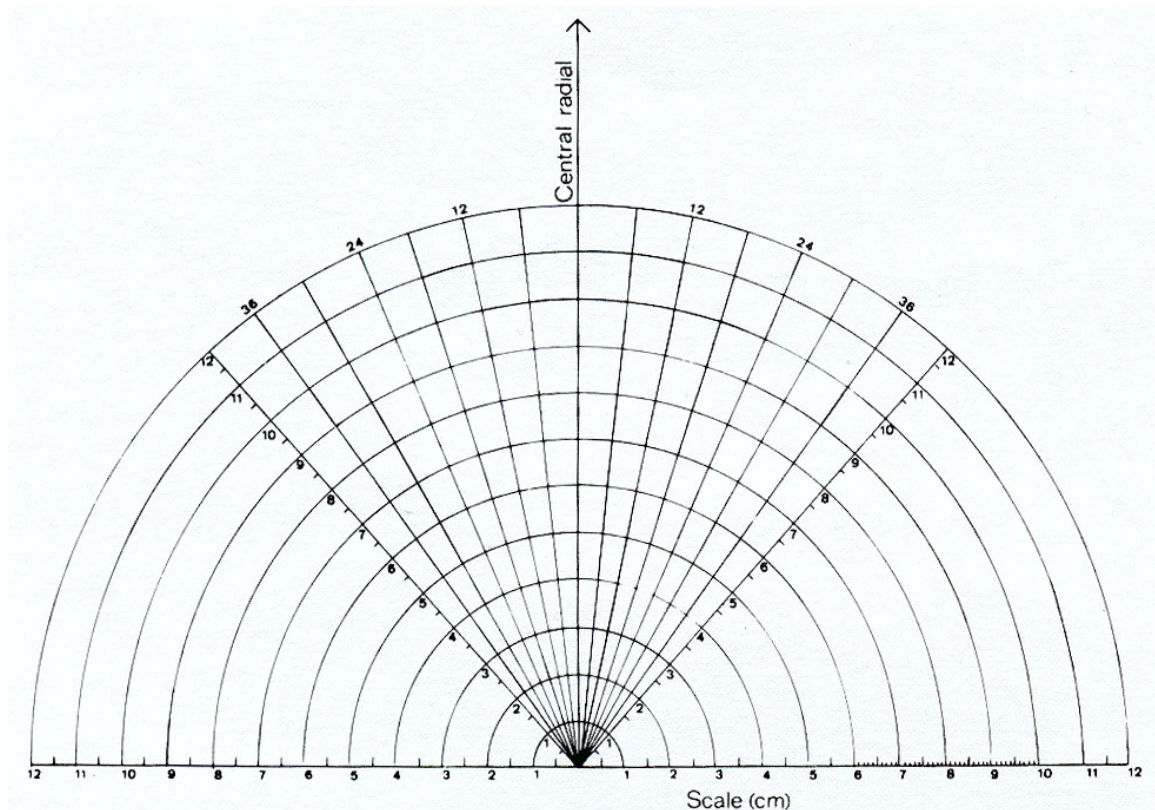


Figure II-6 : Diagramme de mesure pour la détermination du fetch effectif (Håkanson & Jansson., 1983, p. 190).

La base du diagramme (point de rencontre des déviations) est posée sur le point dont le fetch est à calculer. La radiale centrale (soit 0°) est orientée dans la direction du vent voulu. La distance (x_i en km) à la rive est mesurée pour chaque angle de dérivation (γ_i), soit 15 angles. Le fetch effectif est calculé ainsi :

$$L_f = \frac{\sum x_i \times \cos y_i}{\sum \cos y_i}$$

Avec :

L_f = fetch effectif en km

x_i = distances entre la base du diagramme (point du lac) et la berge selon les 15 radiales

$\cos y_i$ = constante de 13,5

L'utilisation de ce diagramme présente un grand intérêt puisqu'il prend en compte les perturbations éventuelles induites par le tracé de la rive. En revanche, la détermination de la valeur de l'angle de 84°, à l'extérieur duquel les perturbations sont considérées comme nulles, semble quelque peu arbitraire et il apparaît que cette formule nécessite une utilisation plus empirique. De plus, son emploi passe nécessairement par la mesure manuelle de 15 distances et du calcul de l'équation qui s'y applique, et ce pour chaque point. Dans un souci de diversification des exemples, l'utilisation de cette formule devra être automatisée à l'aide d'un programme SIG élaboré spécialement pour cette application. C'est pourquoi les valeurs de longueur effective maximum que nous avons mesurées jusqu'à présent correspondent à la distance maximum absolue entre la rive et le point désigné.

Le terme de fetch effectif maximum utilisé par Håkanson et Jansson (1983), renferme le principe selon lequel chaque point du plan d'eau possède une course du vent maximum. La représentation de ces valeurs dans l'espace, par le biais de l'interpolation, induit nécessairement une distribution toute théorique, car les valeurs, entre deux points voisins, ne suivent pas la même logique de direction du vent. Les gradients géographiques naturellement construits par la progression du vent sur un plan d'eau sont donc absents de ces mesures. Les courses de vent exprimées indépendamment de toute cohérence spatiale, sont certes bien effectives,

car exprimant une distance entre un point et la rive, mais traduisent avant tout la potentialité du vent à parcourir cette distance. C'est pourquoi nous proposons le terme de course du vent potentielle pour qualifier ces distances maximum exprimant le seuil culminant du fetch pour chacun des points du plan d'eau.

II – 1.2.2. Le fetch effectif continu

Si la course du vent potentielle représente très bien la propension d'un point à recevoir un vent ayant parcouru sa plus grande distance sur le plan d'eau, il occulte toute notion de continuité dans l'espace. Comme nous l'avons précédemment évoqué, le fetch potentiel d'un point est mesuré sans tenir compte des points voisins. Ainsi, aucune des valeurs n'est mesurée selon la même orientation de vent, phénomène impossible lors d'un épisode venteux. Le principe permettant de pallier ce défaut est celui de mesurer le fetch de chaque point selon une seule orientation en renouvelant l'opération pour chaque provenance de vent. Nous désignons ces valeurs par fetch effectif continu. Elles sont en effet calculées à partir de la seule morphologie du plan d'eau tout en considérant les gradients réguliers formés par le vent soufflant dans une même direction.

Ces calculs de courses de vent ont été appliqués sur nos trois plans d'eau superficiels. Les choix des orientations sont différents car ils dépendaient des roses de vents dont nous disposions. En effet, comme nous le verrons par la suite, le fetch sera modulé en fonction des fréquences et des forces de vent. Par conséquent, il a fallu adapter les calculs aux données météorologiques disponibles.

Ce fetch effectif continu reste fondé sur l'hypothèse que le vent est réparti régulièrement dans toutes les directions au cours de l'année et ceci avec une force constante. C'est pourquoi il faut intégrer à ces mesures, exclusivement basées sur la morphométrie du plan d'eau, les paramètres temporels et dynamiques qui caractérisent le vent.

II – 1.2.3. Le fetch modulé selon la répartition annuelle des vents

Afin de remédier à ce manque, nous avons appliqué un coefficient à chaque direction en fonction de la rose des vents. Les durées d'épisodes venteux selon un sens donné ont été traduites en pourcentage annuel afin d'appliquer un coefficient de persistance du vent à chaque direction et ce pour chaque point de la matrice. Par exemple, si le vent de nord-ouest souffle 26,2 % du temps, le fetch mesuré sous cette direction est alors multiplié par 0,262. Cette opération est menée pour chacune des directions, formant au total un coefficient de 1, et les valeurs obtenues sont additionnées, et ce pour chaque point constituant la matrice.

Les valeurs qui résultent de cette opération restent des distances puisque c'est un coefficient qui est appliqué à des mètres ou des kilomètres. Les courses du vent obtenues sont donc des fetch⁹ modulés selon la répartition annuelle du vent.

Le fetch ne se résume donc pas à une simple distance sur un plan d'eau. Il peut être abordé sous différents angles, jusqu'à l'intégration de données météorologiques. L'expression et la distribution de ces courses de vent au sein d'un plan d'eau sont une des clés de l'étude. Les méthodes de mesure et de cartographie doivent par conséquent être fiables.

II – 1. 3. La méthode de mesure et de cartographie du fetch

II – 1.3.1. La délimitation de la course du vent sur un plan d'eau

La course du vent est la distance parcourue par le vent, sans obstacle, sur le plan d'eau, depuis la berge jusqu'à un point donné (sur le plan d'eau ou sur la berge opposée). Le départ de cette course est donc bien la rive. Cependant, les aspérités du relief et la végétation environnant le lac constituent autant de barrières perturbatrices

⁹ Le terme *fetch* est mot d'origine anglo-saxonne ne faisant pas partie de ceux intégrés à la langue française. Sa forme au pluriel devrait par conséquent être *fetches*. Afin de ne pas alourdir la lecture, l'auteur a décidé de ne pas accorder ce mot au pluriel en le laissant invariable.

ou de canalisations pour le vent. Dans ses calculs sur l'énergie du vent transférée à l'eau, Lemmin (1995, p. 65) introduit un coefficient de masque (abri au vent). Celui-ci peut varier entre 0 et 1 mais l'estimation de sa valeur n'est pas expliquée et il est par conséquent difficile de l'utiliser. Il est censé prendre en compte les effets perturbateurs de la topographie et de la végétation rivulaire. En l'absence d'éléments perturbateurs au départ de la course, l'effet du vent sur la surface de l'eau est immédiat. L'exemple du lac de Grand-Lieu (*Photo II-1*) montre des ridules sur l'eau libre juste après la limite de l'herbier (vent de face sur la photo). Les nénuphars constituent nettement un obstacle à la création des vagues, bien que leurs feuilles ne fassent que flotter à la surface de l'eau.



Photo II-1 : Le départ de la course du vent sur l'eau libre du lac de Grand-Lieu (cliché Papon, 2004)

Plusieurs auteurs ont pu démontrer le rôle de la végétation aquatique en tant que frein au brassage de la colonne d'eau. Dès 1959, Jackson et Starrett ont mesuré sur le lac Chautauqua (Illinois, Etats-Unis), des turbidités estivales moins importantes que celles de l'hiver, en raison d'une végétation plus dense lors de la saison chaude. D'autres auteurs se sont attachés à l'influence des populations de

macrophytes sur la validité des modèles de prédiction de remise en suspension des sédiments par les vagues (Hamilton & Mitchell, 1996).

II – 1.3.2. L'appui de la géomatique dans la cartographie du fetch

II – 1.3.2.1. La mise en place de matrices de points

L'étude du fetch nécessite avant tout la construction de bases de données de mesures ponctuelles. Ces valeurs ponctuelles sont par la suite transformées en valeurs surfaciques continues par le biais de l'interpolation. Les distances découlent exclusivement de la morphométrie des plans d'eau étudiés. Pour chacun d'entre eux, a été mise en place une matrice de points dotée d'un pas régulier afin de rendre plus précise l'interpolation. Les matrices vierges constituent une couche cartographique que l'on croise avec celle de la berge (Fig. II-7).

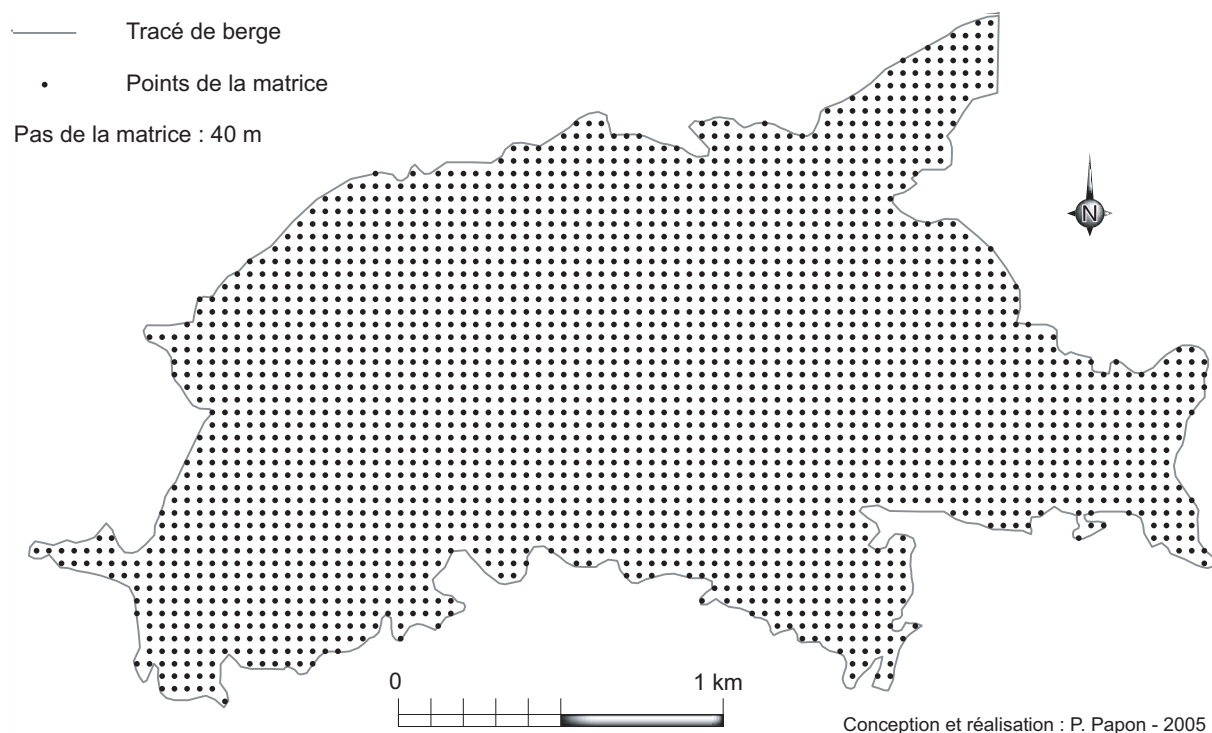


Figure II-7 : Exemple de matrice régulière pour le calcul du fetch : la zone centrale en eaux libres du lac de Grand-Lieu

En plus du maillage à l'intérieur du plan d'eau, des points sur les rives sont ajoutés dans le but de compléter les mesures et de marquer plus précisément les limites spatiales des valeurs. Pour chaque point de la matrice, la distance à la berge est calculée. Pour le lac Balaton par exemple, la matrice possédait un pas de 200 m soit un total de points de 14 516.

Une fois les matrices mises en place, la difficulté réside dans la méthode permettant de calculer de manière semi-automatique les distances entre chaque point et la berge. En outre, ce n'est pas une distance par point qu'il faut déterminer mais plusieurs. Tout d'abord, il faut connaître la plus grande distance que le vent peut parcourir entre la berge et chaque point. Ceci nous permet d'évaluer le potentiel maximum de fetch qu'offre chaque endroit du plan d'eau. Ensuite, il est nécessaire de déterminer la course du vent selon plusieurs directions prédéfinies afin de croiser les données avec la rose des vents. Souvent, les roses des vents expriment les moyennes de vent (fréquence ou force) tous les 45°. Il arrive cependant assez fréquemment qu'elles soient plus précises. Nous retrouvons alors une valeur tous les 20° voire tous les 10°.

II – 1.3.2.2. Le calcul semi-automatique des distances

Les logiciels utilisés pour nos travaux ne nous permettent pas de calculer automatiquement les distances que nous cherchons à obtenir. Il est facile de mesurer la longueur, la superficie ou encore le périmètre d'un objet. En revanche, il ne nous est pas possible de mesurer automatiquement différentes distances entre plusieurs centaines de points (points de la matrice) et une ligne (le tracé de berge). Afin de parvenir à nos fins, il faut tracer un segment entre chaque point et la berge. Une fois ces distances concrètement représentées sous le logiciel, ce dernier peut les mesurer très rapidement et précisément. Le but est donc ici de tracer les chemins que peut emprunter le vent. Deux solutions s'offrent à nous : dessiner chaque course de vent

manuellement avec le logiciel ou tenter de toutes les créer en même temps par un moyen détourné. Après quelques essais, nous avons opté pour la deuxième solution.

Chaque matrice est placée dans un repère orthonormé. Les valeurs de ce dernier correspondent à celles du système de projection utilisé par le logiciel et adapté à la zone géographique dans laquelle se situe le plan d'eau. Ainsi, chaque point de la matrice possède une coordonnée longitudinale (axe des X) et une coordonnée latitudinale (axe des Y). Le logiciel définit chaque objet à travers ce système géométrique. En mode vectoriel, il existe trois types d'objets (Fig. II-8) :

- les points, définis par un X et un Y
- les lignes, définies par deux points, ou les polygones, définies par une série supérieure à deux points
- les polygones, définis par une série supérieure à deux points et fermée

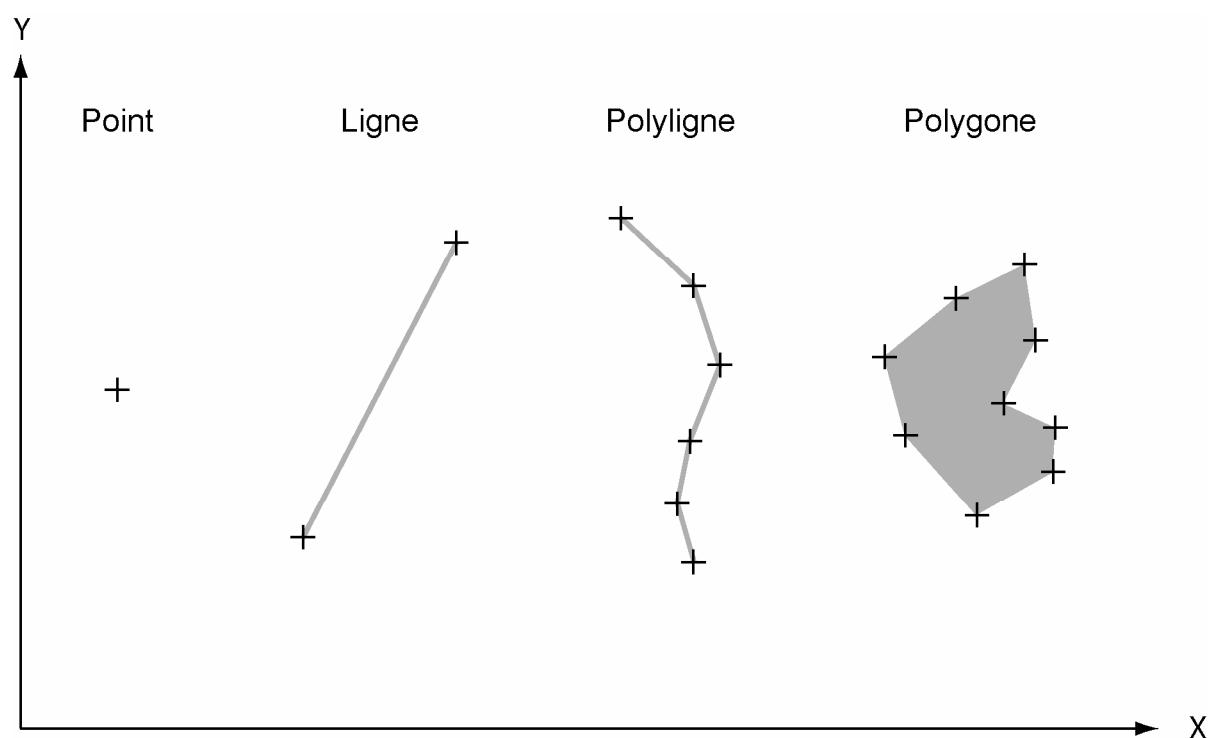


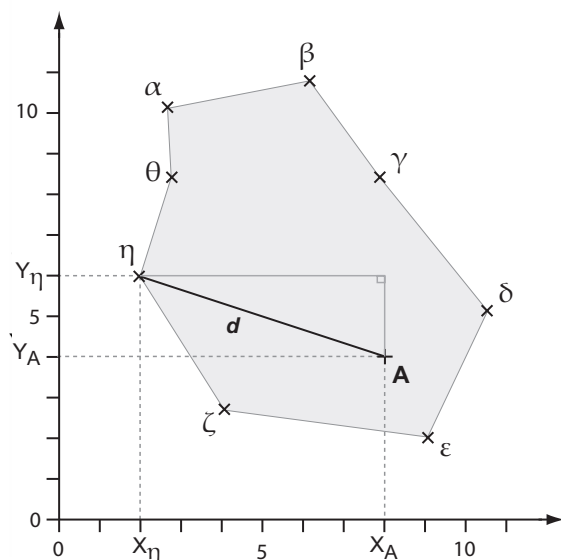
Figure II-8 : Les types d'objets utilisés par le logiciel en mode vectoriel

Les objets qui nous intéressent sont ici les lignes, représentant le trajet du vent en ligne droite sur la surface de l'eau. Afin de les créer autrement que manuellement, il nous faut fournir au logiciel les coordonnées des deux points délimitant la ligne, et

ce pour chaque distance à calculer. Dans chaque cas, nous possédons les coordonnées des points de la matrice, c'est-à-dire les points d'arrivée des courses de vent. Il reste à calculer les X et Y des deuxièmes points composant les segments. Pour cela, deux méthodes¹⁰ seront employées selon les courses de vent recherchées : la première pour les plus longues distances entre chaque point et la berge, ou les courses de vent potentielles, et la deuxième pour les distances entre chaque point et la berge selon un sens donné.

II – 1.3.2.2.1. Le calcul des courses de vent potentielles

Le principe est celui de connaître, pour chaque point de la matrice, la plus grande distance à la berge. Nous possédons deux séries de données : les coordonnées X et Y de chaque point de la matrice et les coordonnées de chaque point composant le tracé de berge (polyligne ou polygone – Fig. II-8). Grâce à cela nous pouvons calculer la distance entre un point de la matrice et un point du tracé de berge grâce à leurs coordonnées (Fig. II-9).



Le point A est l'un des points de la matrice.
Les points $\alpha, \beta, \gamma, \dots$ sont les points définissant le tracé de berge.

Pour calculer la distance entre le point A et le point η , grâce à leurs coordonnées, nous utilisons le théorème de Pythagore :

$$d = \sqrt{|X_A - X_\eta|^2 + |Y_\eta - Y_A|^2}$$

avec $X_A = 8$ $Y_A = 4$
 $X_\eta = 2$ $Y_\eta = 6$

soit $d = \sqrt{|8 - 2|^2 + |6 - 4|^2} = 6,32$

Figure II-9 : Calcul de la distance entre un point de la matrice et un point du tracé de berge d'après leurs coordonnées

¹⁰ La conception de ces méthodes a été mise au point avec l'aide indispensable de R. Cruzevialle, assistant ingénieur en cartographie (CNRS UMR 6042, Université de Limoges).

L'utilisation du théorème de Pythagore et des coordonnées de chaque point, nous permet d'automatiser l'opération sous un tableur. Ainsi, pour chaque point de la matrice, nous calculons leur éloignement de chaque point composant le tracé de berge. Dans notre exemple de la figure II-9, nous calculons 8 distances pour notre point A et ainsi de suite. Pour n points de la matrice et n' points de tracé de berge, nous calculons n que multiplie n' distances. Le tableur nous permet ensuite de classer les distances par ordre de grandeur et de les regrouper par point de la matrice. Nous isolons les valeurs les plus importantes pour chaque point de la matrice, ainsi que ses coordonnées. Nous obtenons un tableau de données avec 3 colonnes : une coordonnée X, une coordonnée Y et une distance (la plus importante à la berge). Chaque ligne du tableau définit un point de la matrice. Ce tableau suffit pour appliquer une interpolation et cartographier les longueurs maximales de courses de vent sur le plan d'eau.

La marge d'erreur est variable. Elle dépend du pas de saisie du tracé de berge. Plus celui-ci sera fin et régulier, plus la marge d'erreur sera faible. Il est en effet préférable que le tracé de berge soit construit avec un maximum de points et avec le même écart entre chaque point. Avec un pas de saisie régulier de 1 m (à l'échelle 1/1), l'erreur maximum sera de 1 m. La précision appliquée à ces cartes est métrique. Par conséquent, exprimée en pourcentage, la marge d'erreur peut varier grandement. Pour des courses de vent de 100 m, elle sera de 1 %, tandis qu'elle ne sera que de 0,1 % pour des fetch de 1 km. Il sera donc plutôt conseillé d'utiliser cette méthode pour des plans d'eau de grande superficie.

Il existe toutefois une faille dans cette méthode de cartographie semi-automatique des courses de vent maximales. Le calcul des distances grâce aux coordonnées et au théorème de Pythagore ne permet pas de tenir compte des phénomènes d'abris. En effet, la distance calculée doit correspondre au parcours du vent sur le plan d'eau de manière continue. Or, la présence d'îles, de presqu'îles ou de baies représente autant d'obstacles pour la course du vent. Notre mode de calcul par tableur ne nous permet pas d'identifier ces obstacles car chaque distance est

calculée indépendamment. Dans l'exemple de la figure II-10, le fetch maximal calculé pour le point A de la matrice correspond à la plus grande distance entre ce point et un des points du tracé de berge. Nous voyons que ce segment ne peut pas représenter une course de vent puisqu'il coupe la presqu'île. Pour le point A, le fetch maximal est orienté ouest/est.

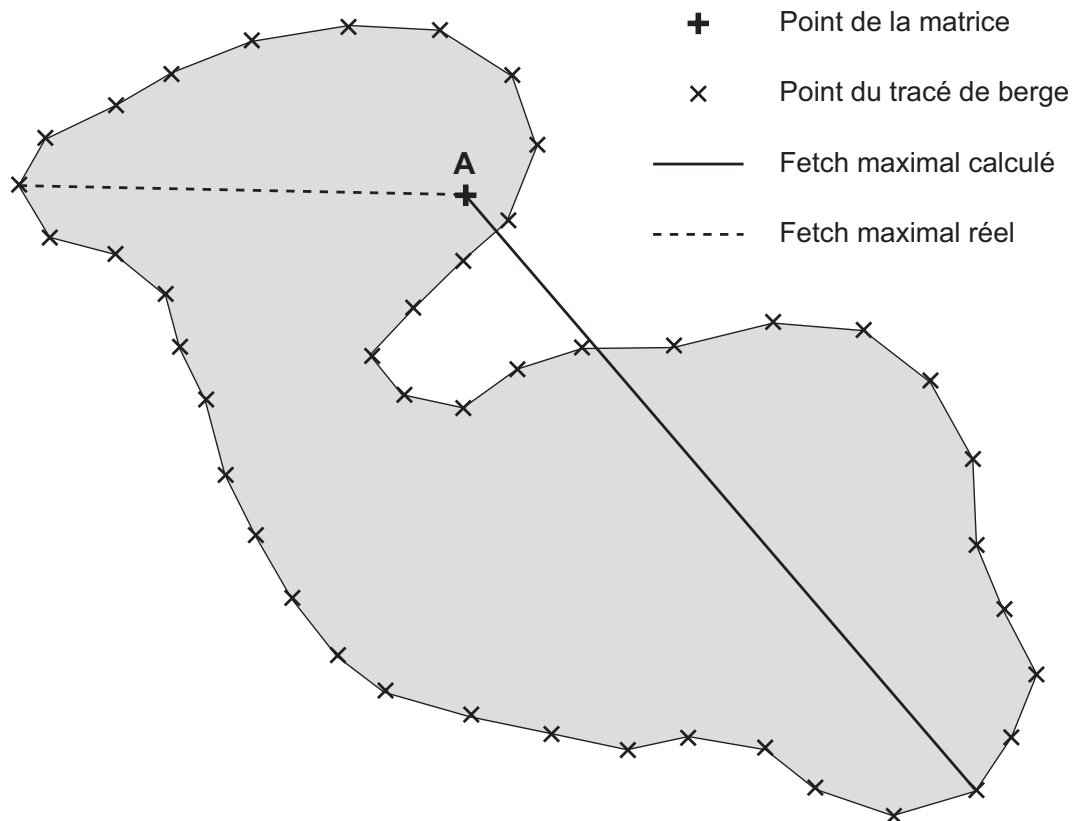


Figure II-10 : Exemple d'erreur induite par la méthode de détermination des courses de vent maximales

Les points concernés par ces erreurs sont situés à proximité des presqu'îles ou dans les fonds de baies. Ils sont aisément repérables dès la première version de la carte puisqu'ils génèrent des artefacts bien visibles (les lignes représentant les courses de vent dépassent les limites du plan d'eau). Les corrections doivent être réalisées manuellement à l'aide de l'outil de mesure du logiciel de cartographie. Le temps passé à la réparation des erreurs, additionné à celui de la manipulation initiale, reste en général inférieur à un calcul manuel de l'ensemble des distances. La

perte de temps induite par les corrections manuelles dépend en réalité de la forme du lac. Si celui-ci est très digité, il apparaît que le calcul manuel de toutes les distances occupe le même temps de travail que le calcul semi-automatique. Les différentes expériences ont montré que le temps minimum pour réaliser l'intégralité de l'opération manuellement reste au mieux le même que pour le calcul semi-automatique avec beaucoup de corrections.

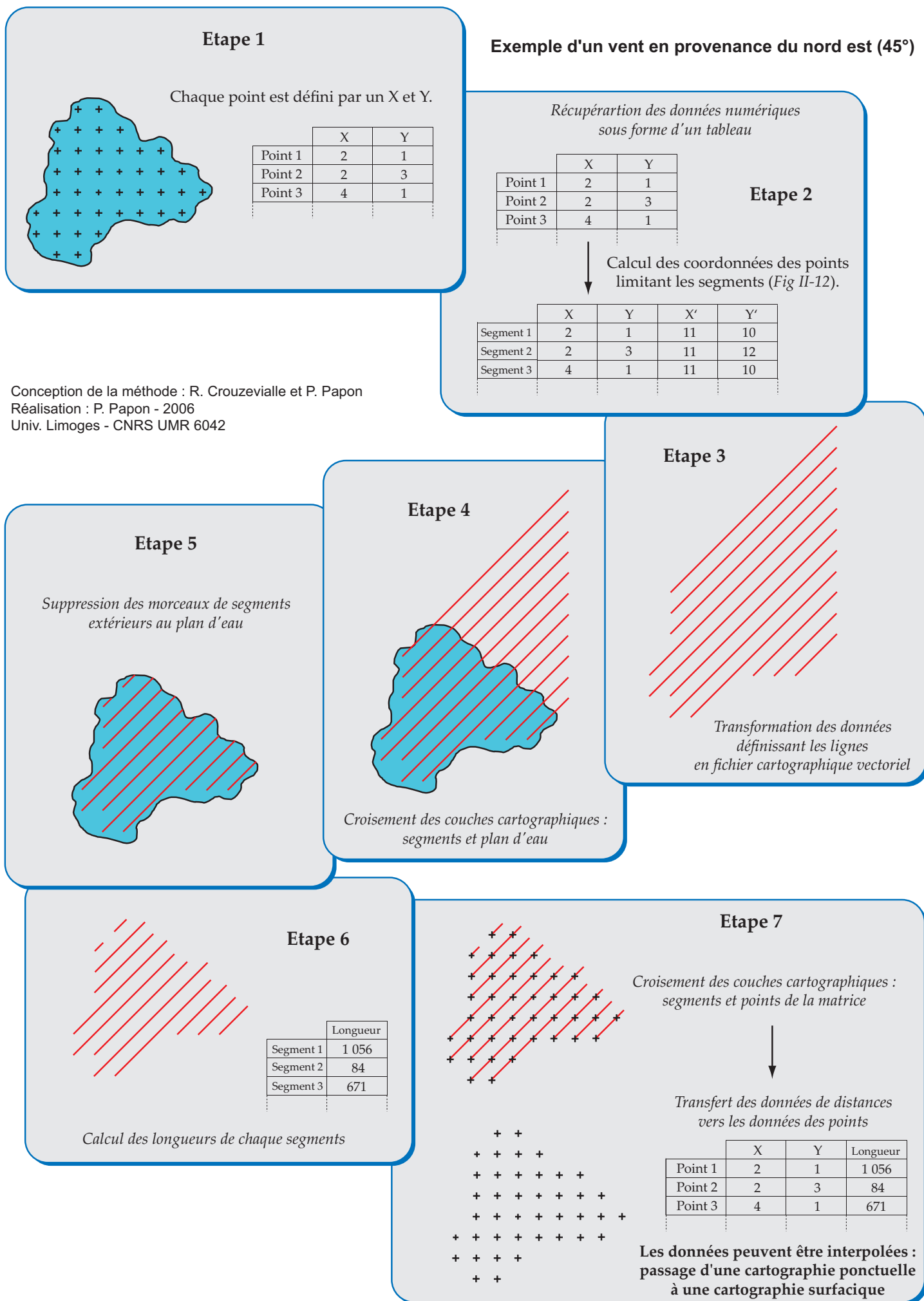
Enfin, une fois les mesures de distances réalisées, et quelle que soit la méthode employée au préalable, une première interpolation est effectuée. Le résultat cartographique est analysé et des erreurs d'interpolations sont parfois décelées. Le cas échéant, des points sont rajoutés dans les zones présentant des défauts puis l'interpolation est reprise. Plusieurs aller-retour peuvent être ainsi effectués jusqu'à un résultat final satisfaisant.

II – 1.3.2.2.2. Le calcul des courses de vent selon des directions données (Fig II-11)

Nous devons, dans ce cas de figure, tracer des segments délimités d'un côté par les points de la matrice (un segment par point) et de l'autre par la berge. L'orientation de ce segment est précise puisqu'elle correspond à une direction de vent. Le nombre de segments à construire étant très important, c'est donc sous la forme d'un tableau que les formules sont appliquées.

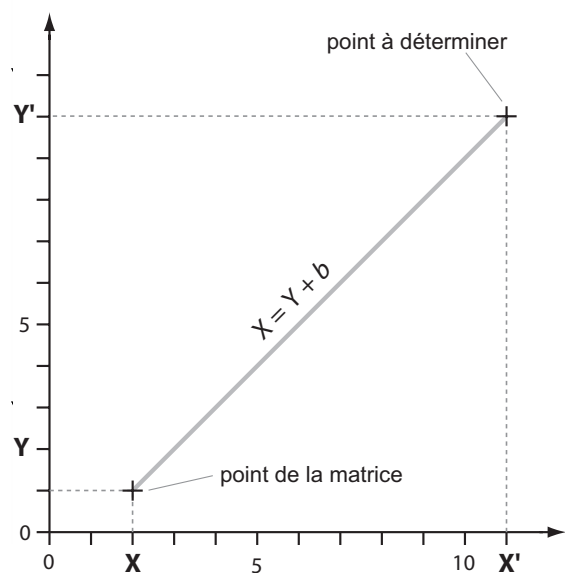
Prenons l'exemple d'un vent en provenance du nord-est. Les segments à tracer devront joindre la berge aux points selon un angle de 45° . Nous connaissons ici les coordonnées X et Y (Fig. II-11 – étape 1).

Figure II-11 : Les différentes étapes du calcul du fetch selon une direction donnée



Conception de la méthode : R. Couzevialle et P. Papon
Réalisation : P. Papon - 2006
Univ. Limoges - CNRS UMR 6042

Il nous faut déterminer X' et Y' afin que le logiciel puisse tracer la droite. Or, la présence de deux inconnues nous empêche d'utiliser l'équation de la droite. Afin d'éliminer une inconnue, un X' est choisi temporairement. Il nous reste à déterminer le Y' (Fig. II-12).



Un traitement de la base de données par tableur nous donne deux inconnues : b et Y'

X	Y	b	X'	Y'
2	1	-1	11	10

L'équation de la droite à 45° est : $Y = X + b$

Nous calculons b avec l'équivalence : $b = Y - X$
Soit dans notre exemple : $b = 1 - 2 = -1$

Nous calculons ensuite la dernière inconnue grâce à l'équation de la droite : $Y' = X' + b$
Soit dans notre exemple : $Y' = 11 + (-1) = 10$

Grâce au tableur, l'opération est renouvelée automatiquement pour l'ensemble des points de la matrice.

Figure II-12 : Calcul des coordonnées des segments de droite selon une direction donnée (exemple d'un vent de 45° , soit en provenance du nord-est)

Il serait aisé de déterminer la valeur de l'inconnue Y' par un graphique. Cependant, le nombre de segments à tracer étant bien trop important, il faut passer par un calcul géométrique. L'équation d'une droite inclinée à 45° est : $Y = X + b$. Par conséquent : $b = Y - X$. Afin de connaître la valeur de b , nous utilisons les coordonnées connues. Une fois b calculé, la seule inconnue restante est Y' . Il suffit alors d'appliquer l'équation de la droite pour le retrouver : $Y' = X' + b$. L'utilisation du tableur nous permet par la suite d'appliquer l'opération à l'ensemble des points de la matrice en une seule manipulation (Fig. II-11 – étape 2).

Par la suite, les coordonnées des segments sont exportées et transformées afin de reconstituer un fichier utilisable par le logiciel de cartographie. Le résultat obtenu est une série de segments partant de chaque point de la matrice, selon la même direction (*Fig. II-11 - étape 3*). Puisqu'il nous a fallu fixer un X' commun à tous les segments, ceux-ci s'arrêtent le long du même axe. Ils ne correspondent pas encore aux courses de vent désirées puisqu'ils ne s'arrêtent pas aux limites du plan d'eau. En ajoutant la couche cartographique du plan d'eau (*Fig. II-11 - étape 4*), le logiciel est capable de supprimer les morceaux de segments extérieurs au polygone du lac (*Fig. II-11 - étape 5*).

A ce stade, les segments correspondent à la course d'un vent en provenance du nord-est sur le plan d'eau. Le logiciel de cartographie est capable de mesurer la longueur de chaque segment (*Fig. II-11 - étape 6*). La dernière phase consiste à croiser la couche cartographique des segments avec celle des points de la matrice. Le logiciel effectue le transfert de données de l'une à l'autre. Les points de la matrice correspondent tous à la limite d'un segment. Ils reçoivent la longueur de ce dernier (*Fig. II-11 - étape 7*). Ainsi obtenons-nous une carte de mesure ponctuelle de fetch. Chaque point est défini par une coordonnée en X , une coordonnées en Y et une longueur de course de vent. L'interpolation est alors possible grâce à un logiciel spécifique.

La marge d'erreur est nulle du moment que la cartographie servant de base aux travaux est correcte. La précision des longueurs de segments dépend de l'échelle de saisie du tracé des berges. Plus la reproduction de ce dernier aura été réalisée avec minutie, plus les mesures pourront avoir une unité fine. Pour nos travaux, nous avons choisi une précision métrique. Ceci permet de conserver une définition suffisante sans s'encombrer inutilement de chiffres décimaux dans les manipulations.

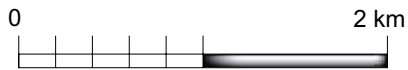
Cette méthode doit être reproduite pour chaque direction selon laquelle le fetch veut être mesurée.

II – 1.3.2.3. La représentation cartographique

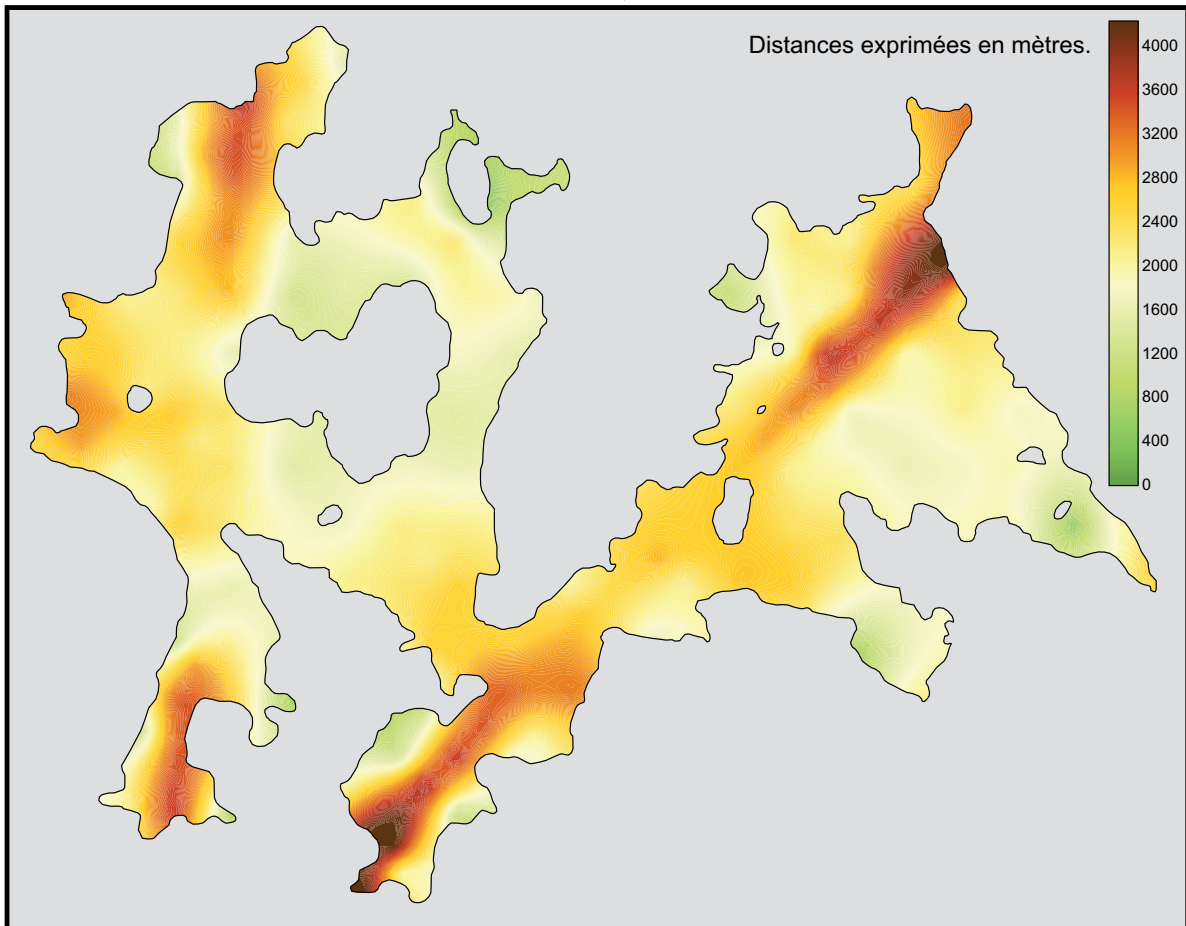
Un premier point délicat dans la représentation des courses de vent est celui du choix de l'expression des valeurs par isolignes chiffrées ou par dégradés de couleurs. Si la première méthode apporte une lecture facile des valeurs, elle présente en revanche généralement des inconvénients concernant les nuances dans la répartition de celles-ci (*Fig II-13*). Les dégradés de couleurs, s'ils empêchent souvent le déchiffrement précis des valeurs, comportent l'avantage d'exprimer parfaitement les gradients de distribution en détachant nettement les zones de fortes et de faibles valeurs. Dans le souci d'une étude sur la zonation induite par la course du vent sur un plan d'eau, il nous a paru plus pertinent et efficace d'utiliser les dégradés de couleurs. Il est donc important pour la lecture des cartes de suivre les échelles de valeurs, puisque celles-ci varient en fonction du type de distances exprimées.

La deuxième difficulté résidant dans la représentation des valeurs du fetch, qu'il soit potentiel, effectif ou modulé comme nous le verrons par la suite, est l'échelle que l'on attribue selon les cartes. L'idéal serait d'appliquer la même échelle à chacune d'elles afin de rendre possible la comparaison. Mais les valeurs mesurées ou calculées présentent d'énormes différences, et ce pour plusieurs raisons : les plans d'eau étudiés n'ont pas la même superficie ; les valeurs sont issues soit de mesures brutes, soit de calculs utilisant des coefficients et sont donc difficilement comparables ; enfin, par une utilisation d'une échelle commune, les nuances à l'intérieur d'une carte comprenant par exemple de très faibles valeurs peuvent être dissimulées par un manque de contraste. Cependant, les échelles ont été homogénéisées pour certaines figures destinées à présenter des comparaisons.

Figure II-13 : Les représentations cartographiques du fetch : isolignes ou dégradé de couleurs
L'exemple du fetch effectif sur le lac de Vassivière



Réalisation : P. Papon - 2006
Univ. Limoges, CNRS UMR 6042



La cartographie des courses de vent est une première étape dans l'étude des plans d'eau superficiels. Fondée sur les dimensions et les formes du plan d'eau, elle permet d'aborder les potentialités d'impact des courants aériens. Par la suite, les données météorologiques (ici, la répartition annuelle des vents) sont intégrées afin de prendre en compte les réelles conditions auxquelles le plan d'eau fait face. Cependant, la cartographie de courses de vent reste limitée sur plusieurs points :

- elle est restreinte aux deux dimensions horizontales de l'eau et il est nécessaire d'explorer sa dimension verticale, de la surface jusqu'aux sédiments.

- elle se limite au seul paramètre météorologique du vent. Par conséquent, il est indispensable d'intégrer les autres postes importants que sont les précipitations et la température de l'air.

- enfin, l'échelle de temps annuelle pour la répartition des vents ne suffit pas pour cerner le comportement de nos plans d'eau. L'observation doit donc être menée à des échelles de temps plus courtes.

II – 2. Les mesures des témoins de l'impact du vent

II – 2.1. La température de l'eau croisée avec les conditions météorologiques

II – 2.1.1. Principes d'observation

Le but de notre étude est celui de mesurer, sur des plans d'eau de faible profondeur, l'impact de la superficie par le biais des courses de vent. Pour cela, nous devons nous baser sur les témoins pouvant nous rendre compte des états de brassage et de stratification des eaux. La température de l'eau est alors un repère pertinent pour observer les mouvements de l'eau. Sa mesure permet l'observation de l'étagement ou du mélange vertical des eaux. En l'absence de forçage par le vent, les eaux les plus denses vont plonger vers le fond. Si la différence de densité entre les eaux du fond et celles de surface est suffisante, une stratification thermique se met en

place. A une atmosphère, la température de densité maximale de l'eau est définie par la formule suivante (Touchart, 2003) :

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

Avec : t_m = température de densité maximale de l'eau en °C
 S = salinité en g/l

Cette équation nous indique qu'en eau douce, la température de densité maximale est de 4 °C¹¹. Ainsi, toujours en eau douce, une eau sera d'autant plus dense qu'elle sera proche de 4 °C. Cela signifie qu'à des températures inférieures à 4 °C, les eaux les plus chaudes se situent vers le fond du plan d'eau. A l'inverse, pour des températures supérieures à 4 °C, les eaux les plus chaudes composent la couche de surface.

Dans le cas de nos observations, les conditions de températures au moment des mesures étaient systématiquement celles d'eaux supérieures à 4 °C. La règle à appliquer pour nos travaux peut-être celle exprimée sous cette forme simplifiée : plus une eau est froide, plus elle est dense.

Une fois les principes fondamentaux sur la température et la densité de l'eau rappelés, notre méthodologie consiste à croiser les données de température de l'eau avec celles des conditions météorologiques. Nous avons vu précédemment le rôle que joue le vent et sa course dans l'hydrodynamique des plans d'eau. Grâce aux mesures parallèles de la température de l'eau et des conditions météorologiques, le rapport entre les brassages (intensité et rythme) et les forçages externes (températures de l'air et vent) peut être réalisé.

¹¹ Nous rencontrons à maintes reprises dans la littérature une température de densité maximale de 3,94 °C (Hutchinson, 1957, p. 206 ; Ragotzkie, 1978, p. 2 ; Wetzel, 1983, p. 11 ; Burgis & Morris, 1987, p. 27 ; Dussart, 1992, p. 23). Cependant, Wetzel (1983, p. 79) et Lemmin (1995, p. 62) admettent le seuil de 4 °C sans pousser la précision aux centièmes de degré.

II – 2.1.2. La mesure verticale de la température en continu

II – 2.1.2.1. Le thermomètre subaquatique

L'instrument de mesure utilisé pour l'observation de la répartition verticale des températures de nos plans d'eau, est un thermomètre subaquatique enregistreur. Il nous permet de prendre une température à un pas de temps régulier et ce pendant plusieurs mois sans avoir à intervenir sur le terrain.

Le modèle utilisé pour notre étude est le Tinytag Data Logger (Fig II-14). Le boîtier est étanche jusqu'à 15 m de profondeur. Il est par conséquent adapté à nos mesures en plans d'eau superficiels. Il bénéficie d'un indice de protection IP-68 et contient une sonde interne. Cette dernière possède une précision de 0,2 °C, une résolution de 0,1 °C, sur une plage de mesure allant de – 40 à 85 °C. La capacité de mémoire est de 7 900 à 16 000 données selon les modèles. Chaque boîtier possède une prise de connexion, via un cordon, vers un ordinateur afin de programmer le départ et la fin des enregistrements ainsi que la cadence des relevés. Le déchargement des données s'opère également par le biais du cordon reliant la sonde à un ordinateur équipé du logiciel spécifique. L'alimentation est assurée par une pile au lithium 1,5 volt, fournissant une autonomie variant selon la fréquence de mesures programmée. Pour une mesure par heure, la sonde peut rester jusqu'à 666 jours consécutifs en fonctionnement sur le terrain (Savy, 2006).

Les sondes ont été programmées pour une prise de température toutes les heures. Ce pas de temps est considéré comme équivalent à une mesure en continu (Webb & Walling, 1996, 1997).

II – 2.1.2.2. La station thermométrique

Reste à mettre en place un système permettant la mesure de la température de l'eau à différentes profondeurs. Pour cela, une bouée de balisage attachée à une chaîne galvanisée de 6 mm est utilisée. Cette bouée possède une flottabilité de 9,5 kg. Avec une longueur de chaîne conséquente, le poids de cette dernière assure un ancrage suffisant pour que la bouée ne dérive pas. De plus, la chaîne galvanisée ne connaît pas de déformation et garantit de ce fait une bonne verticalité de l'installation. Les sondes sont accrochées à la chaîne avec l'espacement voulu grâce à du fil de fer, lui aussi galvanisé. Le tout forme une station thermométrique autonome (Fig. II-14).

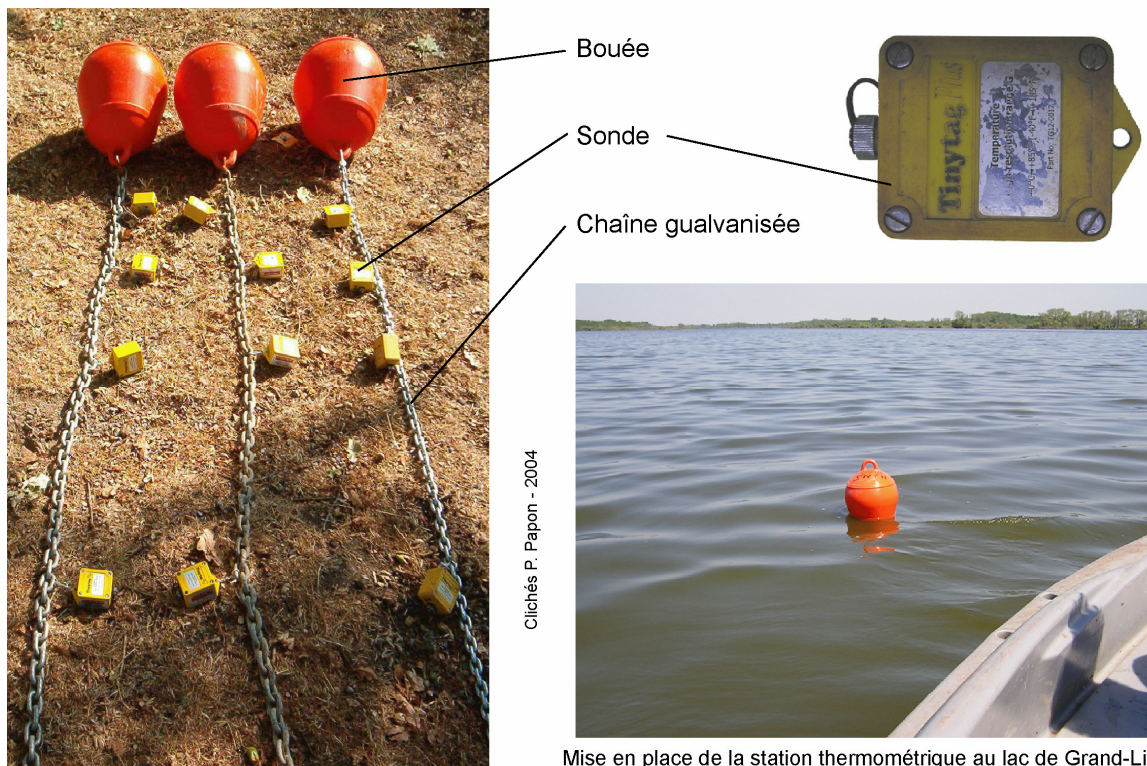


Figure II-14 : La station thermométrique

Ces stations devaient équiper nos trois plans d'eau. Or, pour des raisons de sécurité du matériel, il nous a été impossible d'en disposer sur le lac Balaton. Si les autorités de navigation du lac ne se sont pas opposées au principe de la pose d'une bouée, elles nous ont assuré de sa disparition dans les jours voire les heures suivant sa mise en place. Malgré la superficie de la « mer hongroise », le trafic des bateaux de

pêche, de transports de voyageurs et de plaisanciers est tel, que le matériel de mesure est souvent voué au naufrage.

En revanche, deux stations ont pu être mises en place sur le lac de Grand-Lieu (Fig II-14) grâce à l'autorisation de la S.N.P.N. (Société Nationale de Protection de la Nature), association gérante du plan d'eau. De plus, contrairement au Balaton, la navigation n'y est autorisée qu'aux gardes de la réserve, aux scientifiques et à quelques pêcheurs professionnels. La première station, placée dans la zone en eau libre fut équipée de trois thermomètres. Deux étaient disposés à 25 et à 90 cm de la surface et le dernier reposait sur le fond. Les trois appareils ont fonctionné normalement. Une deuxième station fut placée aux abords de l'herbier, dans une zone de quelques dizaines de centimètres de profondeur. Deux thermomètres y étaient attachés, à 25 cm de la surface et sur le fond. Or, le thermomètre situé à proximité de la surface n'a pas fonctionné et l'intégralité de la série de mesures ne fut pas valide. A l'absence de ces données, nous avons été contraints de n'utiliser que les mesures de la première bouée. L'implantation de ces deux stations devait nous permettre d'observer la répartition des températures de surface de l'eau en deux points du lac. Leur localisation prévoyait également une comparaison entre les distributions verticales des températures de la zone en eau libre, exposée au vent, et de la zone proche de l'herbier, plus protégée car située au départ de la course des vents dominants. Quoi qu'il en soit, les séries de données dont nous disposions à la fin de la campagne de mesures correspondaient aux trois thermomètres de la station en eau libre. Chaque appareil a relevé une température toutes les heures pendant 156 jours (du 19 mai au 31 octobre 2004) soit 3 744 données chacun. La série complète représente par conséquent 11 232 données de température de l'eau.

L'étang de Cieux, quant à lui, fut équipé la première fois d'une station thermométrique par L. Touchart, en 1997 (Touchart, 2001). Dès lors, les températures de ce plan d'eau furent régulièrement mesurées. Les séries de données furent gracieusement mises à la disposition des étudiants travaillant sur ce plan d'eau. La série utilisée pour nos recherches n'est malheureusement que d'une durée limitée du

16 avril au 17 juin 2002. Elle correspond à la période de chevauchement des mesures de températures de l'eau de l'étang et des conditions météorologiques (*cf.* II-2.1.3.). Le reste du temps, plusieurs avaries¹² nous ont empêché de mener une étude parallèle du fonctionnement du plan d'eau et des forçages externes. Sur l'étang de Cieux, la série de données utilisée pour notre étude est donc la seule correspondant à nos critères de mesure. Elle s'étale sur 63 jours avec une station équipée de 8 thermomètres (à 25, 55, 75, 90, 125, 180, 230 et 300 cm) prenant une température toutes les heures. Elle est constituée de 1 512 mesures par appareil soit un total de 12 096 données de températures de l'eau.

II – 2.1.2.3. La prise en compte du marnage

Le niveau de Grand-Lieu est mesuré selon une cote propre au lac : la cote Buzay. Cette cote sert de référence et est relevée quotidiennement par les gardes de la réserve naturelle. Les niveaux du lac de Grand-Lieu du 19 mai au 21 octobre compris ont été fournis par la SNPN (*Fig.* II-15). Afin de connaître la position verticale des thermomètres dans la tranche d'eau, leur hauteur a été calculée à partir de la cote Buzay et de l'épaisseur de la tranche d'eau à l'aplomb de la bouée, le jour de la mise en place du matériel. Ce jour là, la cote Buzay était de 1,95 m et la profondeur à l'aplomb de la bouée de 1,33 m. Grâce à ce calcul, il a été constaté que le thermomètre intermédiaire, situé à 90 cm de la surface, est venu toucher le fond du 22 septembre au 9 octobre.

¹² L'intégralité des données de l'été 2003 fut perdue, nous privant de l'observation de conditions climatiques exceptionnelles. C'est sans doute ces dernières qui ont incité la mairie de Cieux à organiser une démonstration de sports aquatiques motorisés. Pour leur besoin ou par bienveillance pour notre matériel, les conducteurs de jet-ski ont malheureusement cru utile de déplacer la station thermométrique en la tractant. Cette délicate attention s'est traduite par la perte de plusieurs thermomètres et des séries de données invalides pour ceux ayant réussi à rester le long de la chaîne...

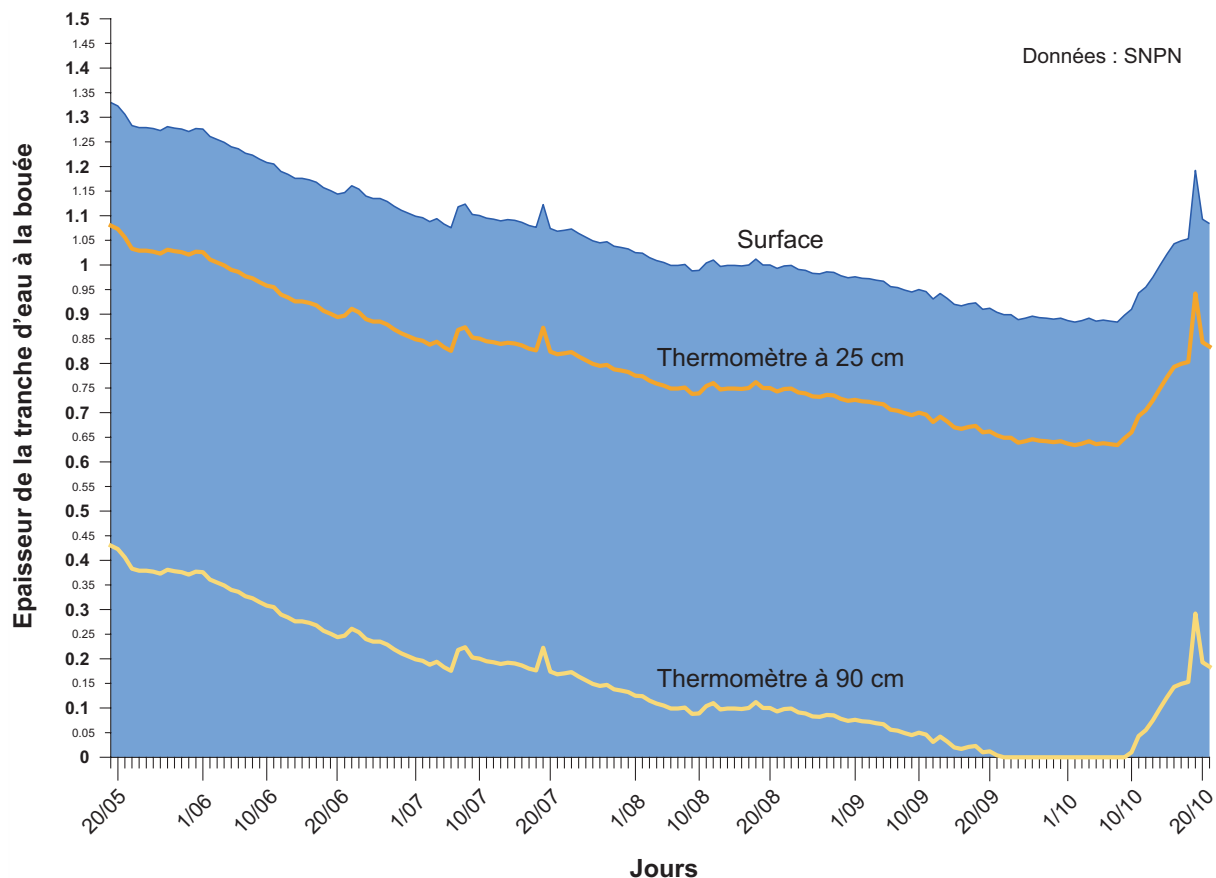


Figure II-15 : Les variations de niveau sur le lac de Grand-Lieu et position des thermomètres à l'intérieur de la tranche d'eau (du 19 mai au 21 octobre 2004)

II – 2.1.3. Les mesures météorologiques

Pour les deux plans d'eau français de notre étude, les mesures des conditions météorologiques ont été réalisées de deux manières différentes pour des raisons essentiellement techniques. Les données de Météo France ont été utilisées pour le lac de Grand-Lieu tandis qu'une station météorologique autonome fut installée à proximité du Grand Etang de Cieux.

La station météorologique de Nantes-Bouguenais est située sur l'aéroport du même nom, à quelque 4 km au nord-est du lac. La proximité de la station de Météo France ne justifiait pas l'implantation d'une station autonome sur le plan d'eau. Ainsi les données utilisées pour notre étude sont celles fournies par le service météorologique national. Nous avons principalement utilisée les séries de données mensuelles et journalières de température de l'air, de durée d'ensoleillement et de

précipitations, ainsi que les données horaires de température de l'air, de précipitations et de vent (vitesse et provenance). Les données mensuelles et journalières correspondent à la période de mesure de la station thermométrique, soit du 19 mai au 31 octobre 2004. Enfin, les données horaires correspondent à des périodes allant de 2 à 10 jours, choisies à partir de l'analyse préalable des températures de l'eau.

Pour le Grand Etang de Cieux, la station complète Météo France la plus proche est celle Limoges-Bellegarde, à environ 20 km au sud-est. Si celle de Nantiat reste moins éloignée (10 km à l'est), elle ne mesure en revanche que la température et les précipitations. Dans le cadre des études menées sur l'étang de Cieux, une station météorologique autonome fut installée le plus près possible du plan d'eau. En l'occurrence, c'est à 2 km de Cieux, dans une propriété privée (pour des conditions de sécurité du matériel) que la station put être mise en place¹³. Celle-ci est une *Weather Monitor II*, automatisée et autoalimentée par capteur solaire (*Photo II-2*). Elle est équipée d'un anémomètre, d'une girouette, d'un pluviomètre à augets basculants, d'un thermomètre et d'un baromètre. Les données sont lisibles en temps réel ou peuvent être déchargées sur un ordinateur par un câble. Le rythme de mesure a été fixé à un relevé par heure pour chaque paramètre correspondant, d'après la capacité de mémoire de la station, à 60 jours de stockage de données. Cette station a fonctionné durant pratiquement 2 ans, de décembre 2001 à septembre 2003, sans présenter de problème. Nous n'avons utilisé les mesures que d'une période de 63 jours, du 16 avril au 17 juin 2002, en raison des avaries précédemment évoquées (*cf. II-2.1.2.2*). Les paramètres utilisés sont les mêmes que ceux employés pour l'observation des conditions météorologiques sur le lac de Grand-Lieu.

¹³ La station fut installée par et chez G. Nion, pour les besoins de ses recherches (Nion, 2002 et 2003). Elle releva les données mensuellement et fit la maintenance de la station durant deux années. Dans un esprit de partage et d'équipe, Gaëlle nous a toujours transmis ces données grâce auxquelles nous avons pu mener nos propres études.

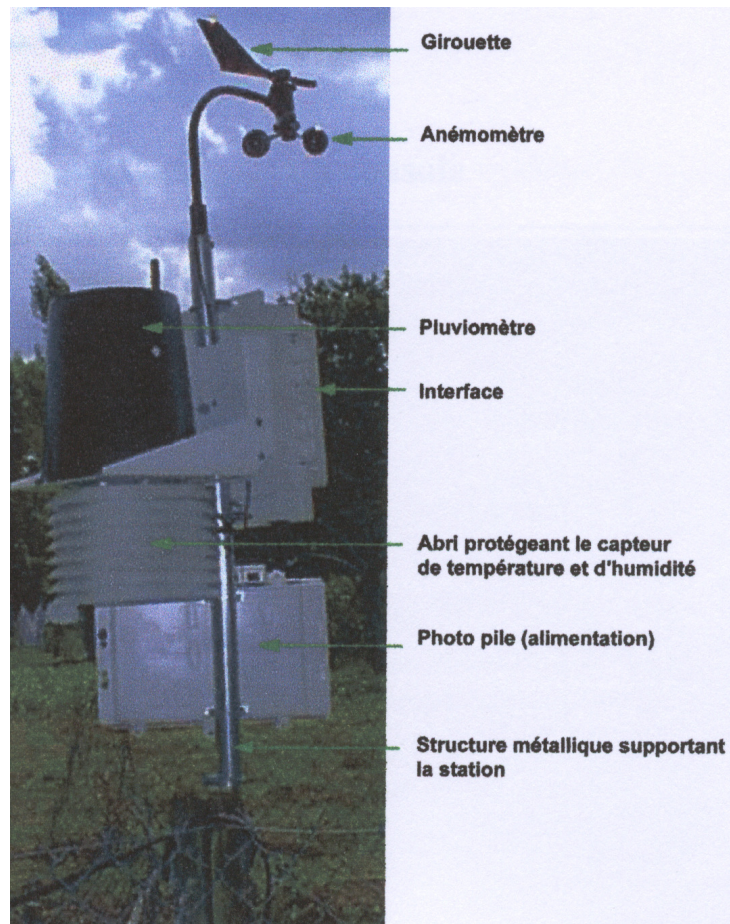
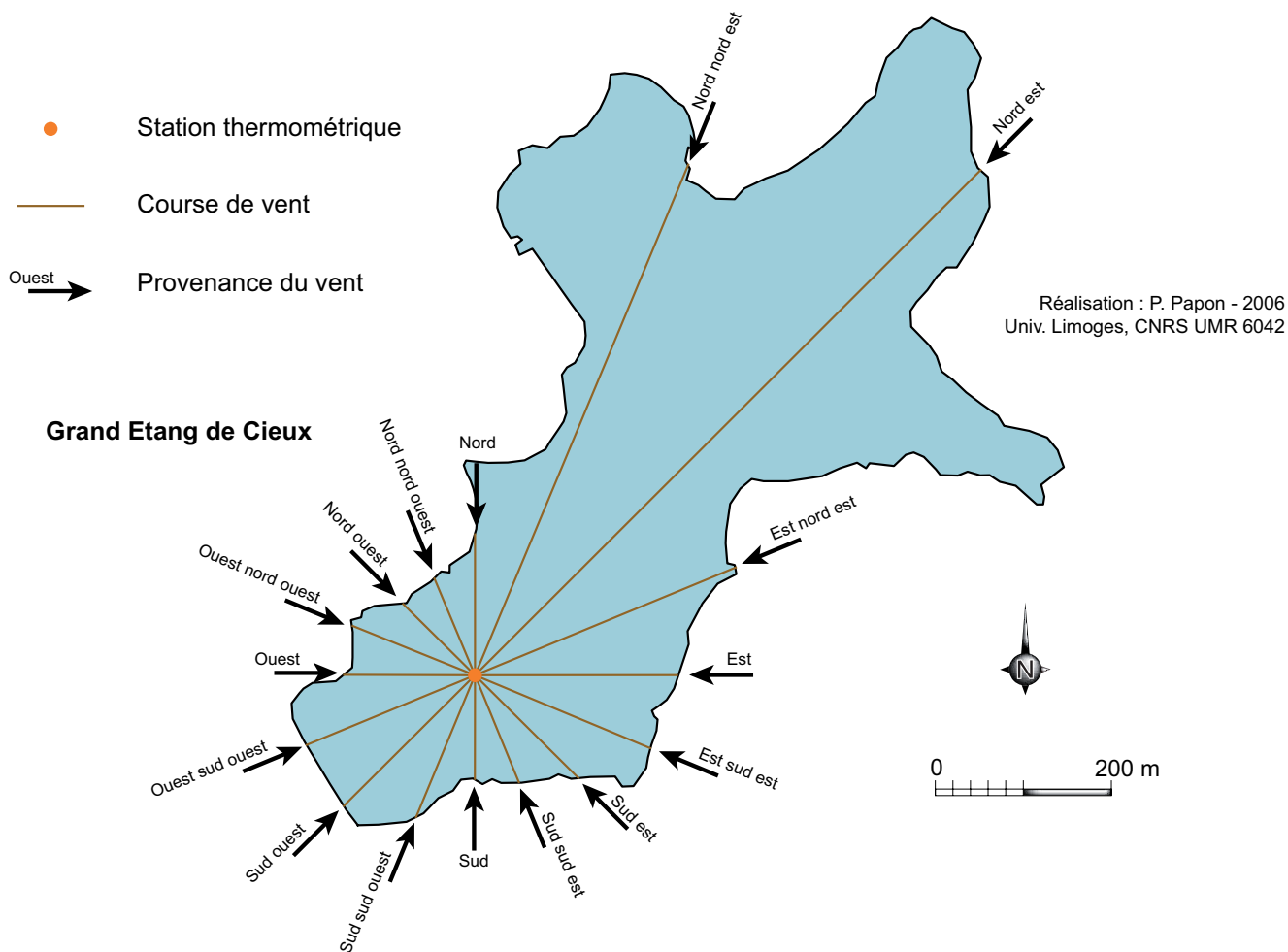


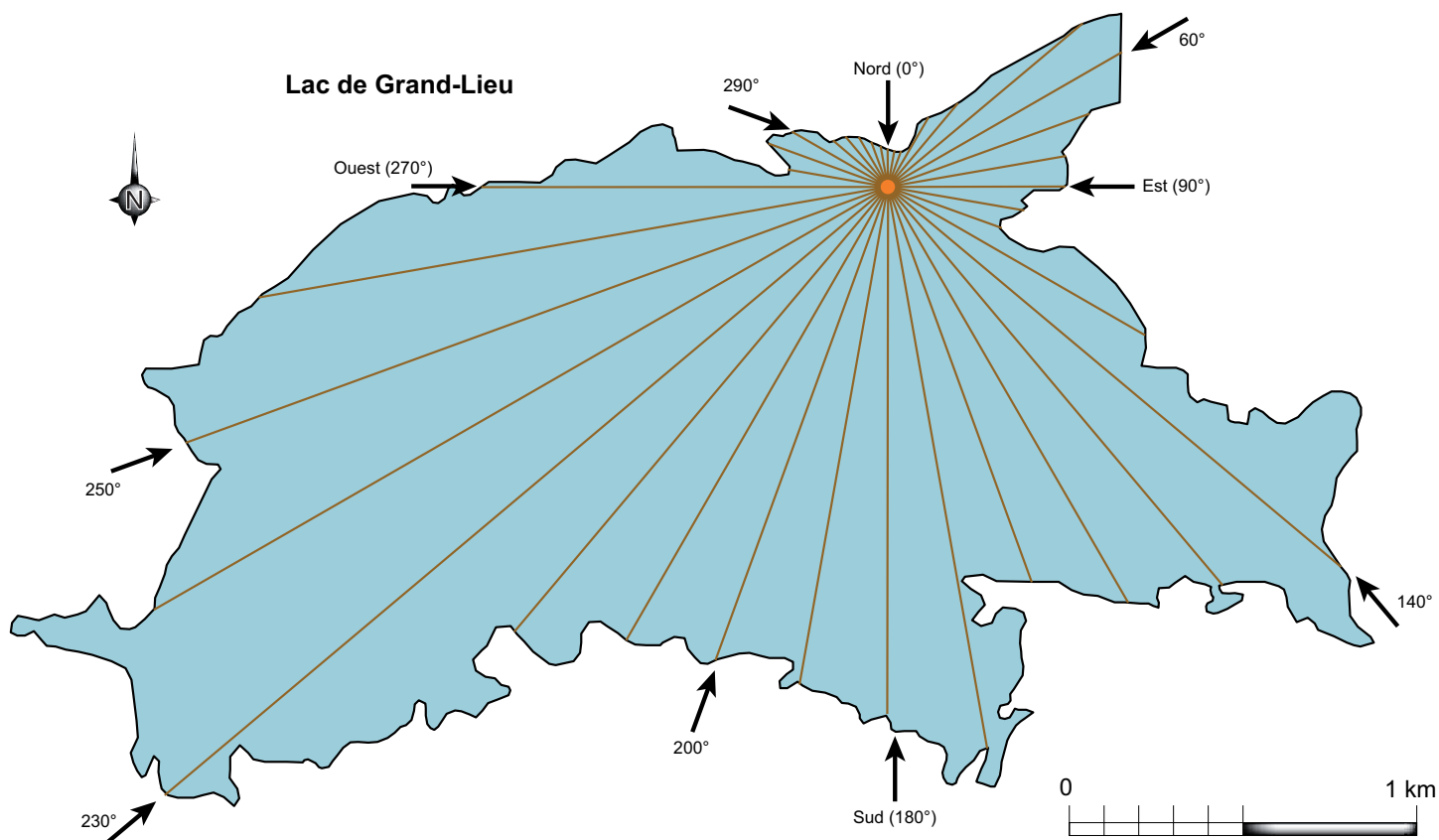
Photo II-2 : La station météorologique Weather Monitor II (cliché Nion, 2002)

Pour les deux stations, les mesures concernant le vent comprennent plusieurs paramètres : la vitesse moyenne horaire, la vitesse maximale instantanée pour chaque heure, la direction moyenne horaire et la direction de la vitesse maximale instantanée. Les girouettes mesurent l'angle de provenance du vent avec une précision de 20° (soit 18 sens possibles sur 360°) pour celle de Météo France et de $22,5^\circ$ pour la *Weather Monitor* (soit 16 sens possibles sur 360°). Pour chaque station thermométrique dans les plans d'eau, les courses de vent entre les bouées et les berges ont été calculées, selon les angles mesurés par les girouettes (Fig. II-16). Ainsi nous a-t-il été possible de connaître, pour chaque donnée horaire de vitesse et de direction de vent, la distance que celui-ci parcourait jusqu'aux stations thermométriques placées sur nos plans d'eau.

Figure II-16 : Les courses de vent pour les stations thermométriques de Cieux et de Grand-Lieu



Les angles choisis pour les courses de vents correspondent aux données des stations de mesures météorologiques. Pour l'étang de Cieux, la précision est de 22,5°. Pour le lac de Grand-Lieu, elle est de 10°.



II – 2. 2. La charge sédimentaire

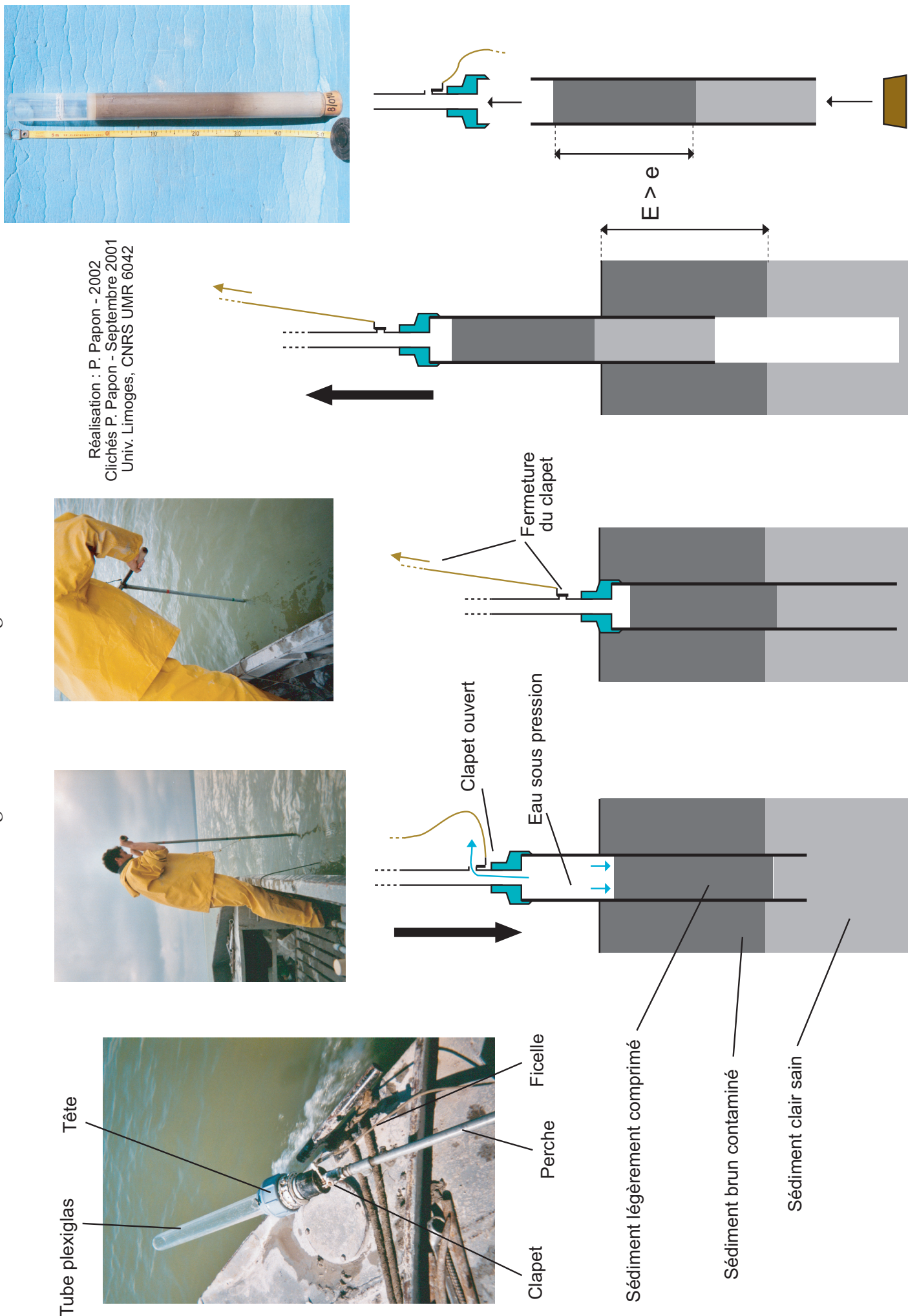
Dans un plan d'eau superficiel, le sédiment tient une place importante puisque plus proche de la surface que dans les plans d'eau profonds. La faible épaisseur de la tranche d'eau constitue souvent une barrière insuffisante face aux forçages externes et les dépôts sédimentaires sont plus facilement remis en suspension. Dans le cas d'un lac comme le Balaton, la charge interne en phosphore contenue dans le sédiment s'avère être un des principaux moteurs de l'eutrophisation.

II – 2.2.1. L'échantillonnage sédimentaire

Les sédiments présentent des propriétés physiques et chimiques variant dans l'espace de manière continue selon des gradients. L'étude, basée sur la mise en place d'une population statistique, emploie nécessairement la conversion des valeurs continues vers des valeurs ponctuelles. Le carottage permet la constitution de séries de mesures dont l'unité de référence est l'échantillon.

Sur le lac Balaton, dans la baie de Keszthely, les sédiments sont prélevés à l'aide d'un carottier. En raison de la très faible profondeur de la zone, n'excédant pas 3,30 m, cet instrument est parfaitement adapté à ce type de prélèvements. Il présente également l'avantage de préserver en l'état la disposition des couches sédimentaires sur une épaisseur de 60 cm. Le principe de fonctionnement du carottier utilisé est celui d'une tête, fixée sur une perche creuse, pouvant recevoir les tubes de prélèvement en plexiglas (*Fig. II-17*). Lors de la progression du tube dans la couche sédimentaire, l'eau poussée à l'extérieur du tube est expulsée, via un clapet, en position ouverte, au niveau de la tête. Toutefois, la compression de l'eau entre les sédiments et la tête, combinée à la surface de frottement des parois du tube, provoque un léger tassement des sédiments à l'intérieur de celui-ci. Une fois l'ensemble enfoncé jusqu'à la tête, la sortie d'eau de la perche est refermée par le clapet, empêchant ainsi la descente des sédiments prélevés par un effet de suction. Une fois remonté, le tube est détaché de la tête et bouché à sa base.

Figure II-17 : Le carottage sédimentaire



Une fois l'ensemble des échantillons réalisé, les carottes sont extraites des tubes et découpées en laboratoire. Par la suite, les sédiments de chaque tranche font l'objet d'analyses physico-chimiques et notamment la mesure des concentrations de calcite (CaCO_3). Ce paramètre est important dans l'étude des sédiments de la baie de Keszthely. Il est le témoin de l'origine des dépôts sédimentaires. Un taux élevé de calcite atteste l'origine autochtone des sédiments. A l'inverse, les zones possédant un taux de calcite moindre correspondent à une dominance de dépôts allochtones.

Les prélèvements sédimentaires sont réalisés dans le cadre du programme de surveillance du dragage de la baie de Keszthely. Ce traitement des sédiments de cette partie du lac a pour but de réduire la charge interne en phosphore. Des échantillons sont prélevés chaque année afin de vérifier les teneurs en composés phosphatés présentes dans la fraction sédimentaire. En charge de cette mission, T. Cserny, de l'Institut de Géologie hongrois, nous a permis de participer activement aux campagnes de mesures de septembre 2000 et 2001. Lors de ces campagnes, 34 points de prélèvements ont été couverts. De plus, notre hôte nous a transmis les données des campagnes précédentes, datées de 1992 et 1998. Au total, ces 81 sites d'échantillonnage qui ont été créés.

II – 2.2.2. La cartographie « brute » : une interpolation parfois inefficace

En terme méthodologique, le passage du ponctuel à une superficie, correspond à celui du point au polygone dans un logiciel de cartographie. Dans un souci d'analyse spatiale et de représentation cartographique (ou de zonation), le principe est de relier les points par les isolignes. Ainsi l'interpolation permet de recréer la distribution des valeurs dans l'espace et de la représenter sous forme polygonale.

La carte qui en résulte (*Fig. II-18*) fait bien apparaître le gradient positif du taux de calcite de l'embouchure vers le large. Le logiciel réalise l'interpolation à partir des valeurs précises et attribue des valeurs intermédiaires entre les points. Ceci explique la présence de zones circulaires autour de certains échantillons de valeur contrastée

par rapport à celle de leurs voisins. Cependant, une interpolation réalisée à partir d'un maillage large et irrégulier, comme c'est le cas avec la distribution des échantillons, induit un certain nombre d'artefacts. Par exemple, le cône formé par les isolignes situées à l'embouchure, est le résultat de valeurs déduites à défaut de renseignement. La partie est de la baie, débouchant vers le reste du lac, manque également de mesures et affiche ici un gradient parallèle à celui de la rive ouest. Ces valeurs sont en fait le fruit de l'extrapolation puisqu'elles sont situées à l'extérieur du maillage des prélèvements.

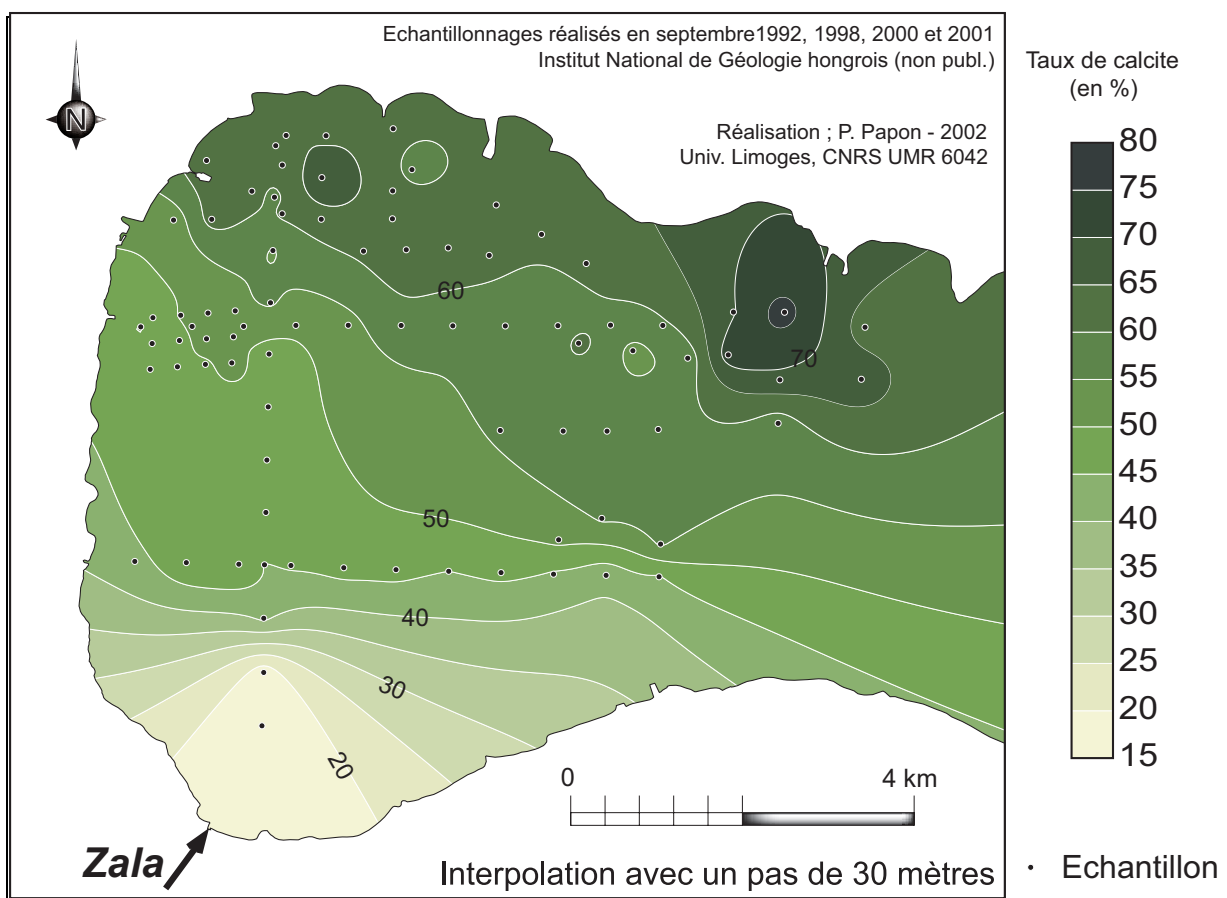


Figure II-18 : Répartition des taux de calcite des sédiments de la baie de Keszthely : les défauts de l'interpolation et de l'extrapolation

Si l'utilisation de l'interpolation présente de nombreux avantages lorsque la base de données est suffisamment élaborée, elle peut entraîner en revanche des erreurs lorsque les mesures sont insuffisantes. Dans notre exemple, cela est clairement le cas et il serait peu honnête de considérer les résultats cartographiques obtenus comme fiables. C'est pourquoi les valeurs doivent également faire l'objet d'analyses

statistiques reliées par une représentation cartographique ponctuelle, certes plus difficile à lire mais plus précise.

II – 2.2.3. Du traitement statistique à la cartographie des valeurs ponctuelles

II – 2.2.3.1. L'analyse statistique à une variable

La figure II-19 présente la distribution statistique des taux de calcite des échantillonnages dans la baie de Keszthely. L'axe des abscisses supporte les individus classés dans un ordre croissant et celui des ordonnées la valeur quantitative de la variable.

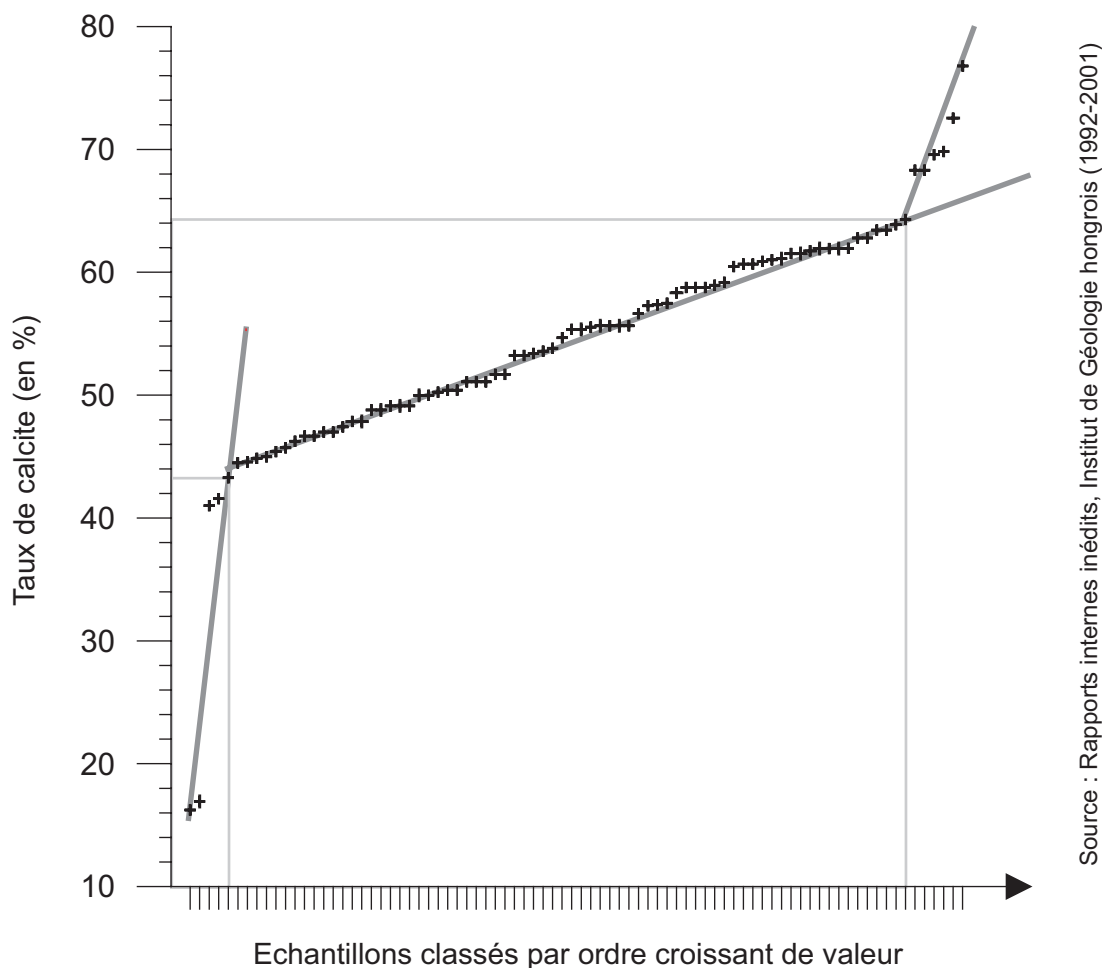


Figure II-19 : Distribution statistique des valeurs de taux de calcite (échantillons sédimentaires de la baie de Keszthely du lac Balaton)

Trois premiers groupes peuvent être formés par des droites concrétisant par leur inclinaison l'évolution des valeurs et permettent de mieux visualiser les bornes¹⁴ :

- les faibles valeurs (entre 16,23 et 43,27)
- les valeurs intermédiaires (entre 44,48 et 64,30)
- les fortes valeurs (entre 68,31 et 76,80)

Pour des raisons d'homogénéité, les deux groupes extrêmes sont isolés en classes à part entière. Le groupe des valeurs intermédiaires est par la suite encore divisé en classe afin d'affiner la discrétisation. Ainsi, les éventuels artefacts induits par les valeurs extrêmes dans le traitement statistique de la population sont écartés. Dans ce groupe des valeurs intermédiaires, trois types de discrétisation ont été appliquées : les écarts-type, les quantiles et enfin les seuils naturels. Cette dernière discrétisation, fondée sur le repérage des plus importants écarts de valeurs à l'intérieur de la population statistique, apporte le meilleur rendu cartographique (*Fig. II-20*).

Un gradient positif de valeur de calcite apparaît du sud-ouest de la baie vers le nord-ouest, ou de l'embouchure de l'affluent principal, la Zala, vers la rive opposée. Un plus grand nombre d'échantillons permettrait une analyse plus fine. Cependant, par l'intermédiaire d'une visualisation par graphique, ce rapport peut être étudié sous une autre approche.

¹⁴ Les tangentes sont ici tracées de manière aléatoire sur une simple estimation de l'utilisateur. Leur direction pourrait être plus précise si celle-ci n'était autre que la droite de régression appliquée aux seuls points du groupe. La technique consisterait sous *Grapher* à superposer, sur les mêmes axes, 3 courbes correspondant à 3 sous-populations (à partir du seul fichier de la population totale) et de calculer les 3 droites de régression. Les intersections entre ces droites constitueraient les bornes entre les groupes.

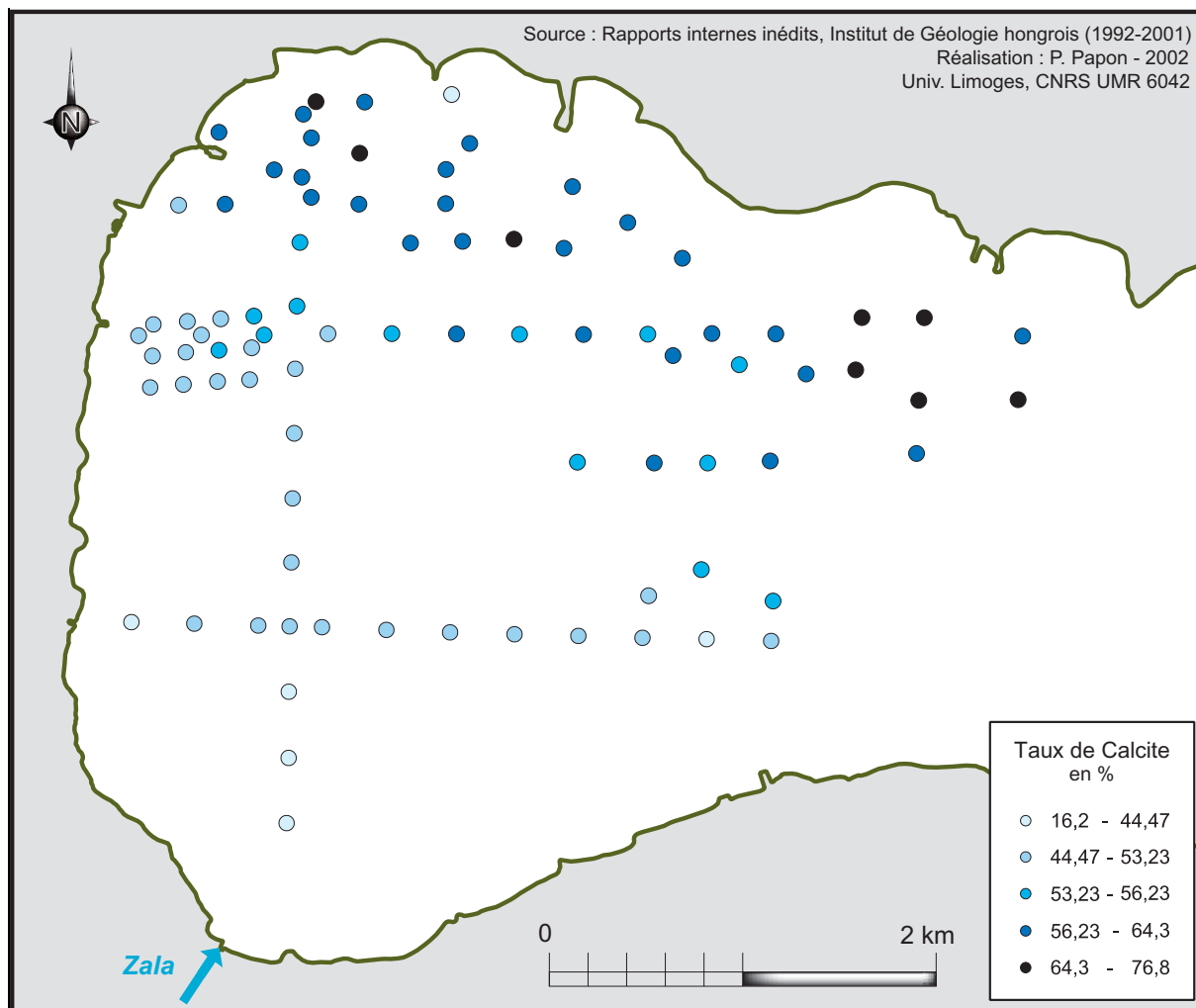


Figure II-20 : Répartition des valeurs ponctuelles des taux de calcite des sédiments superficiels de la baie de Keszthely

II – 2.2.3.2. L'analyse statistique à deux variables

Le graphique (Fig. II-21) met en corrélation la distance à l'embouchure de l'affluent principal et le taux de calcite. Il apparaît clairement qu'il existe entre ces deux variables une corrélation directe (ou positive): à l'éloignement de l'embouchure correspond une augmentation du taux de calcite. Cette relation exprime la différence entre les eaux humiques de l'affluent et les eaux proprement lacustres¹⁵. Le gradient régissant les valeurs en calcite est le reflet d'un mélange progressif entre les deux masses d'eau.

¹⁵ Les échantillons sont sédimentaires mais les valeurs étant celles des sédiments de surface, et ceux-ci ayant une importante teneur en eau, ils sont considérés comme représentatifs de l'eau surnageante.

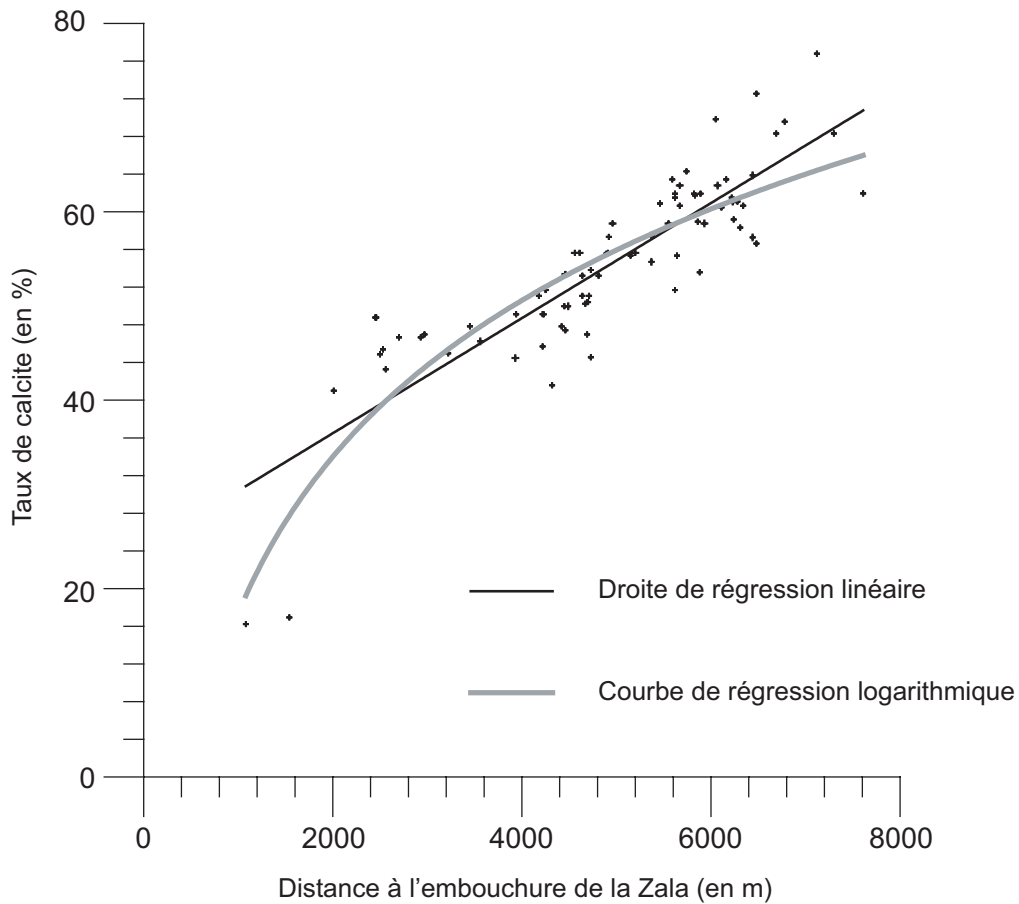


Figure II-21 : Corrélation entre la distance à l'embouchure de la Zala et le taux de calcite

Ce gradient est bien exprimé spatialement sur la carte (*Fig. II-20*). Cependant, nous pouvons remarquer sur celle-ci que les points situés le long de la rive ouest ont tendance à conserver des valeurs faibles malgré leur éloignement de l'embouchure. Le gradient ne se résume donc pas une relation spatiale linéaire.

La loi théorique correspondant à la relation entre ces deux variables, et lorsqu'elle est traduite sous la forme d'une droite ou une courbe de régression, peut permettre de dégager les individus dont le comportement s'écarte de celui de la population totale. Tout d'abord, deux lois théoriques ont été calculées (*Fig. II-21*) : en bleu, la droite de régression linéaire, et en rouge, la courbe de régression logarithmique. Ces deux lois théoriques ont leurs propres artefacts : la première écartant les valeurs très faibles et la deuxième écartant les fortes valeurs. Quoi qu'il en soit, l'intérêt du traitement est ici dans la mise en exergue des individus dont les

valeurs expriment un comportement particulier et surtout si ceux-ci sont concentrés spatialement. Pour cela, il nous faut suivre la loi théorique en appliquant son équation, en dégagant les individus qui s'en éloignent le plus et en les cartographiant.

La droite de régression linéaire ($Y = aX + b$) est ici utilisée : X , étant la distance à la Zala, permet de calculer Y , le taux de calcite théorique correspondant. Les valeurs ainsi obtenues sont comparées aux valeurs observées et les différences, classées par sens et ordre d'importance, sont cartographiées (Fig. II-22).

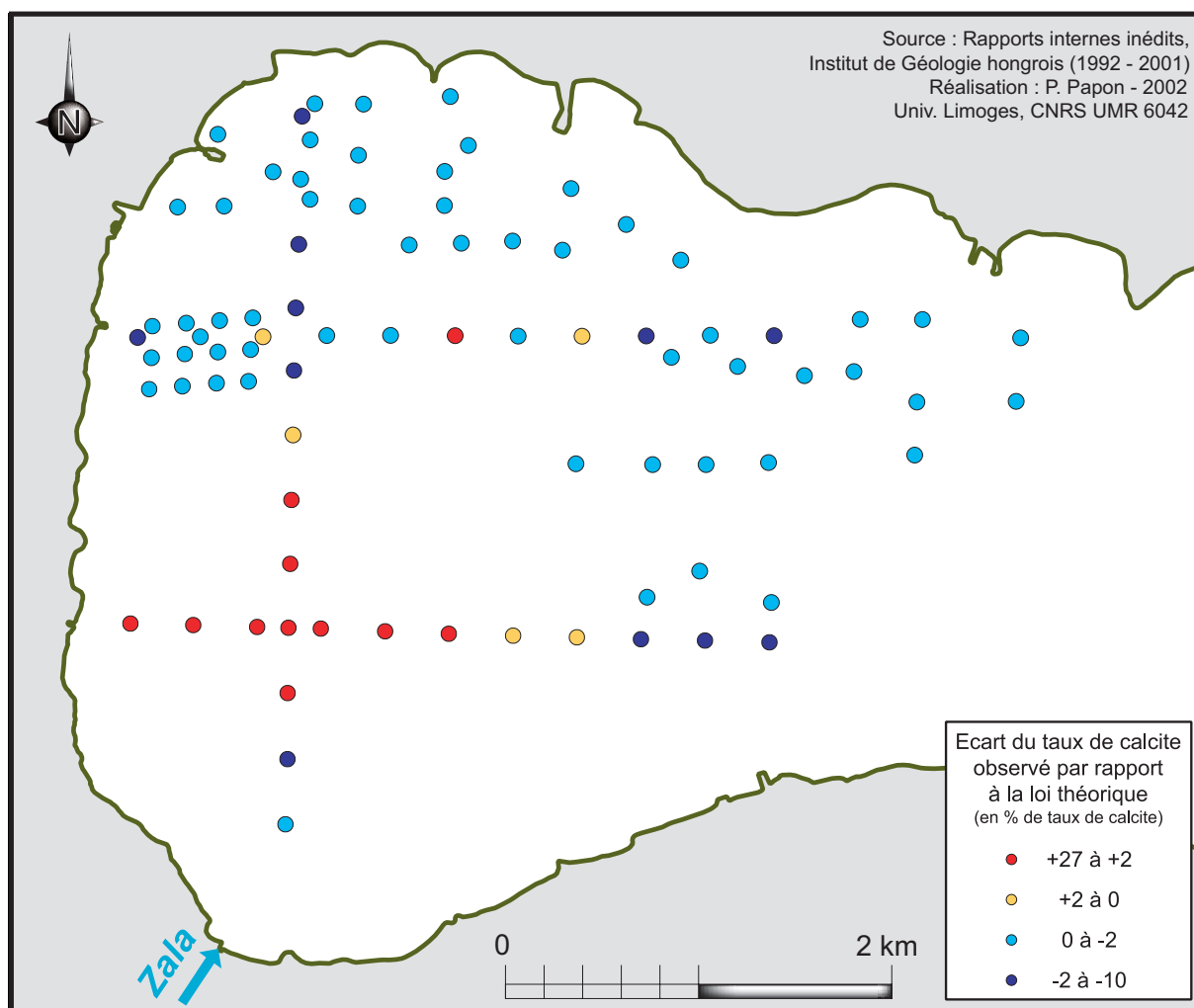


Figure II-22 : Répartition des écarts de taux de calcite observés par rapport à la loi théorique

Plusieurs résultats sont à observer :

- les individus les plus éloignés, dans l'absolu, de la loi théorique font exclusivement partie de l'échantillonnage réalisé en septembre 2001, celui-ci étant organisé en trois transects (un nord-sud et deux ouest-est). L'équivalence des valeurs mesurées en 2001 par rapport à celles des années précédentes est à remettre en question.

- il apparaît une zone dont les valeurs sont supérieures à ce qu'elles devraient être d'après la loi théorique dans la partie située juste au nord de l'embouchure. Ceci signifierait que les eaux de l'affluent connaîtraient une perte rapide de leur propriété chimique vers le nord, témoignage d'une faible inertie du cours d'eau dans cette direction. Pourtant, les valeurs s'inversent dans la même direction, plus au nord, ne confirmant pas cette tendance. Il est possible que ce changement d'état, concrétisé par le brusque passage de valeurs fortes à faibles en trois points successifs, soit le témoin d'une rupture spatiale de l'influence de la Zala dans la baie. D'autres paramètres devront être utilisés pour confirmer ou infirmer l'existence de ce seuil, peut-être lié à la confrontation de deux hydrodynamiques contraires dans cette zone.

- dans le même temps, est présente une diminution des écarts de valeurs vers l'est jusqu'à l'inversion de la tendance sur les trois derniers points du transect, signifiant une plus forte présence des eaux de l'affluent dans cette zone éloignée. Celles-ci seraient donc poussées vers l'ouest à leur arrivée dans le lac (ce résultat tend à se vérifier par les observations sur le terrain et par la photo aérienne infrarouge – *photo II-3*).

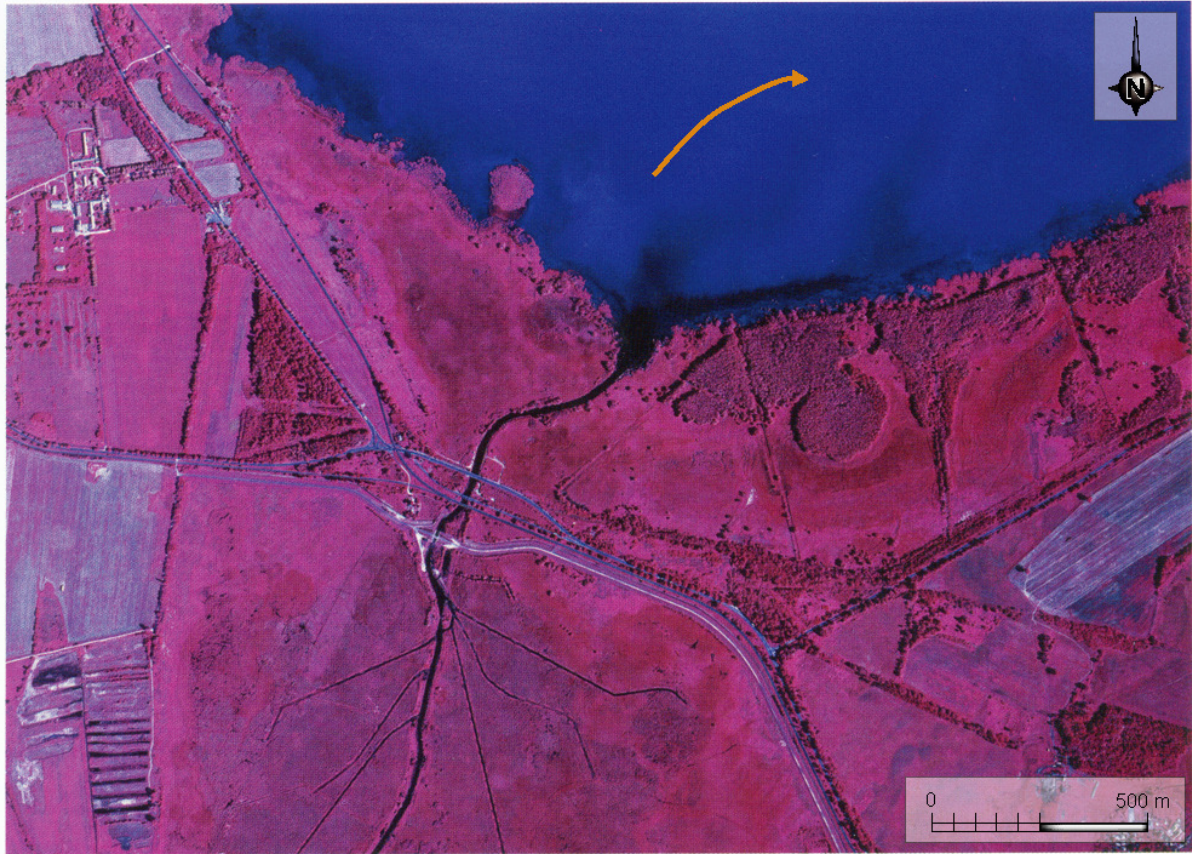


Photo II-3 : Vue aérienne infrarouge de l'embouchure de la Zala dans la baie de Keszthely
(cliché Székely, 2001, p. 11)

Ce traitement semble fournir quelques indices intéressants sur le comportement des eaux de l'affluent à son entrée dans le lac. Cependant, les pistes ne vont pas toutes dans le même sens et le fait que les plus forts écarts de valeurs entre les mesures et la loi théorique appartiennent au même échantillonnage nous suggère une certaine retenue dans les conclusions.

La présentation méthodologique de l'étude des courses de vent s'est poursuivie par celle de l'étude de l'interface sédimentaire, liée aux courants aériens par les phénomènes de brassage. Le rôle de la charge sédimentaire couplée au forçage externe induit par le vent, tient une grande place parmi les facteurs jouant sur la qualité des eaux des lacs pelliculaires.

II – 3. La mesure de la qualité de l'eau

Dans le cadre des études menées sur le plan d'eau de Cieux, des mesures de la qualité des eaux ont été réalisées. Durant une année, les concentrations en phosphates et en composés azotés, le taux de MES (matières en suspension) ainsi que la transparence de l'eau ont été mesurés avec une fréquence hebdomadaire¹⁶. De plus, des profils verticaux physico-chimiques ont été réalisés ponctuellement. L'intégralité de ces mesures a répondu aux exigences d'un protocole méthodologique précis.

II – 3.1. L'échantillonnage de l'eau

II – 3.1.1. La localisation et la fréquence des prélèvements

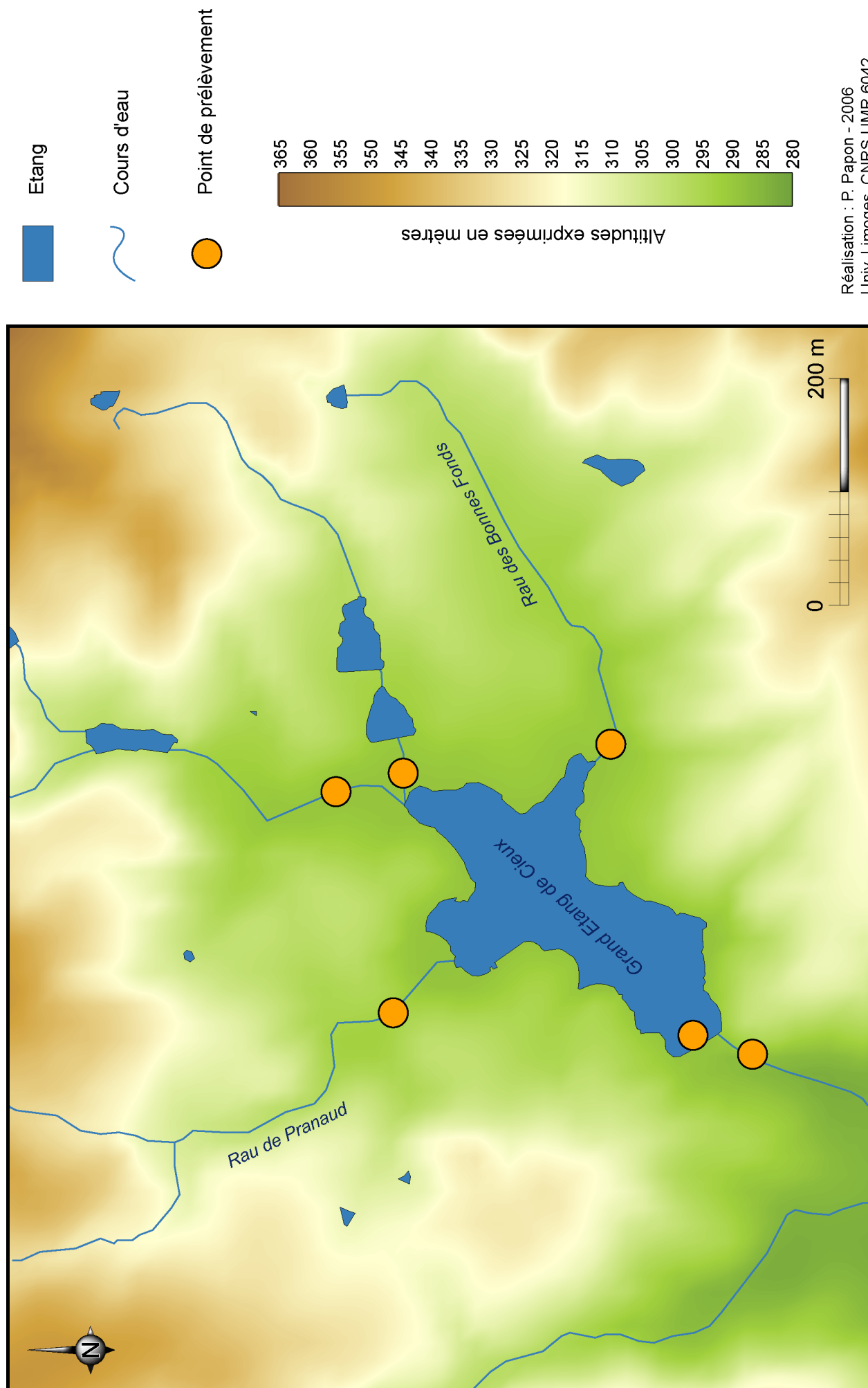
Le but de cette étude sur la qualité des eaux du Grand Etang de Cieux est l'observation de différents paramètres dans les affluents, dans l'étang en lui-même et dans son exutoire. Outre la transparence, dont la mesure se réalise *in situ*, le reste des analyses doit être mené en laboratoire. Les prélèvements réguliers d'eau nécessitent un rythme régulier sur des sites fixes (*Fig. II-23*).

Les points de prélèvements sont au nombre de 6, dont 4 dans les affluents du plan d'eau, un dans l'étang (au niveau de la digue) et un dans l'exutoire. Les sites d'échantillonnages sur les affluents sont fixés au plus proche de leur embouchure dans le plan d'eau (autant que faire ce pouvait).

Les prélèvements et analyses sont hebdomadaires et à heures fixes. Cette fréquence ne permet pas de considérer les données comme représentatives d'une mesure en continu. Ce ne serait d'ailleurs pas le cas pour une fréquence journalière. En effet, un tel écart entre les prélèvements occulte les phénomènes de crues durant lesquelles un grand nombre de matières en suspension et en solution transitent vers

¹⁶ Les échantillonnages et les mesures *in situ* hebdomadaires ont systématiquement été réalisés à deux personnes. L'auteur tient par conséquent à ne pas oublier son camarade de terrain, Matthieu Carlini, pour leurs pérégrinations hebdomadaires et ce quelles que furent les conditions météorologiques.

Figure II-23 : Localisation des points de prélèvement des échantillons d'eau autour du Grand Etang de Cieux



Réalisation : P. Papon - 2006
Univ. Limoges, CNRS UMR 6042

le plan d'eau. Par conséquent, il est important de tenir compte de ce rythme de prélèvement dans l'interprétation des résultats. Cependant, à notre décharge, il ne nous a pas été possible, pour des raisons pratiques, d'augmenter la fréquence d'échantillonnage et d'analyse. Au total, sur une année de mesure, comprise entre septembre 2002 et septembre 2003, 40 séries de ces prélèvements ont été réalisées.

II – 3.1.2. Les techniques de prélèvements de l'eau

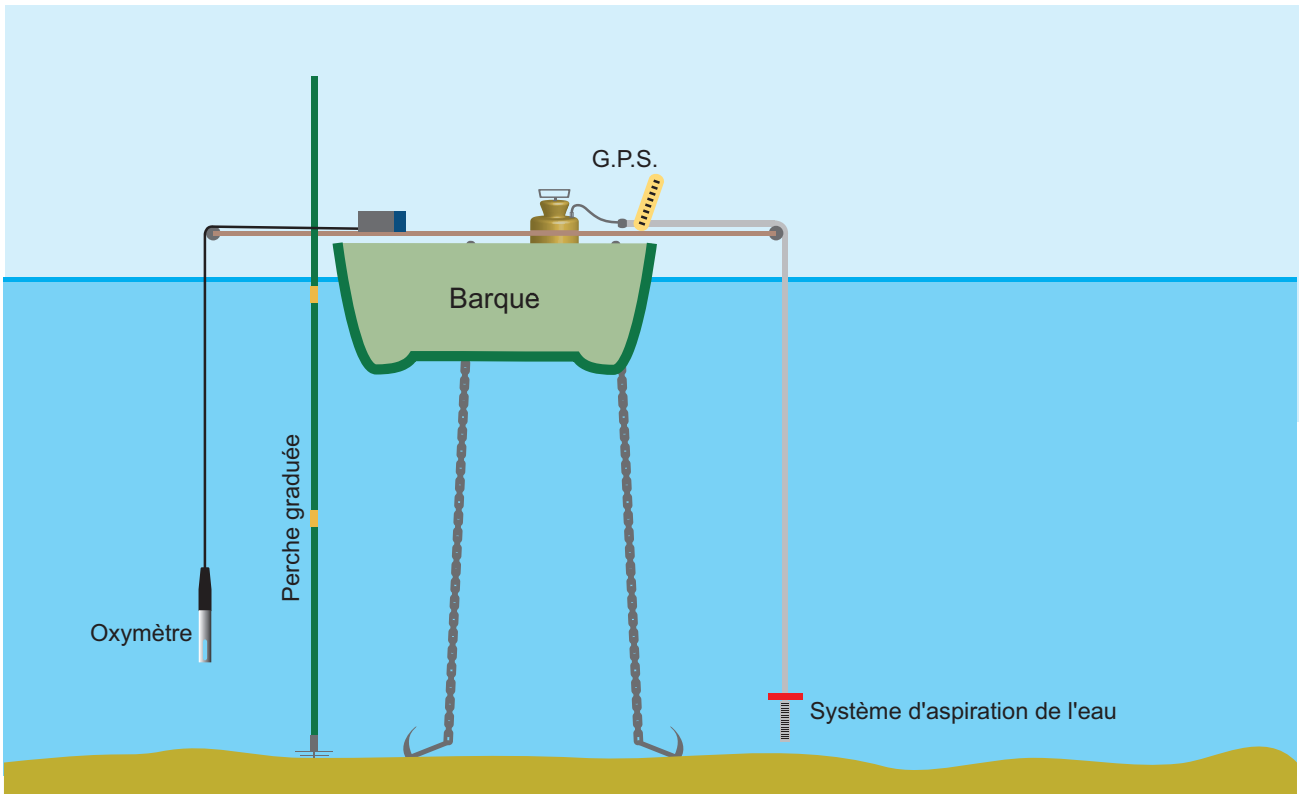
II – 3.1.2.1. Les prélèvements d'eau superficiels en plan d'eau et en cours d'eau

Cette première technique est employée pour les prélèvements dans les cours d'eau (tributaires et exutoire) ainsi que pour les eaux superficielles de l'étang. Les échantillonnages sont réalisés à l'aide de flacons à prélèvement d'une capacité de 0,5 litre. Le préleveur, une fois entré dans le lit du cours d'eau, attend que les remous de fond qu'il a provoqués se dissipent. Le récipient est enfoncé dans l'eau verticalement, ouverture vers le bas. Une fois totalement immergé, il est retourné à 180°. Il est ensuite rebouché par une capsule éliminant les bulles d'air résiduelles et le tout est fermé par un bouchon vissé. Les échantillons sont placés immédiatement après prélèvement dans une glacière. L'opération est effectuée à heure fixe, le matin vers 9H, et les analyses sont réalisées dans la journée, au plus tard en fin d'après-midi.

II – 3.1.2.2. Les prélèvements d'eau en profondeur

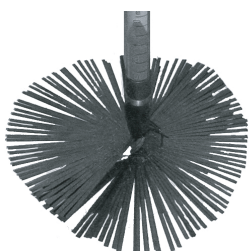
En l'absence d'équipement de prélèvement en profondeur, telles des bouteilles à renversement, un système fut mis au point afin de pallier le manque de matériel, certes performant, mais onéreux et souvent peu adapté aux faibles profondeurs. Pour cela, un simple pulvérisateur à pression manuelle a été modifié (*Fig. II-24*). Le récipient de 5 litres sert de chambre à pression. L'embout d'origine est remplacé par un tuyau de 4 m gradué, lesté à l'extrémité par un disque en fonte de 3 kg pour assurer sa verticalité dans l'eau. Le tout se termine par une crépine en laiton permettant l'aspiration de l'eau tout en empêchant son refoulement. Une fois l'appareil installé au point de prélèvement, sur le plan d'eau, la pression est injectée par la pompe dans le récipient et le tuyau. Le principe est celui de faire augmenter la pression à l'intérieur du système, jusqu'à ce qu'elle soit supérieure celle de l'eau en profondeur, afin que celle-ci ne remonte pas avant le moment désiré. Pour cela, la pression à l'intérieur du tuyau doit être suffisante pour maintenir la valve de la crépine fermée. Une fois que la pression intérieure est satisfaisante, la crépine est descendue à la profondeur désirée. Il suffit par la suite de relâcher brusquement la pression à l'intérieur du système grâce à la soupape d'aspiration prévue à cet effet sur le pulvérisateur. La pression subaquatique devient alors plus forte que celle du système, la valve de la crépine s'ouvre et l'eau remonte dans le tuyau jusqu'au niveau de la surface. A pression égale entre l'intérieur du tuyau et l'eau environnante, la crépine empêche l'eau d'être refoulée du tuyau. Ce dernier est alors séparé du pulvérisateur et son contenu est transvasé dans un flacon à prélèvement. La suite de l'opération est la même que pour l'échantillonnage de l'eau de surface.

Figure II-24 : L'équipement de prélèvement et de mesure sur un plan d'eau



Perche graduée

Tête de sondage de la perche



chambre de pression et récipient pour l'eau récoltée

poignée de la pompe



tuyau gradué

lest

crépine

Modifications de l'embarcation : Carlini, Papon, Savy
Réalisation : P. Papon, 2006, d'après Carlini 2005 et Savy 2005
Univ. Limoges, CNRS UMR 6042

II – 3.2. La mesure de la fraction dissoute : les nutriments

II – 3.2.1. Les cycles de l'azote et du phosphore

II – 3.2.1.1. Des facteurs limitants de la productivité biologique

Après la lumière, indispensable à la photosynthèse, les nutriments (*nutrients* en anglais) sont les éléments nourriciers des producteurs primaires. Ceux-ci sont la base de la chaîne alimentaire (Fig. II-25). Dans un plan d'eau, le phytoplancton assimile donc les nutriments grâce à la photosynthèse. « En présence de lumière suffisante, c'est donc la disponibilité des nutriments qui commande la productivité végétale » (Barroin, 1999, p. 27).

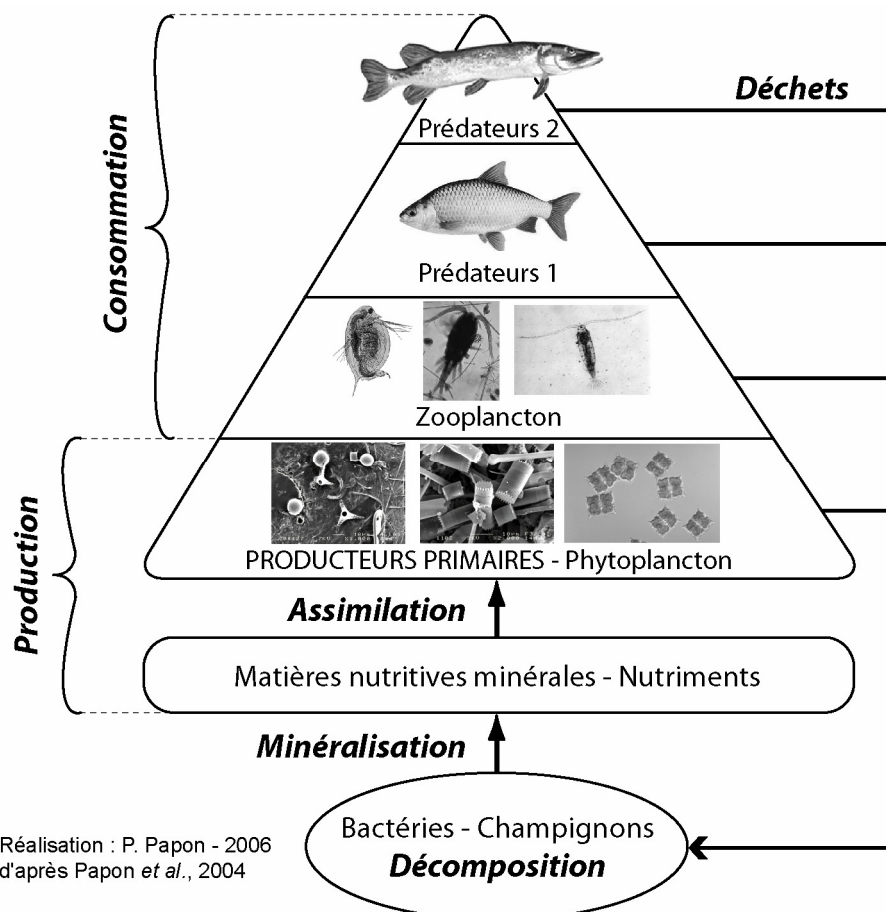


Figure II-25 : La chaîne alimentaire dans un plan d'eau

Parmi ces éléments nutritifs, le phosphore (P) et l'azote (N) sont particuliers puisque le rapport entre la demande végétale et leur disponibilité est très élevé.

Concrètement, le pourcentage de la demande en phosphore des végétaux (sur leur demande totale) est de 0,08 % alors que le pourcentage de phosphore présent dans l'eau n'est que de 0,000001 %. A l'état naturel, il y a donc 80 000 fois moins de phosphore qu'il n'en faudrait pour les végétaux (Barroin, 1999). Ce rapport est de 30 000 pour l'azote. Viennent ensuite le carbone (rapport de 5 000), le silicium (2 000) et potassium (1 300). Des éléments comme l'oxygène et l'hydrogène présentent pour leur part un rapport entre l'offre et la demande de 1. Ils sont par conséquent suffisamment présents pour satisfaire la demande végétale. A l'état naturel, la rareté du phosphore et de l'azote limite la croissance végétale. C'est pourquoi ces deux éléments sont appelés « facteurs limitants ». Par conséquent, si la quantité de phosphore augmente pour une raison ou une autre, la productivité végétale en est d'autant plus croissante. C'est ici une des causes de l'eutrophisation (Vollenweider, 1968). Pour Labroue *et alii* (1995, p. 758) : « Le problème de l'eutrophisation se résume donc à celui des apports et de l'utilisation du phosphore ».

Mais au-delà des taux de concentration absolus de phosphore et d'azote, le rapport entre les deux (le rapport azote/phosphore, soit N/P) est capital. Les algues par exemple, utilisent les deux éléments pour constituer leur cellule avec une proportion N/P entre 7 et 10 (Barroin, 1999). Ainsi, dans une eau possédant un rapport N/P supérieur à 10, le phosphore est le facteur limitant. Dans ce cas, une augmentation de l'azote n'aura qu'une faible influence sur la croissance algale. En revanche, une eau dans laquelle ce rapport est inférieur à 7 confère à l'azote le pouvoir limitant.

Ces deux éléments peuvent se retrouver sous différentes formes, passant d'un milieu ou d'un organisme à un autre. Il est donc nécessaire de s'intéresser aux formes sous lesquelles il est important de les surveiller.

II – 3.2.1.2. Le cycle du phosphore

Pour schématiser le cycle de cet élément, il est possible de différencier le phosphore disponible et le phosphore non consommable par les producteurs primaires. Les formes du phosphore non consommable correspondent au phosphore particulaire, c'est-à-dire d'une part organique (dans les cellules vivantes) et d'autre part le phosphore particulaire inorganique (adsorbé sur les particules minérales comme le fer ou le manganèse). A l'inverse, le phosphore consommable est celui qui est dissous, également appelé orthophosphates. Ainsi, par le jeu de la consommation et de la décomposition, le phosphore passe d'un état à un autre (Fig. II-26). Une fois dans l'écosystème aquatique, une grande partie des phosphates sont incorporés dans les sédiments (Golterman & De Groot, 1994). Cette charge interne joue alors un rôle capital dans le cycle du phosphore à l'intérieur du plan d'eau. Les sédiments constituent alors un réservoir de nutriments pouvant alimenter les besoins des producteurs primaires. L'eutrophisation peut se produire indépendamment des apports extérieurs en phosphore (Timstitt, 1997).

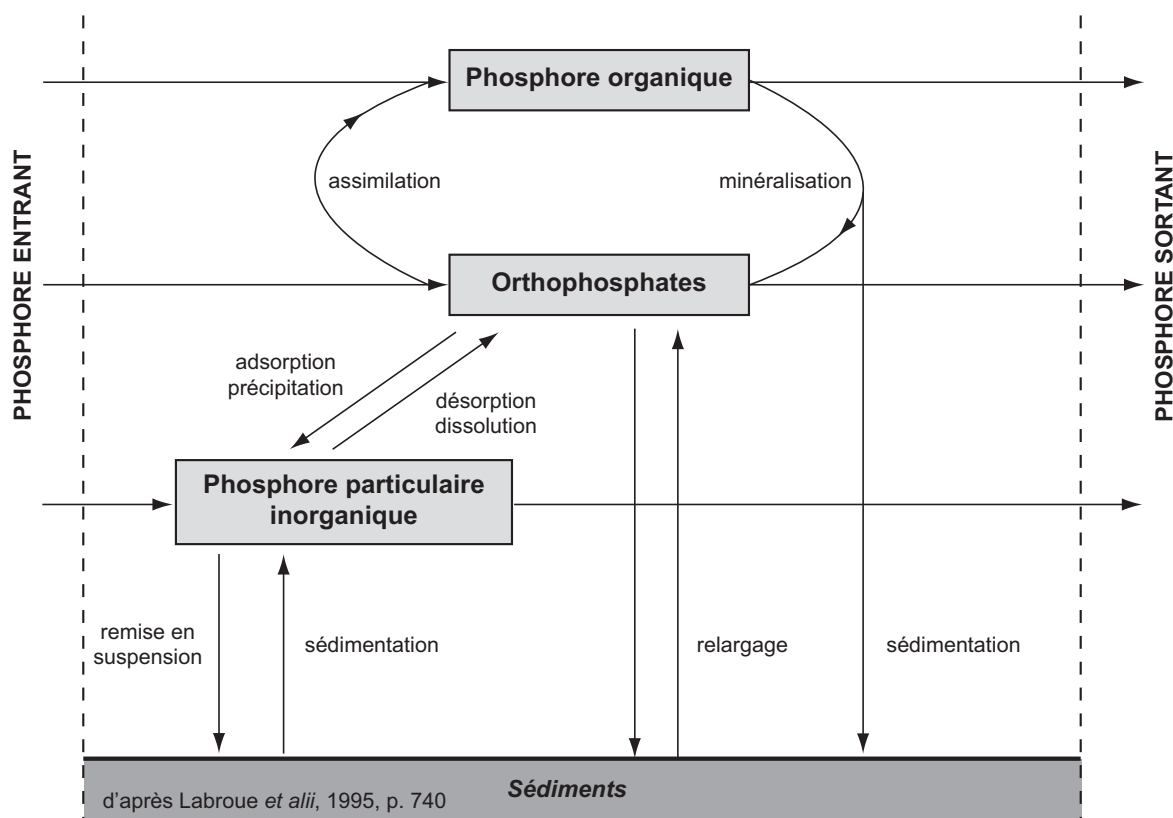


Figure II-26 : Cycle schématisé du phosphore dans un plan d'eau

Selon les saisons, la balance entre les formes consommables et non consommables ne penche pas dans le même sens. En hiver, les orthophosphates auront tendance à se trouver en plus grande quantité qu'en périodes printanière et estivale durant lesquelles ils seront consommés par les organismes.

La mesure des concentrations des orthophosphates constitue un témoin important de la qualité des eaux. Les seuils admis pour des eaux de bonne qualité sont de 0,5 à 1 mg/l (Roussel, 1999).

Les principales sources de phosphore sont d'origine anthropique. Le premier poste réside dans les rejets domestiques (lessives à phosphates par exemple). Les secteurs industriel et agricole viennent ajouter, dans une moindre mesure, leurs rejets de composés phosphorés. Les sources du phosphore sont peu nombreuses dans la lithosphère et il est rare de voir un apport important de phosphore dans un plan d'eau lié à l'érosion des roches du bassin d'alimentation. Enfin, contrairement à l'azote, le phosphore n'a pas de source atmosphérique.

II – 3.2.1.3. Le cycle de l'azote

A la différence d'autres éléments, l'azote est peu abondant mais il en existe une importante fraction dans l'atmosphère (le diazote - N_2). Ce diazote est assimilable par les plantes terrestres (légumineuses). La décomposition de cet azote organique donne l'azote minéral et c'est à cette étape qu'il est le plus souvent transporté dans les plans d'eau via les affluents (Papon *et alii*, 2004). Une fois dans le plan d'eau sous sa forme minérale, il peut être consommé par les organismes aquatiques. Le cycle est constitué de phases de minéralisation et d'assimilation en étroite liaison avec l'oxygène de l'eau (Fig. II-27).

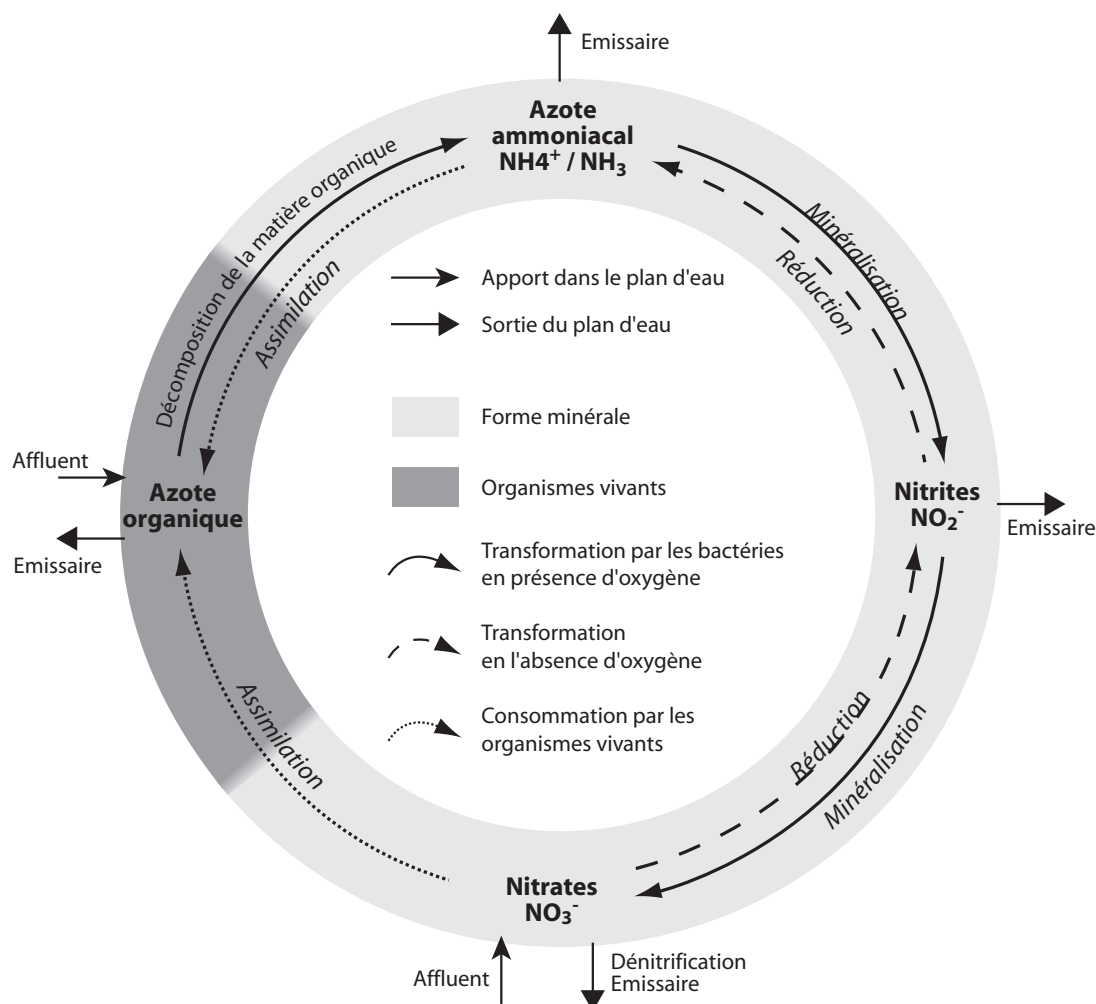


Figure II-27 : Cycle interne simplifié de l'azote dans un plan d'eau (d'après Papon *et alii*, 2004)

En partant de l'azote organique, en présence d'oxygène, la décomposition par les bactéries entraîne la création d'azote ammoniacal (NH_4^+ et NH_3). Si la minéralisation se poursuit, cet azote est transformé en nitrite (NO_2^-) puis en nitrate (NO_3^-). A ce stade, les nitrates sont consommables par les organismes. A l'inverse, en milieu anoxique, le phénomène de réduction s'opère. Des eaux désoxygénées, en dessous de 0,3 mg/l d'oxygène (Labroue *et alii*, 1995), n'offriront donc pas de conditions suffisantes pour une bonne minéralisation (ou nitrification).

Parmi les composés azotés, les deux paramètres à surveiller dans un plan d'eau sont donc l'azote ammoniacal (pouvant être témoin d'une mauvaise oxygénation de l'eau) et les nitrates. Comme pour le phosphore, l'assimilation de l'azote varie en fonction de la saison avec une forte consommation à la fin du

printemps et en été (Labroue *et alii*, 1995). D'après le S.E.Q. Eau (Roussel, 1999), une eau de bonne qualité doit contenir entre 10 et 25 mg/l de nitrates.

II – 3.2.2. La mesure des concentrations en phosphates et en composés azotés

Une fois les échantillons acheminés jusqu'au laboratoire, les analyses doivent être réalisées si possible en une séance. N'étant pas chimiste de formation, le meilleur compromis pour un géographe est l'utilisation de réactifs et d'un spectrophotomètre. Le modèle employé est le spectrophotomètre de terrain *Hach DR/2010* (Photo II-4).

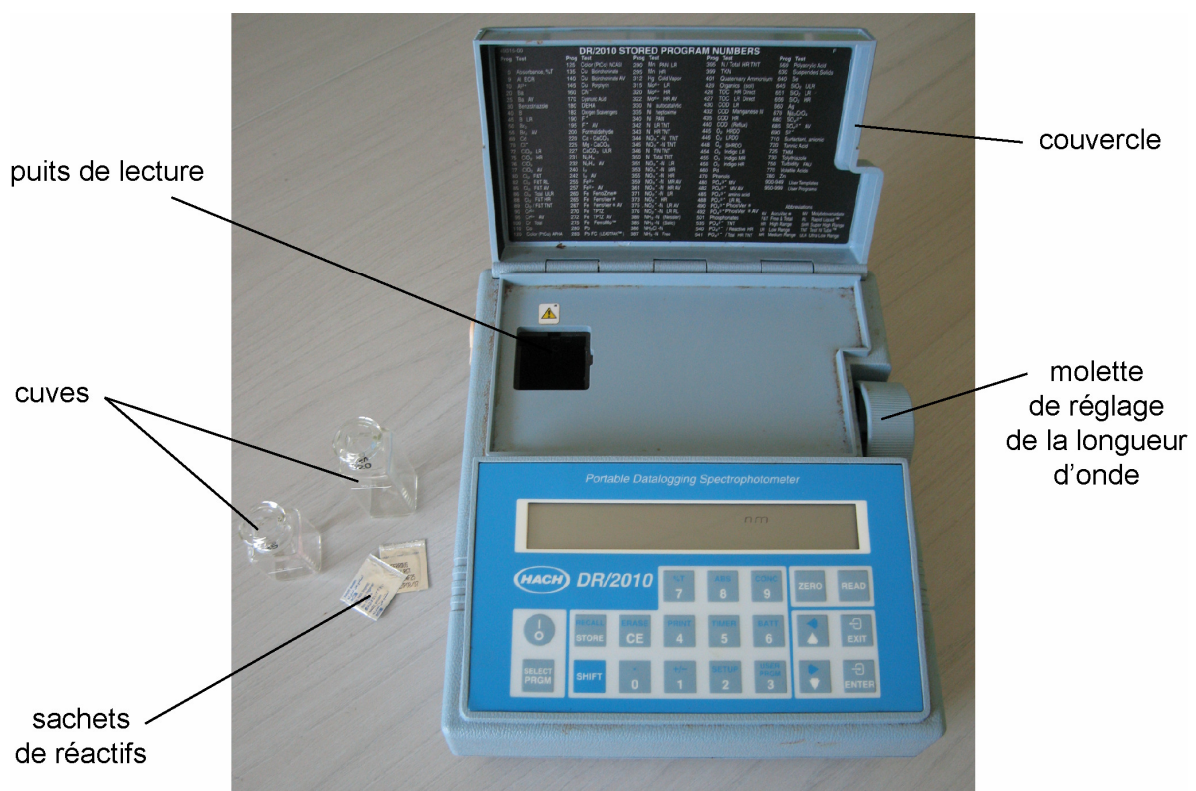


Photo II-4 : Spectrophotomètre Hach DR/2010

Cet appareil est capable d'effectuer un grand nombre de mesures. Le principe est d'entrer, à l'aide du clavier, le numéro du programme et la longueur d'onde de lecture correspondants à la mesure désirée ainsi que la méthode de réaction utilisée. La précision varie entre 0,1 et 0,01 mg/l selon les paramètres mesurés.

Concernant les matières dissoutes, les échantillons doivent être filtrés afin de supprimer toute particule pouvant provoquer des perturbations sur le spectre, et par conséquent fausser les résultats. Chaque échantillon est filtré à travers l'unité de

filtration (munie d'une pompe à vide motorisée) afin d'éliminer toute matière en suspension. L'eau et les éléments dissous passent à travers une membrane *Whatman GF/C* en microfibres de verre dont l'ouverture de maille est 1,2 μm . L'ensemble des éléments de l'unité de filtration est nettoyé à l'eau distillée entre chaque échantillon.

Chaque méthode de mesure nécessite une opération commune, celle du calibrage à l'aide d'un blanc. Pour cela, avant chaque lecture de l'échantillon prélevé, un échantillon d'eau distillée doit être préalablement mesuré. Si la lecture du blanc annonce une valeur différente de 0 mg/l, celle-ci doit être défalquée des taux obtenus par la suite.

La méthode de mesure des phosphates (PO_4^{3-} ou orthophosphates) est celle appelée *PhosVer 3* (acide ascorbique). Deux minutes avant la lecture, le réactif est mélangé à l'eau prélevée dans une cuve de 10 ml. La plage de lecture est comprise entre 0 et 2,5 mg/l. Pour les composés azotés, plusieurs méthodes sont employées selon le paramètre à mesurer. Les deux concentrations ont fait l'objet d'une surveillance systématique : les nitrates (NO_3^-) et l'azote ammoniacal (NH_4^+ et NH_3). La mesure des premiers est proche de celle des phosphates, avec une simple addition de réactifs en poudre. La méthode est celle de la réaction au cadmium dans une cuve de 25 ml. La valeur maximale lisible est 4,5 mg/l. En revanche, la préparation pour la mesure du taux d'azote ammoniacal est plus longue. La méthode *Nessler* nécessite l'addition d'un stabilisant minéral, puis d'un réactif dispersant (alcool polyvinylique) et enfin du réactif *Nessler*. Les concentrations peuvent alors être lues jusqu'à 2,5 mg/l.

II – 3.3. La mesure de la fraction en suspension : MES et transparence de l'eau

II – 3.3.1. La mesure de la matière en suspension dans les cours d'eau

La méthode de mesure du taux de matières en suspension la plus traditionnellement utilisée est celle de la filtration. Le filtre est pesé avant et après filtration. La différence de poids est ensuite ramenée à la quantité d'eau filtrée

indiquant une concentration exprimée en mg/l. Nous avons, pour notre part, utilisé le mode de mesure du taux de MES du spectrophotomètre. Le flacon contenant l'eau prélevée est agité afin d'homogénéiser l'ensemble. Ensuite, 25 ml sont extraits à la pipette et transférés dans la cuve. Après calibrage¹⁷ et un nouveau mélange, cette dernière est placée dans le puits de lecture. Une fois le capot refermé et la longueur d'onde réglée, le spectrophotomètre annonce le résultat en quelques secondes. La plage de concentrations mesurables est comprise entre 0 et 750 mg/l.

II – 3.3.2. La mesure de la transparence de l'eau de l'étang

Durant la série de mesures annuelles, au même point que celui du prélèvement des eaux de l'étang, la transparence de l'eau a été estimée. La méthode employée est celle du disque de Secchi. Le disque est plongé lentement dans l'eau. Une profondeur est relevée lorsque celui-ci disparaît à la vue du manipulateur. Le disque est plongé plus profondément afin d'être complètement invisible. Il est ensuite remonté et la profondeur est une seconde fois notée lorsque qu'il réapparaît. La valeur de la transparence est alors la moyenne entre les deux profondeurs précédemment relevées¹⁸. Outre le fait que les valeurs peuvent varier selon la personne effectuant la mesure, le principal défaut de cette méthode reste les conditions de luminosité de l'atmosphère. La mesure peut alors s'avérer bien différente pour une même turbidité de l'eau, sous couvert nuageux ou par un temps ensoleillé. Pour tenter de diminuer ces artefacts, une seule personne effectue invariablement la mesure, toujours au même endroit et ceci à une heure régulière.

¹⁷ Avant chaque série de mesures de taux MES, le spectrophotomètre doit être calibré à partir d'un blanc, c'est-à-dire un échantillon d'eau distillée. Ainsi, le seuil de 0 mg/l de MES est fixé.

¹⁸ Généralement, la première profondeur relevée est surestimée car l'œil, qui ne quitte pas le disque en phase descendante, garde l'image du disque et l'observateur semble le voir plus loin qu'il ne le peut en réalité. A l'inverse, lorsque le disque est en phase ascendante, l'œil peut avoir du retard puisqu'il n'a plus de repère. La seconde valeur est par conséquent plutôt sous-estimée.

II – 3.4. La mesure *in situ* de la température et de l'oxygène dissous

Parmi les campagnes de terrain sur l'étang de Cieux, des profils verticaux ont été réalisés. Outre les prélèvements d'eau en profondeur, analysés par la suite en laboratoire, un certain nombre de mesures physico-chimiques étaient effectuées. Pour cela, notre embarcation a été modifiée afin d'optimiser les opérations¹⁹. La barque est munie d'un moteur électrique qui comporte les avantages d'être maniable sur de petits plans d'eau et accessoirement discret. Un support transversal, équipé de poulies à ses extrémités, a été rajouté afin de supporter et faire descendre les appareils à immerger (Fig. II-24). Parmi eux, le système d'aspiration de l'eau précédemment décrit (prélèvements en profondeur) et un oxymètre (modèle WTW oxy 197). Ce dernier indique la concentration en oxygène (en mg/l) et la saturation en oxygène (en %) ainsi que la température de l'eau. Trois personnes sont nécessaires lors des mesures d'un profil vertical. Le barreur positionne la barque tandis que les deux ancres sont jetées afin d'immobiliser l'ensemble. La position précise est relevée grâce au GPS. La profondeur est relevée à l'aide d'une perche graduée, équipée en son bout d'un hérisson de ramonage évitant celle-ci de s'enfoncer dans la vase. Une fois la profondeur connue, les appareils de mesures et de prélèvements peuvent être immergés sans risque de les faire toucher le fond.

¹⁹ Les modifications de l'embarcation comme les mesures de terrain furent réalisées par un travail en équipes (Carlini, 2006, p.107 et Savy, 2006, p. 94)

Conclusion partielle

Par son action sur la colonne d'eau, le vent est un forçage externe ayant la capacité d'entraîner un mélange complet d'autant plus facilement que le plan d'eau est peu profond. Ce brassage peut aller jusqu'à la remise en suspension des sédiments dont les conséquences sur le fonctionnement du plan d'eau sont nombreuses. Le fetch est un facteur important, pesant sur la quantité d'énergie que le vent transmet à l'eau. Au-delà d'une simple distance parcourue par le vent à la surface de l'eau, le fetch s'avère être un facteur complexe aux multiples facettes. Il peut être défini par les potentialités qui lui sont offertes, inhérentes à la taille et la forme du plan d'eau, jusqu'à l'intégration dans les distances des données météorologiques. Face à ces nuances rendant la cartographie du fetch laborieuse, les techniques apportées par la géomatique s'avèrent utiles, tant du point de vue de la précision que du gain de temps.

Afin d'observer les effets du vent et de sa course sur le plan d'eau, la technique de mesure des températures en continu a été privilégiée. Par l'installation de stations thermométriques, des séries de données sur plusieurs mois rendent fidèlement compte de la distribution verticale des températures de l'eau. Les conditions météorologiques mesurées simultanément apportent le complément nécessaire à l'observation des forçages externes et de leurs effets. Ceux-là sont donc surveillés dans la tranche d'eau et jusque dans le sédiment avec un prélèvement par carottage.

Au-delà de la température de l'eau, les mesures d'un certain nombre de paramètres physico-chimiques ont été réalisées dans les affluents, l'exutoire mais également dans les plans d'eau. La surveillance de la qualité de l'eau nous informe sur l'état de santé de nos plans d'eau peu profonds.

La deuxième partie décrivait les paramètres et les méthodes utilisées pour notre étude. La dernière partie présente les résultats de nos observations et les choix de gestion que l'on peut en tirer.

PARTIE III

**De la répartition des courses de vent
à l'impact des conditions météorologiques
sur les plans d'eau superficiels,
pour une gestion adaptée.**

Après avoir présenté les paramètres et les méthodes permettant de les mesurer, il est temps de présenter les résultats de notre étude. Les différentes courses de vent étaient décrites sous l'angle théorique dans notre partie précédente. Les différentes cartes obtenues seront ici présentées, ainsi que les interprétations qu'elles suggèrent. Les apports et les limites de chaque type de fetch seront avancés. En outre, la comparaison entre nos terrains d'étude sera menée.

La compréhension du fonctionnement des plans d'eau passe par une méthode d'observation adaptée des paramètres et par une analyse à plusieurs échelles de temps. Le principe de simultanéité de surveillance des conditions météorologiques et des températures de l'eau, permet de déceler la présence ou non d'une relation de cause à effet. Parallèlement, les techniques de mesure employées autorisent quant à elles l'analyse des temps de réaction, aux échelles mensuelle à horaire en passant par la journalière. Le but est de saisir sous quelles conditions et avec quelle force agissent les forçages externes que sont principalement le vent et la température de l'air, sur nos plans d'eau peu profonds. L'intérêt réside enfin dans la comparaison des comportements de plans d'eau aux superficies et aux profondeurs relatives différentes.

Par la suite, une réflexion sur la gestion des plans d'eau superficiels doit être menée sur la base des résultats obtenus. Souvent touchés par l'eutrophisation, ces plans d'eau peuvent en théorie être sauvés. Les divers aménagements réalisables pour lutter contre l'eutrophisation et le cas exemplaire de gestion contre ce phénomène sur lac Balaton, peuvent servir de point de départ à cette réflexion. Dans la continuité, il est nécessaire d'offrir le sujet à l'ensemble des plans d'eau superficiels.

III – 1. Les courses de vent sur des exemples de plans d'eau superficiels

III – 1.1. Les courses de vent potentielles

III – 1.1.1. Des différences de potentialités absolues et relatives

Les cartes des longueurs effectives de fetch (*Fig. III-1* et *Fig. III-2*) nous indiquent un grand nombre de particularités liées au fetch, notamment grâce à l'utilisation de trois exemples de plans d'eau de superficie et de forme différentes. Il va sans dire que la taille du plan d'eau est le premier élément déterminant dans les valeurs absolues de courses de vent. Nous remarquons que le Balaton offre un fetch potentiel atteignant 76 km tandis que celui de l'étang de Cieux atteint difficilement les 1 200 m. La zone en eaux libres du lac de Grand-Lieu, pour sa part, présente des fetch effectifs jusqu'à 3 500 m.

Il apparaît également que de la forme du plan d'eau tient un rôle capital pour les valeurs relatives du fetch potentiel par rapport à la superficie. L'étang de Cieux, qui présente une homogénéité dans sa forme, et dont le développement de trait de côte de 1,81 est faible, possède une répartition de course de vent symétrique constituée de gradients réguliers (*Fig. III-2*). Il en va de même pour la zone centrale en eaux libres du lac de Grand-Lieu. Pour le lac Balaton, nous remarquons la forte influence de la presqu'île qui constitue un barrage entre le bassin oriental et le reste du lac, et qui forme par la même occasion un couloir de vent entre ces deux zones (*Fig. III-1*). Le découpage dentelé de la rive nord est remarquable dans son impact sur les valeurs de fetch, constituant de la sorte des zones abritées. Ainsi existe-t-il une opposition nord – sud, qui pourrait expliquer certains contrastes déjà existants entre les deux rives du grand lac hongrois.

Figure III-1 : Les courses de vent potentielles sur le lac Balaton

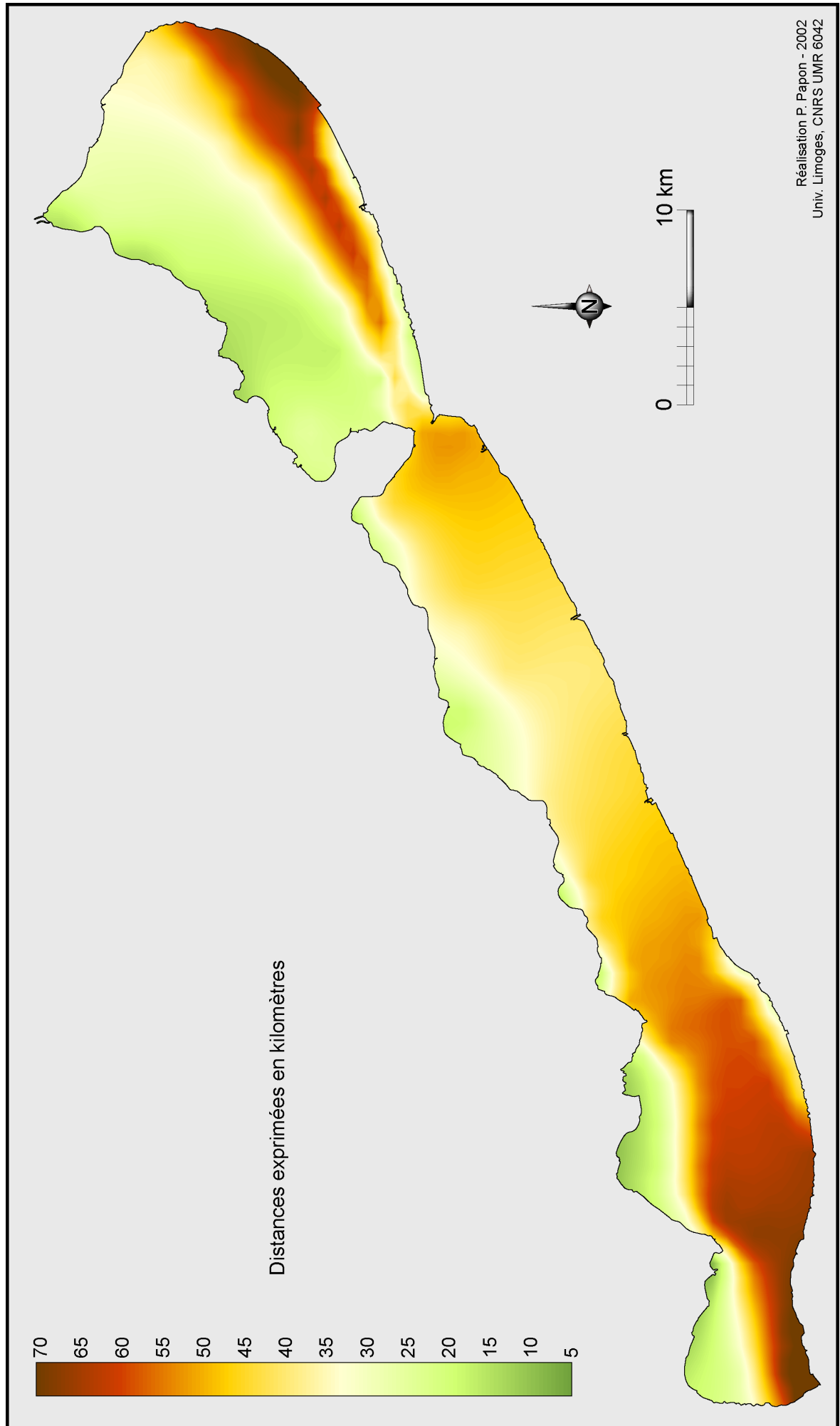
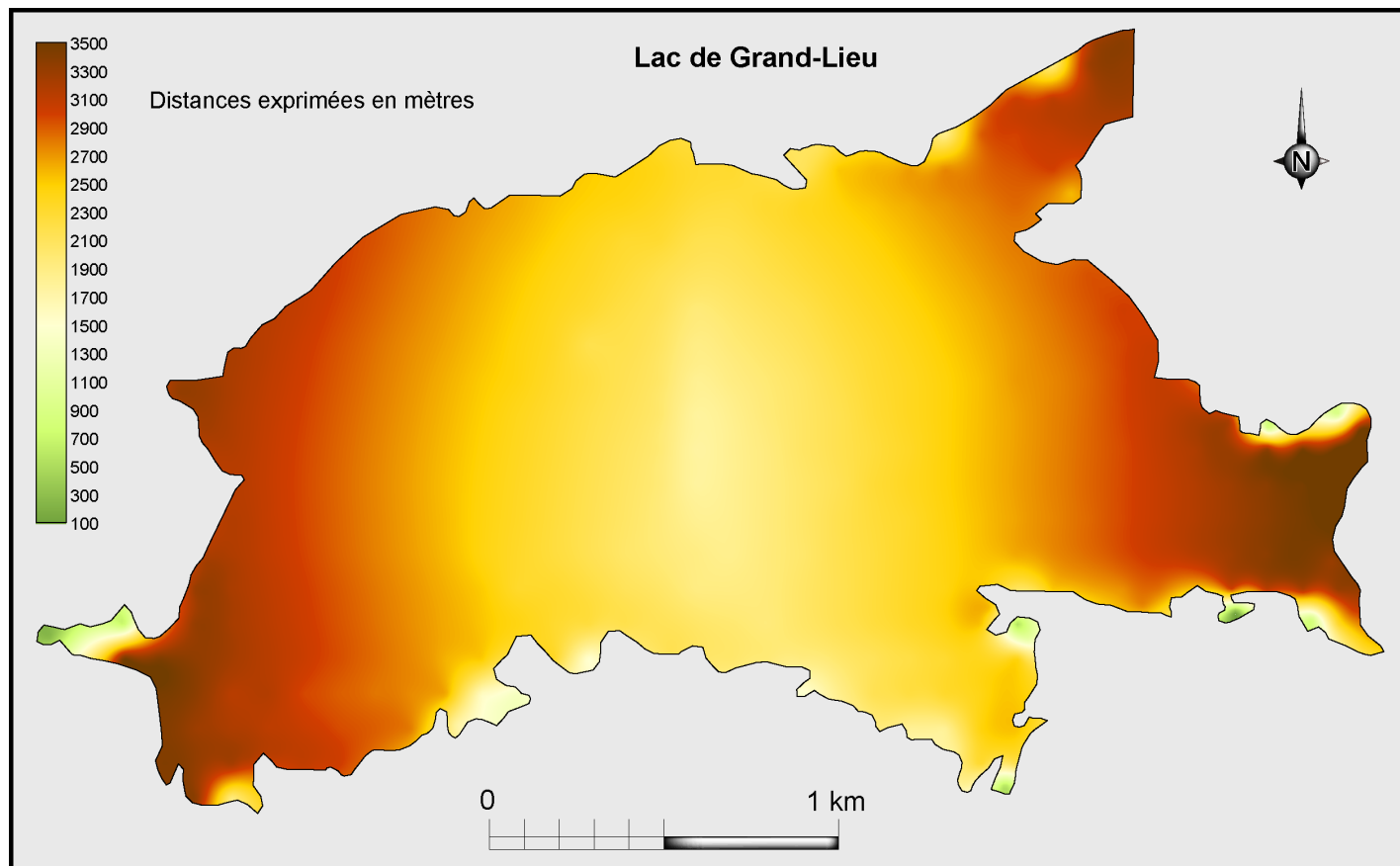
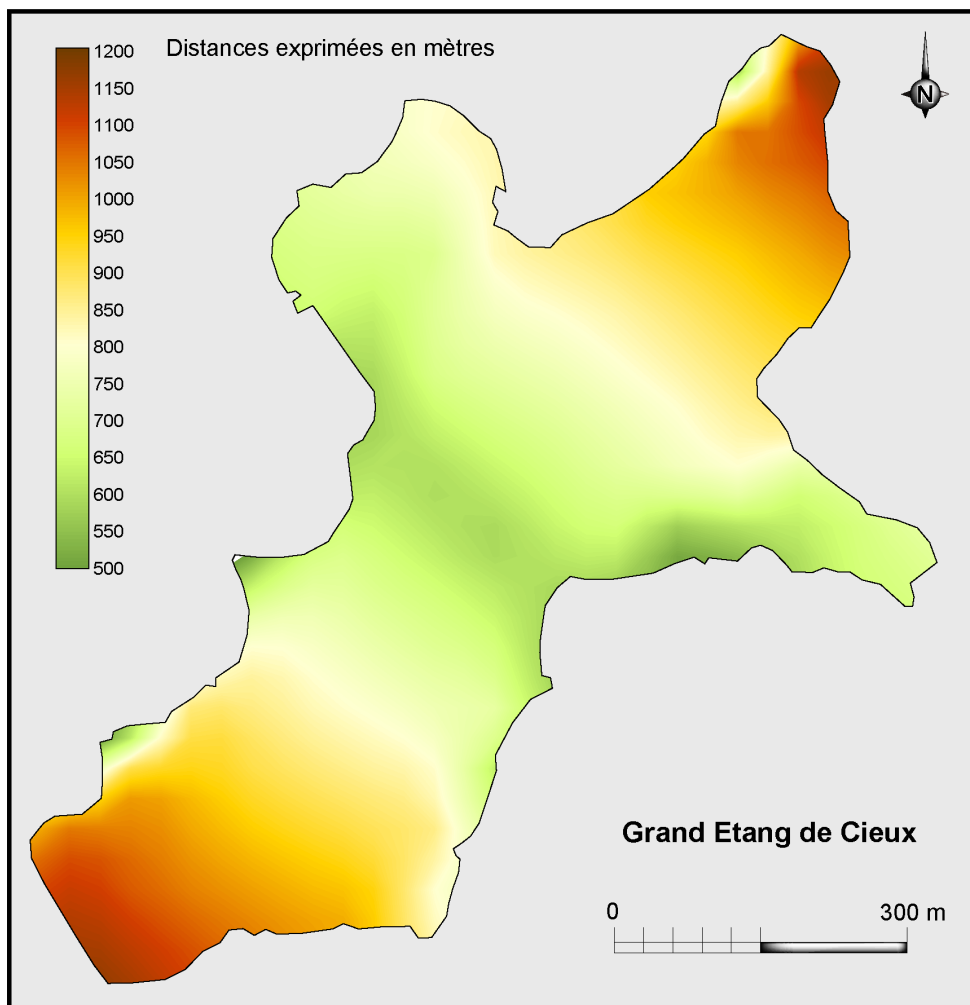


Figure III-2 : Les courses de vent potentielles sur le lac de Grand-Lieu et le Grand Étang de Cieux



Réalisation P. Papon - 2003
Univ. Limoges, CNRS UMR 6042



Selon les courses de vent potentielles, de manière logique, les zones les plus exposées se situent systématiquement sur le littoral. Il apparaît également que le développement du trait de côte influe nettement sur la répartition des courses de vent potentielles. Il est donc plausible que cet indice trouve son équivalent pour exprimer l'influence de la forme du plan d'eau sur la course que ce dernier offre au vent.

III – 1.1.2. La mise en place d'un indice comparatif des courses de vent potentielles

L'observation des cartes de courses de vent potentielles fait apparaître l'importance de l'influence de la forme du plan d'eau. Afin de vérifier cette hypothèse, nous avons tenté de mettre en place un rapport entre les longueurs de courses de vent potentielles et la superficie du plan d'eau. Le but est ici de fournir un indice permettant de comparer la course offerte au vent sur des plans d'eau de différentes tailles. Pour cela, le principe est de mettre en relation une distance (la course du vent) et une superficie (celle du plan d'eau). Les valeurs absolues ne doivent pas peser dans le chiffre obtenu afin de rendre la comparaison possible. Ainsi, cet indice doit simplement rendre compte du fetch moyen par rapport à la superficie. Pour cela, la formule que nous proposons est fondée sur le calcul de la profondeur relative. L'équation utilisée est la même. La différence réside dans le remplacement de la valeur de la profondeur par celle de la moyenne des courses de vent potentielles. Le résultat le rapport entre le fetch moyen et le diamètre moyen du plan d'eau (diamètre d'un cercle ayant la même superficie que le plan d'eau).

La formule est alors exprimée ainsi :

$$I_f = \frac{F \cdot \sqrt{\pi}}{20 \cdot \sqrt{A}}$$

I_f = indice de fetch potentiel

avec :

F = fetch effectif moyen (ou moyenne des courses de vent potentielles) en km

A = superficie du plan d'eau en km²

Le fetch effectif moyen (F) est calculé à partir des valeurs de la matrice après interpolation. Ces valeurs sont par conséquent celles des points répartis régulièrement sur le plan d'eau. Ainsi, les artefacts dus à une répartition aléatoire des mesures sont évités. Si certaines zones du plan d'eau possèdent un plus grand nombre de mesures, la moyenne ne sera alors pas représentative (Fig. III-3).

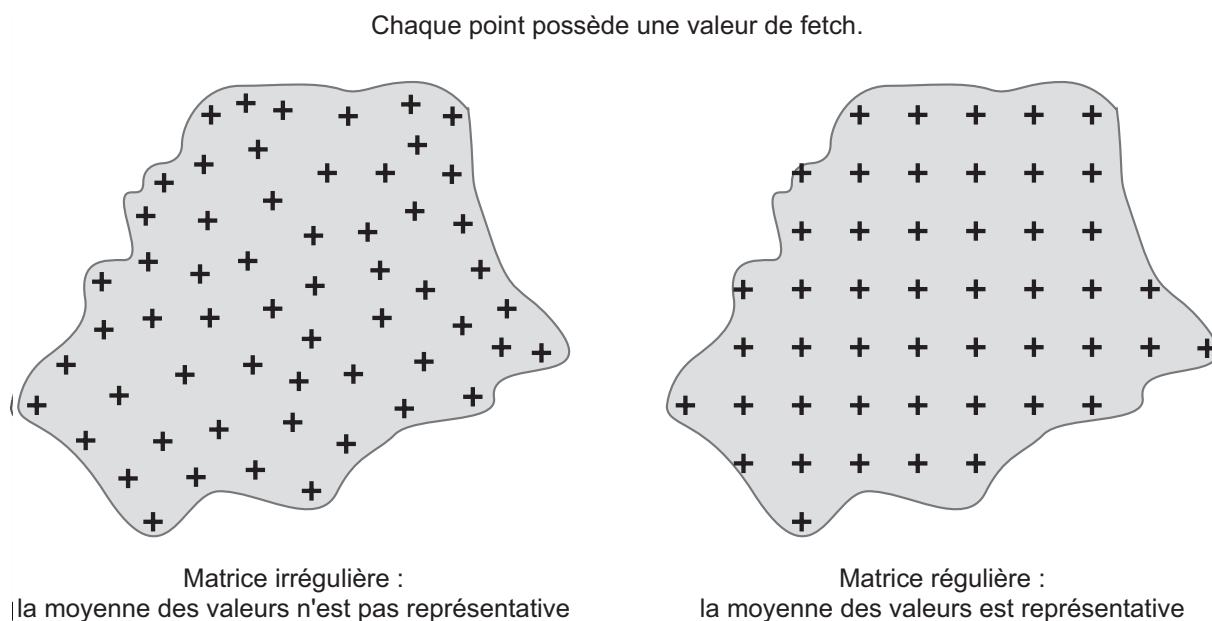
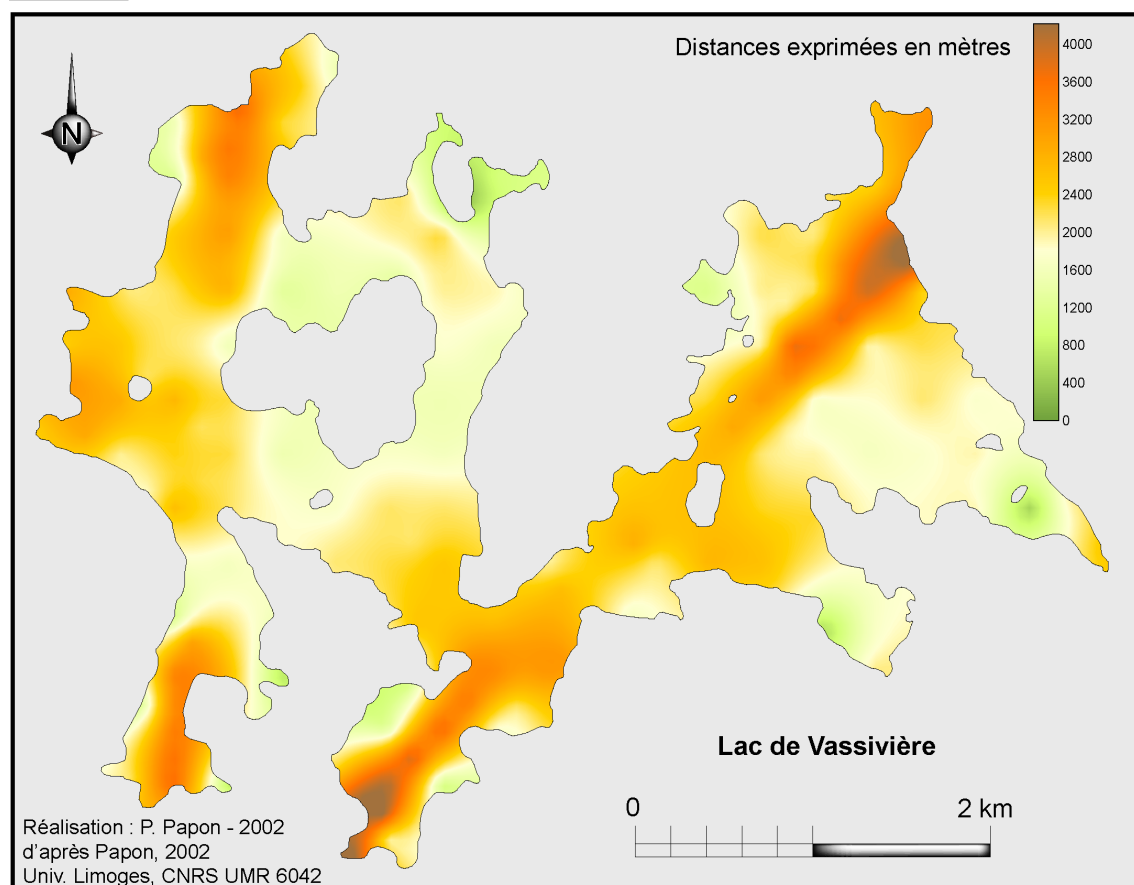
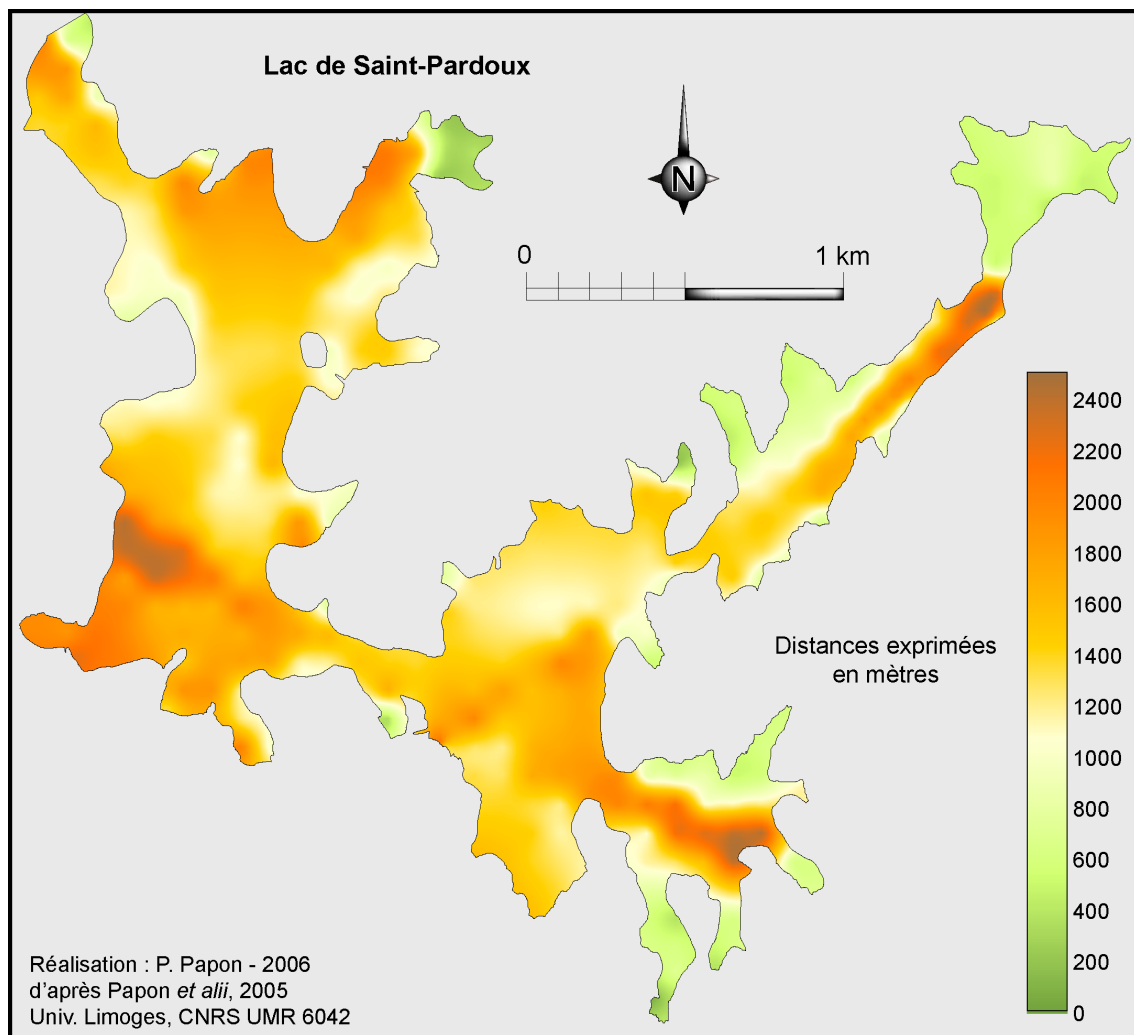


Figure III-3 : La représentativité du fetch moyen

Afin d'éprouver notre indice, le canevas d'exemples de plans d'eau a été élargi. En plus des trois déjà étudiés, une cartographie du fetch sur les lacs de Saint-Pardoux et de Vassivière a été réalisée. Ces deux plans d'eau limousins, d'origine anthropique, sont des lacs de barrage d'alvéoles (Maleval, 2002). Ils présentent tous deux une forme très digitée avec un développement de trait de côte important (Fig. III-4). En comparant les indices de fetch calculés (Tab. III-1), il apparaît que les plans d'eau dont le tracé de berge est très sinueux possèdent un indice de fetch faible. A l'inverse, ce dernier est important pour les plans d'eau dont le développement du trait de côte s'approche de 1.

Figure III-4 : Les courses de vent potentielles des lacs de barrage de Saint-Pardoux et de Vassivière



Plan d'eau	Superficie (km ²)	Fetch effectif moyen (km)	Indice de fetch effectif	Développement du trait de côte
Balaton	596	41,2	0,15	1,95
Cieux	0,346	0,81	0,12	1,81
Grand-Lieu (eau libre)	4,1	2,5	0,11	2,07
Saint-Pardoux	3,2	1,3	0,07	4,89
Vassivière	9,1	2,3	0,07	4,56

Tableau III-1 : Comparaison entre l'indice de fetch effectif et le développement du trait de côte

La corrélation entre le développement du trait de côte et l'indice de fetch n'est pas directe. L'aspect digité du plan d'eau n'explique donc pas à lui seul les potentialités de courses de vent. Le Grand Etang de Cieux possède par exemple un indice de fetch moins élevé que le Balaton bien que ce dernier présente un développement de trait de côte plus important. C'est que le lac hongrois, de par sa forme allongée, confère au vent de très longues courses par rapport à sa superficie. L'étang limousin quant à lui, même avec un trait de côte plus régulier, est plus ramassé, offrant des distances parcourues par le vent proportionnellement plus faibles.

L'indice de fetch semble donc pertinent car il retranscrit la potentialité de courses de vent d'un plan d'eau. De plus, il n'est pas redondant avec le développement du trait côte, puisque au-delà du découpage du tracé de berge, l'allongement du plan d'eau joue un rôle dans sa valeur.

III – 1.1.3. L'utilité et les limites des courses de vent potentielles

Le calcul des courses de vent potentielles a pour première utilité de nous renseigner sur les valeurs absolues des distances que le vent peut parcourir sur le plan d'eau. En lien direct avec la superficie, ces valeurs sont cependant facilement estimables à partir d'une simple carte (mais juste) du tracé des berges. Pour ceux désireux de mieux connaître la répartition des courses de vent potentielles, une

cartographie détaillée se révèle alors nécessaire. Cette dernière s'avère généralement fastidieuse mais permet, au-delà des valeurs absolues, de nous renseigner sur les différences à l'intérieur du plan d'eau. Elle permet également de calculer l'indice de fetch qui constitue un bon témoin de la fragilité du plan d'eau face au forçage externe que constitue le vent.

Les courses potentielles les plus importantes seront bien évidemment situées sur des zones littorales. Lors d'un épisode venteux, ce sont effectivement elles qui recevront de longs fetch et qui par conséquent auront les eaux les plus agitées. A l'inverse, cette cartographie nous renseigne sur les zones présentant une situation d'abri et pour lesquelles le vent ne trouvera jamais de courses importantes quelle que soit la provenance du vent. Une cartographie précise peut alors se révéler précieuse pour les aménageurs. Par exemple, l'implantation d'une plage artificielle se fera de préférence dans une zone le plus souvent abritée du vent (courants faibles ou nuls, température ressentie supérieure, etc.).

Les courses de vent potentielles apportent donc de précieux renseignements sur les zones pouvant être exposées à de longs fetch ou à l'inverse, sur celles étant constamment à l'abri. En revanche, cette cartographie occulte toute notion de continuités spatiale et temporelle. Autrement dit, elle ne prend pas en compte le fait que le vent souffle, selon les épisodes, dans des sens différents. Les zones présentant alors une course de vent potentielle moyenne, comme c'est le cas pour le large, se révèlent en réalité balayées plus souvent que le littoral. C'est pourquoi il est important d'aborder la notion de continuité des épisodes venteux et des courses dont ils bénéficient.

III – 1.2. Le fetch effectif continu

Avant de s'engager dans l'observation des résultats obtenus concernant le fetch effectif continu, il semble nécessaire de rappeler à quoi correspond cette notion présentée dans notre deuxième chapitre.

Le fetch effectif continu est la distance parcourue par le vent selon un sens donné. La première phase de la cartographie répondant à ce principe ordonne une carte pour chaque sens de vent étudié. Les distances sont exprimées par une échelle colorimétrique représentant les valeurs de fetch, à l'instar des échelles représentant des altitudes par exemple. Les cartes présentant des sens de vent opposés possèdent, des valeurs de courses de vent égales mais leur localisation est différente. Ainsi, les fetch effectifs continus sont toujours offerts par deux sens de vent possibles, c'est-à-dire par une seule direction.

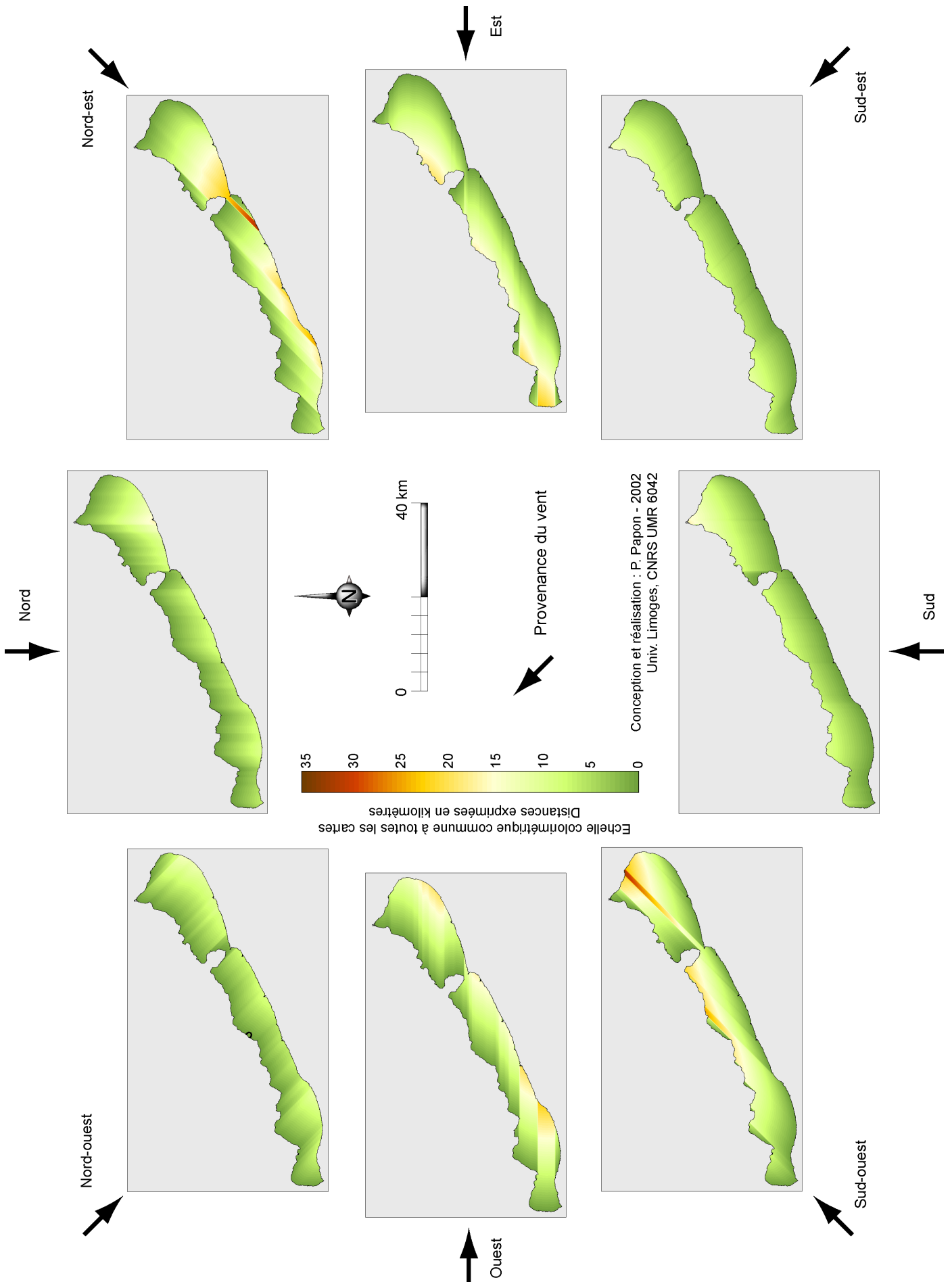
Une fois toutes ces courses de vent calculées en fonction des différents sens, il est alors possible d'en faire la moyenne. Il est alors intéressant de voir si ce fetch effectif continu permet de compléter les lacunes des courses de vent potentielles précédemment évoquées. Dans un souci d'alléger la lecture des commentaires, nous distinguerons les courses potentielles (correspondant aux courses de vent potentielles) et le fetch continu (correspondant au fetch effectif continu).

III – 1.2.1. Le fetch effectif continu sur le lac Balaton

III – 1.2.1.1. Le fetch effectif continu selon chaque provenance de vent sur le lac Balaton

Pour le Balaton, les mesures selon 8 sens ont été effectuées, tous les 45° sur un angle de 360°. En observant les résultats sur les cartes de fetch continu en fonction du sens du vent sur le lac hongrois, nous remarquons d'importantes différences dans les valeurs (*Fig. III-5*). L'orientation et la forme du lac, qui s'allonge du sud-ouest-ouest au nord-est-est, sur 77 km, jouent un grand rôle sur l'exposition de la « mer hongroise » au vent. Si les vents de nord-est, sud-ouest, et dans une moindre mesure d'est et ouest, arrivent à parcourir de grandes distances allant jusqu'à 32 km, les vents en provenance du nord, nord-ouest, sud et sud-est atteignent difficilement les 18 km.

Figure III-5 : Fetch continu selon 8 sens sur le lac Balaton



La presqu'île de Tihany joue un rôle prépondérant dans la distribution des valeurs de fetch. Elle vient couper les courses de vent de secteurs est et ouest et surtout nord-est et sud-ouest. Pour cette dernière direction, elle génère parallèlement un couloir de vent.

III – 1.2.1.2. Fetch continu versus courses potentielles sur le lac Balaton

En constatant l'importance de l'exposition du lac couplée à l'orientation du vent (*Fig. III-5*), la première étape consiste à faire apparaître les zones les plus exposées, non plus selon un sens de vent donné, mais en fonction de leur exposition globale. Le principe est alors de faire la moyenne des 8 valeurs de fetch continu, et ce pour chaque point du plan d'eau. Sur la carte qui en résulte (*Fig. III-6b*) nous remarquons tout d'abord que les moyennes de fetch continu sont beaucoup plus faibles que les courses potentielles (*Fig. III-6a*). En effet, les plus fortes valeurs de fetch continu correspondent aux plus petites courses potentielles, soit une dizaine de kilomètres.

Outre les ordres de grandeurs, la différence réside dans le contraste des valeurs de course de vent. Le fetch continu est beaucoup plus homogène que les courses potentielles. Si ces dernières s'étalent entre 10 et 75 km, les moyennes de fetch continu n'oscillent qu'entre 1 et 10 km. Le rapport entre les maxima atteint donc les 7,5.

La dernière différence fondamentale entre les deux cartes (*Fig. III-6*), se trouve dans la localisation des plus fortes valeurs. Or, en présentant celles-ci avec une échelle commune des valeurs absolues, il est difficile de faire une comparaison. Pour cela, le meilleur moyen de confronter les deux cartes est de transformer les valeurs absolues en valeurs relatives (*Fig. III-7*). Le but est ici de faire apparaître les zones de plus fortes et de plus faibles valeurs indépendamment pour les deux types de fetch. Afin de rendre comparables les deux cartes, chaque amplitude absolue de course de vent doit être ramenée à un quotient compris en 0 et 1.

Figure III-6 : Comparaison entre les courses de vent potentielles et la moyenne des fetch continus sur le lac Balaton

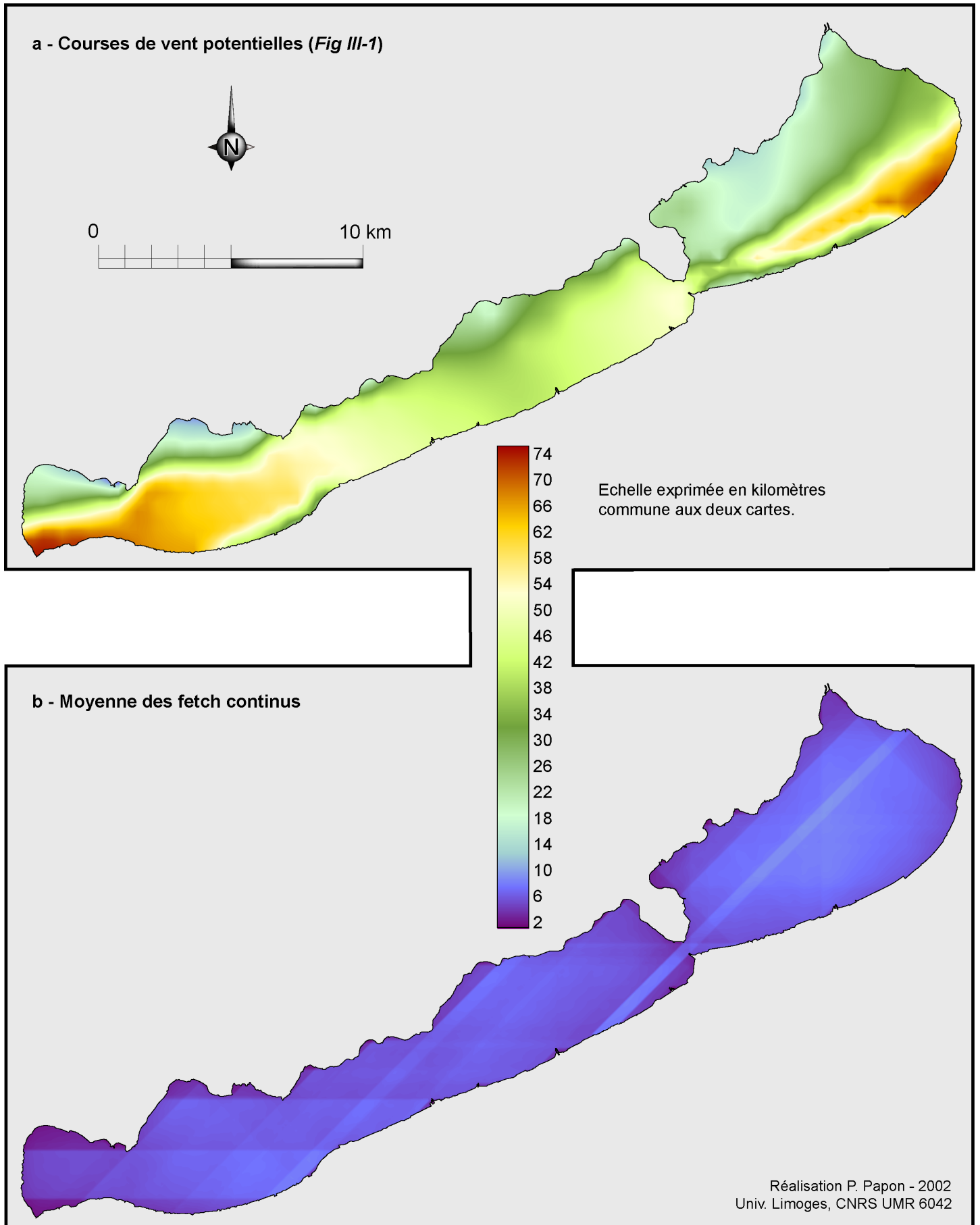
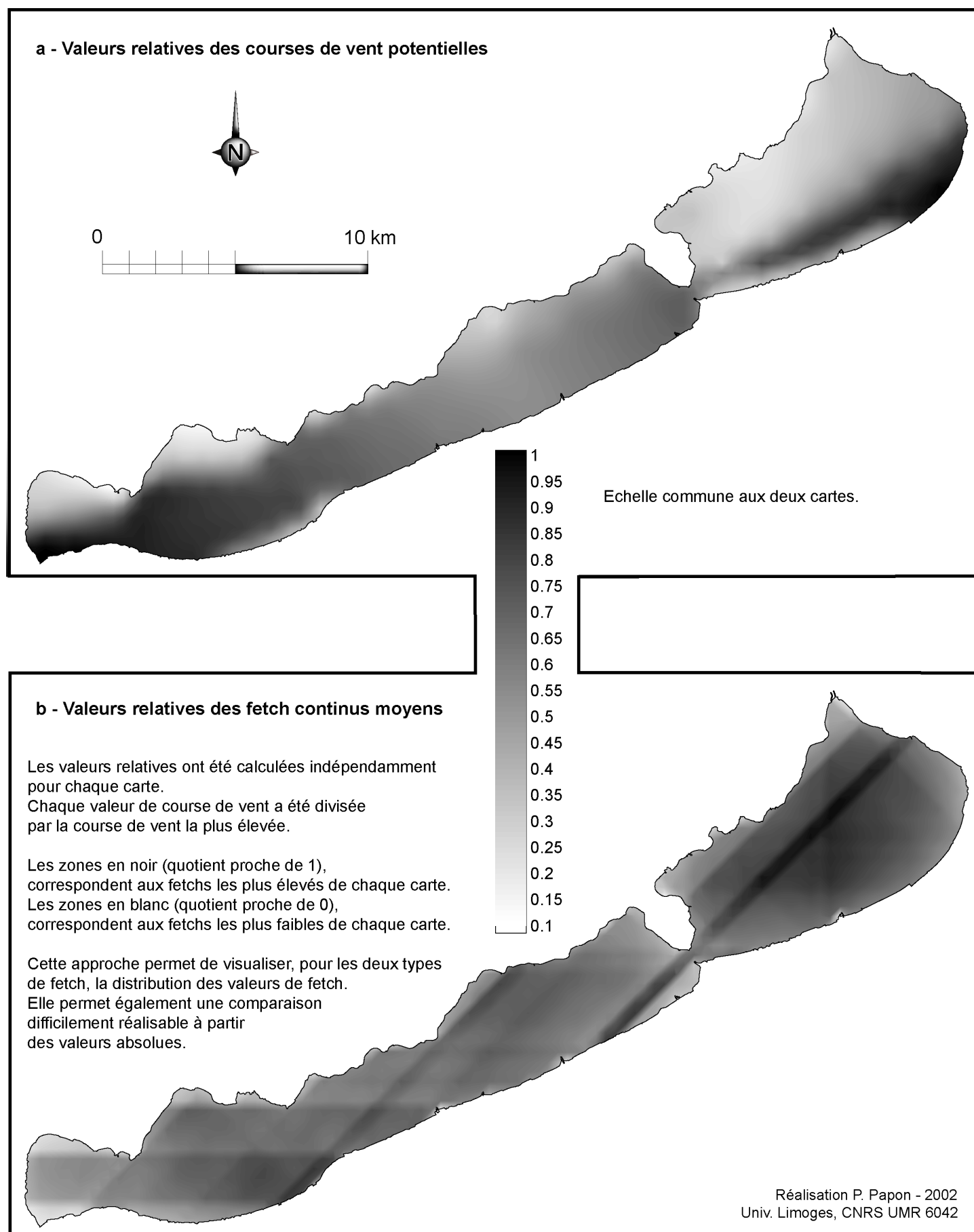


Figure III-7 : Comparaison des valeurs relatives de courses de vent potentielles et de fetch continu moyen sur le lac Balaton



Pour le fetch continu (Fig. III-7b), le bassin de Siófok (au nord-est de la presqu'île), étant le plus grand, possède logiquement des valeurs plus élevées que dans le reste du lac. A l'opposé, la baie de Keszthely (à l'extrémité occidentale du lac) présente de plus faibles courses en raison de sa petite taille. Cette différence n'apparaît pas sur la carte des courses potentielles (Fig. III-7a). Pour le fetch continu (Fig. III-7b), hormis certaines zones, les rives reçoivent les plus petites valeurs car le littoral est, pour certaines provenances, le point de départ des courses. Elles ont alors un fetch nul dont les valeurs sont répercutées dans la moyenne. A l'inverse, les zones centrales des différents bassins accueillent de plus fortes courses car contrairement au rivage, ces zones ne correspondent jamais au départ des courses et ne possèdent par conséquent jamais un fetch nul. Cependant, certaines zones du littoral sud possèdent de fortes valeurs de fetch continu. La berge méridionale semble donc être plus exposées que la rive nord.

Afin de synthétiser la différence de résultats entre ces deux types de fetch, les deux cartes de valeurs relatives ont été croisées (Fig. III-8).

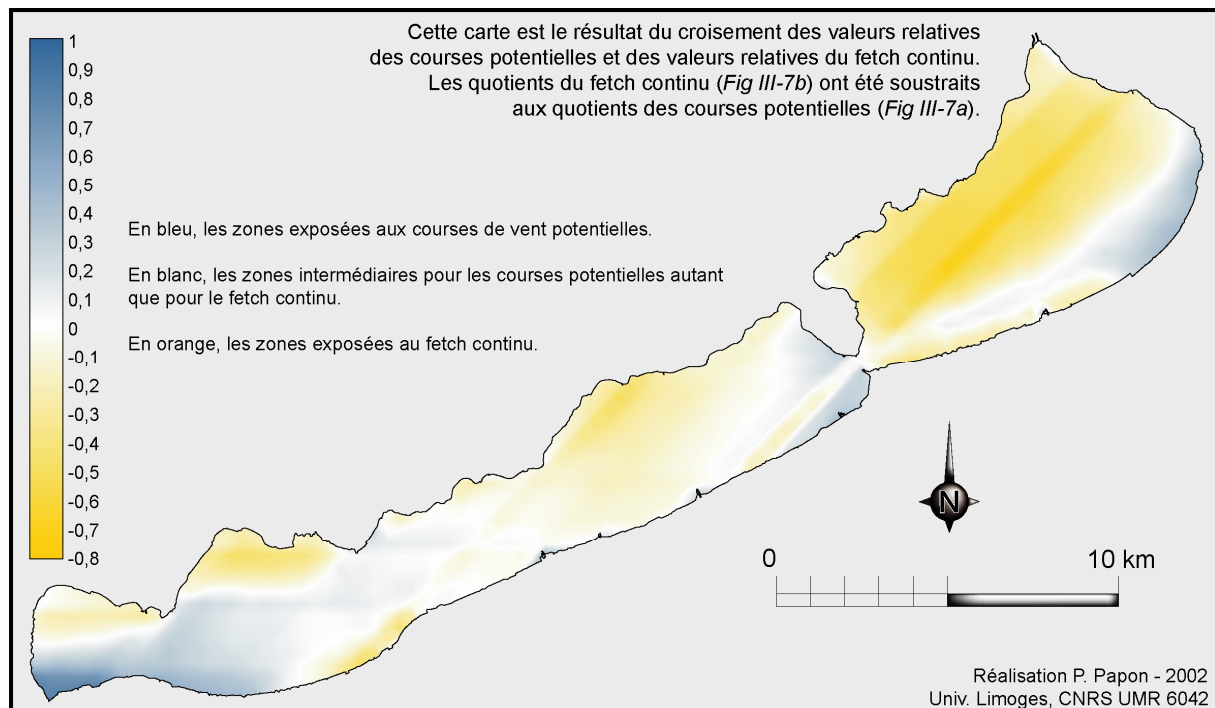


Figure III-8 : Carte synthétique des valeurs relatives de courses potentielles et de courses continues sur le lac Balaton

Pour le lac Balaton, le fetch continu vient donc contredire en partie les résultats obtenus par la cartographie des courses de vent potentielles. Si la rive sud reste globalement exposée, les zones soumises à de forts fetch diffèrent selon le fetch calculé. Le point commun des résultats reste la relative situation d'abri de la rive nord. La différence fondamentale entre ces deux types de fetch réside dans les écarts absolus de valeurs de courses de vent.

III – 1.2.2. Le fetch effectif continu sur le lac de Grand-Lieu

III – 1.2.2.1. Le fetch effectif continu selon chaque provenance de vent sur le lac de Grand-Lieu

Pour le lac de Grand-Lieu, ce sont les courses de vent selon 18 sens qui ont été calculées (tous les 20° sur 360°). La forme de la zone en eaux libres est légèrement allongée selon un axe est ouest. C'est donc de manière logique que les plus grands fetch continus sont offerts aux vents occidentaux et orientaux. Pour être plus précis, les vents en provenance des angles compris entre 60 et 100 degrés pour l'est et 240 et 280 degrés pour l'ouest, possèdent les plus grandes courses. Celles-ci atteignent 3 500 m (*Fig. III-9*). A l'inverse, la direction nord/sud génère les plus faibles fetch avec des valeurs ne dépassant pas 1 800 m.

Le lac de Grand-Lieu offre donc des courses de vent maximales allant du simple au double selon les provenances de vent, comme c'est le cas sur le Balaton. Si les valeurs absolues des courses de vent de ces deux lacs sont difficilement comparables, les valeurs relatives montrent en revanche des similitudes. Cette constatation reste cependant étonnante au regard de leur différence de forme.

Figure III-9 : Fetch continu selon 18 sens sur le lac de Grand-Lieu

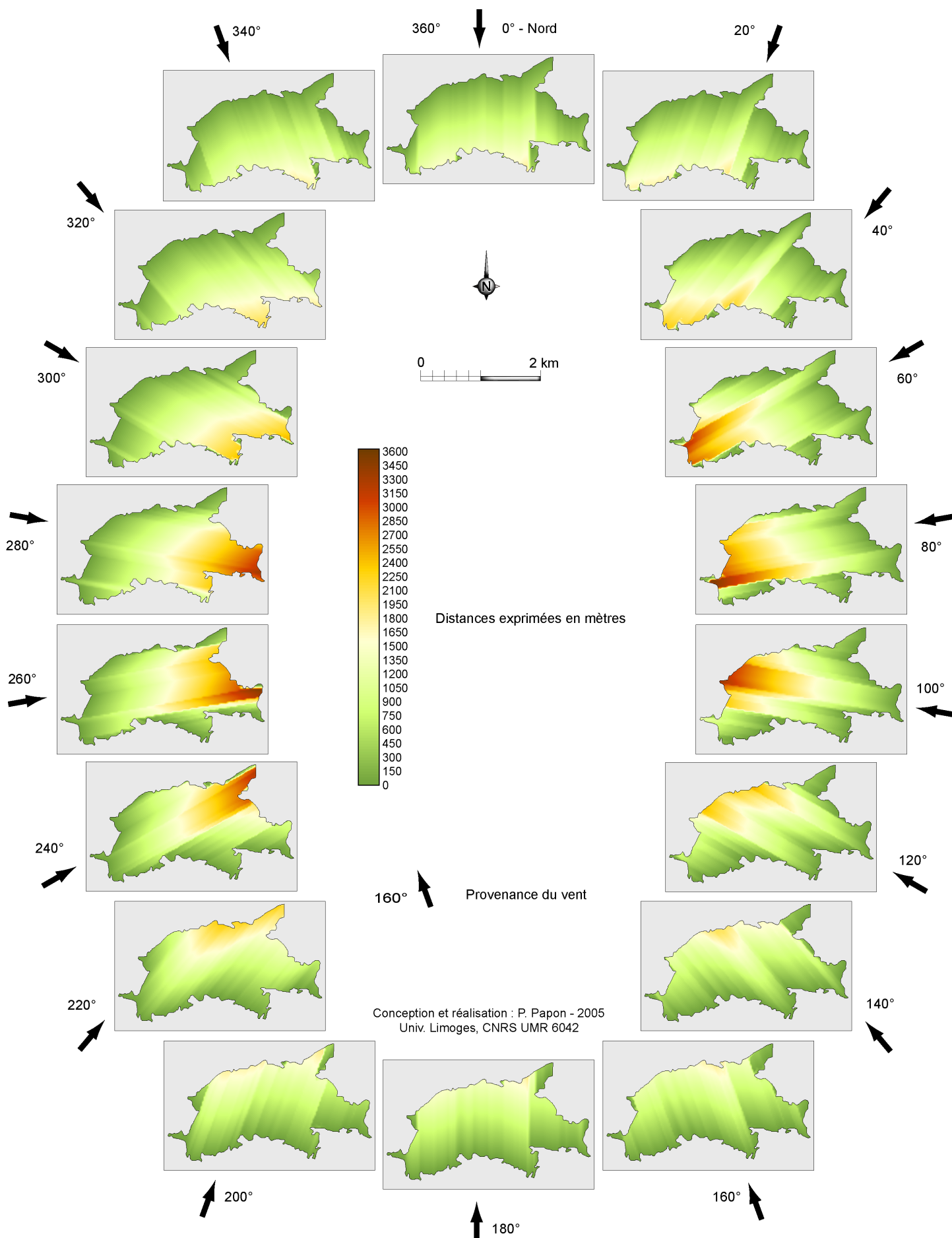
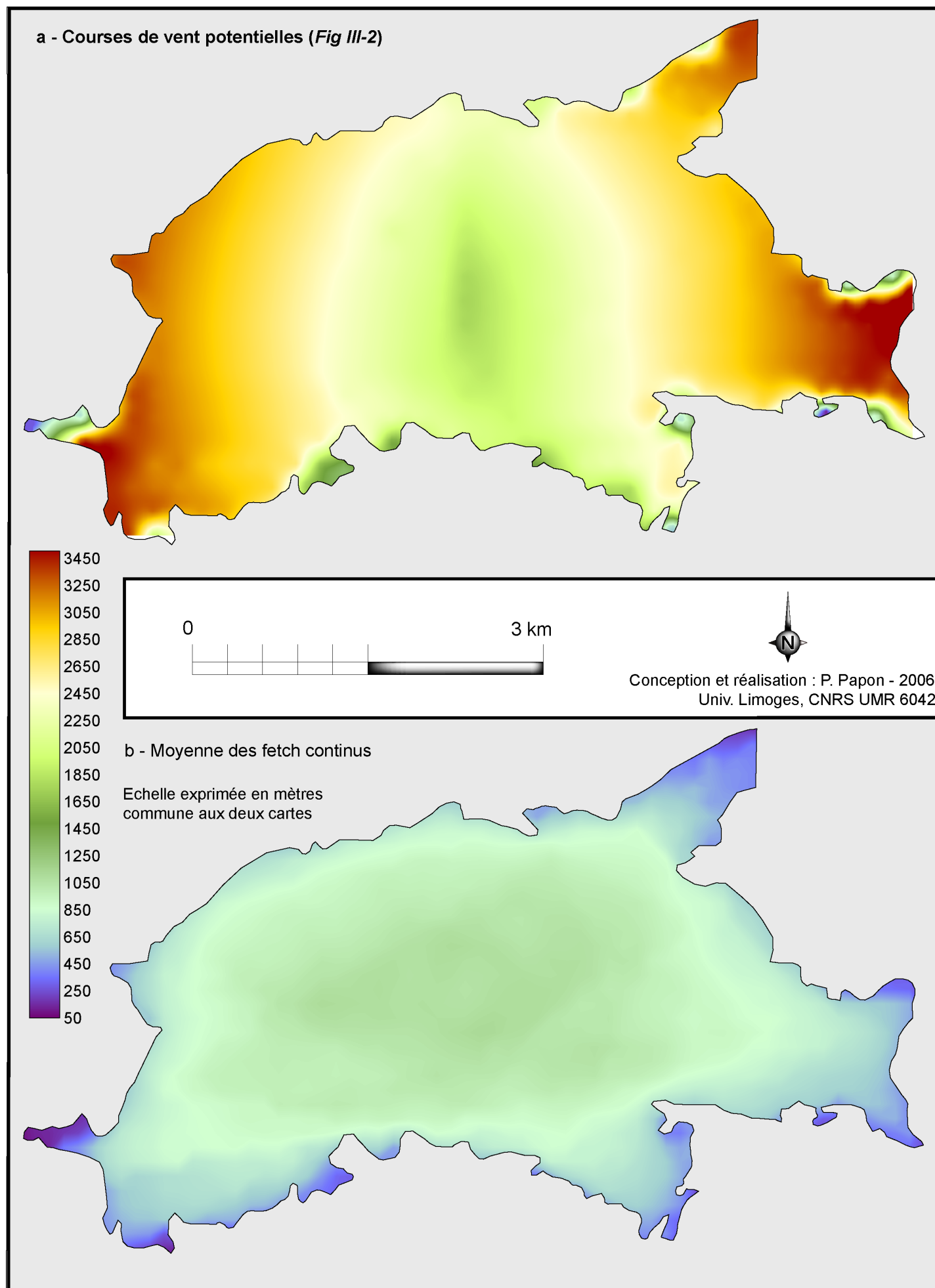


Figure III-10 : Comparaison entre les courses de vent potentielles et la moyenne des fetch continus sur le lac de Grand-Lieu



III – 1.2.2.2. *Fetch continu versus courses potentielles sur le lac de Grand-Lieu*

En appliquant le même principe que sur le Balaton, une cartographie regroupant toutes les valeurs de fetch selon les sens calculés a été réalisée. La figure III-10b, présente la moyenne des fetch continus, tandis que celle située au-dessus (Fig. III-10a) est le rappel des courses de vent potentielles.

Une fois encore, les différences de valeurs absolues sont importantes entre les deux cartes. Tandis que les moyennes de fetch continu varient entre 50 et 1 000 m, les courses potentielles oscillent entre 250 et 3 450 m. Si le rapport entre les maxima au Balaton atteignait les 7,5, il n'est donc que de 3,5 pour Grand-Lieu.

Pour ce qui est de la répartition des valeurs, d'une manière plus flagrante que sur le Balaton, c'est la zone centrale qui reçoit les fetch continus les plus importants tandis que les zones littorales se retrouvent exposées au plus grandes courses potentielles. Le croisement des valeurs relatives de fetch (Fig III-11) illustre l'opposition large/littoral. Pour les moyennes de fetch continu, la zone centrale est la plus exposée tandis que les berges est et ouest reçoivent les plus longues courses potentielles. En résumé, pour le lac de Grand-Lieu, les courses potentielles et le fetch continu s'opposent presque parfaitement, si ce n'est quelques zones d'abri, dans lesquelles le vent ne peut parcourir que de très faibles distances et ce, quelle que soit sa direction.

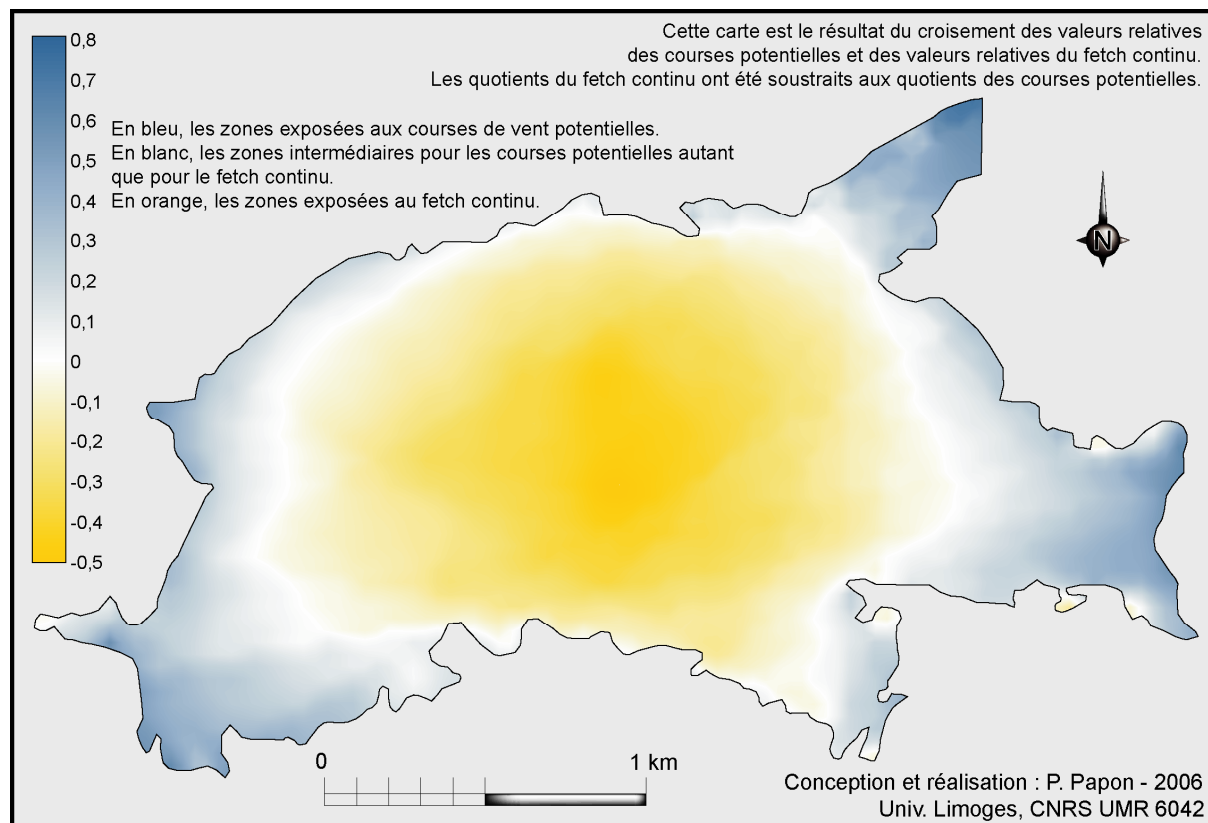


Figure III-11 : Carte synthétique des valeurs relatives de courses potentielles et de courses continues sur le lac de Grand-Lieu

Malgré son léger allongement est ouest, le lac de Grand-Lieu possède tout de même une forme moins étirée que le Balaton. Pour cela, la distribution de courses de vent reste simple avec une opposition entre la zone centrale et les berges. Le large est soumis à des moyennes de fetch continu élevées et des courses potentielles faibles. A l'inverse, les littoraux occidental et oriental sont soumis à de fortes potentialités de courses tandis les fetch continus moyens sont peu réduits.

III – 1.2.3. Le fetch effectif continu sur le Grand Etang de Cieux

III – 1.2.3.1. Le fetch effectif continu selon chaque provenance de vent sur le Grand Etang de Cieux

Le nombre de provenances de vent pour lesquelles nous avons calculé les fetch sont les mêmes que pour le lac de Grand-Lieu. Les valeurs absolues sur le Grand Etang de Cieux sont bien évidemment beaucoup plus faibles que les exemples précédents. La forme allongée de cet étang limousin est orientée selon un axe sud-ouest / nord-est. C'est par conséquent cette direction ($40^\circ/220^\circ$) qui procurent au vent les plus importantes courses, celles-ci atteignant 1 200 m (*Fig. III-12*). Nous ne trouvons ici que des fetch ne dépassant pas les 600 m (pour l'axe $140^\circ/320^\circ$).

III – 1.2.3.2. Fetch continu versus courses potentielles sur le Grand Etang de Cieux

La zone comportant les plus fortes moyennes de fetch continu est située au centre de l'intersection des 3 baies nord du plan d'eau (*Fig. III-13a*). Cette localisation permet de démontrer l'importance de la forme en croix de cet étang sur la zonation des forçages externes par le vent.

La comparaison entre les moyennes de fetch continus (*Fig. III-13a*) et les courses potentielles (*Fig. III-13b*) fait encore une fois ressortir les différences de valeurs absolues. Si les courses potentielles atteignent les 1 200 m, la moyenne de fetch continu maximale ne dépasse pas 300 m. Le rapport entre le maximum de 4, est proche de celui rencontré à Grand-Lieu (3,5). A la différence des deux précédents plans d'eau, les amplitudes de valeurs ne se croisent pas puisque les plus petites courses potentielles (550 m) restent supérieures aux plus forts fetch continus moyens (300m).

Figure III-12 : Fetch continu selon 18 sens sur le Grand Etang de Cieux

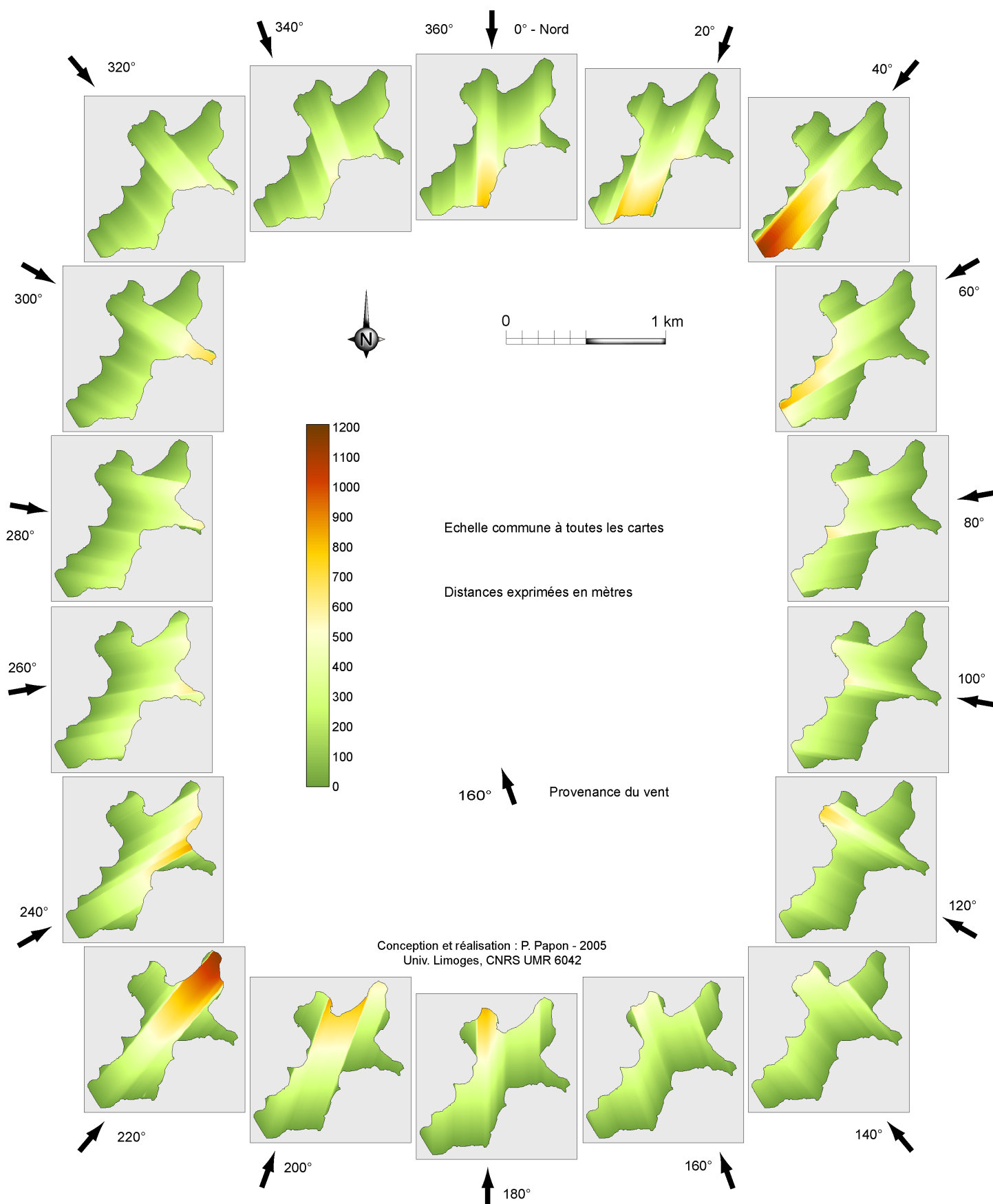
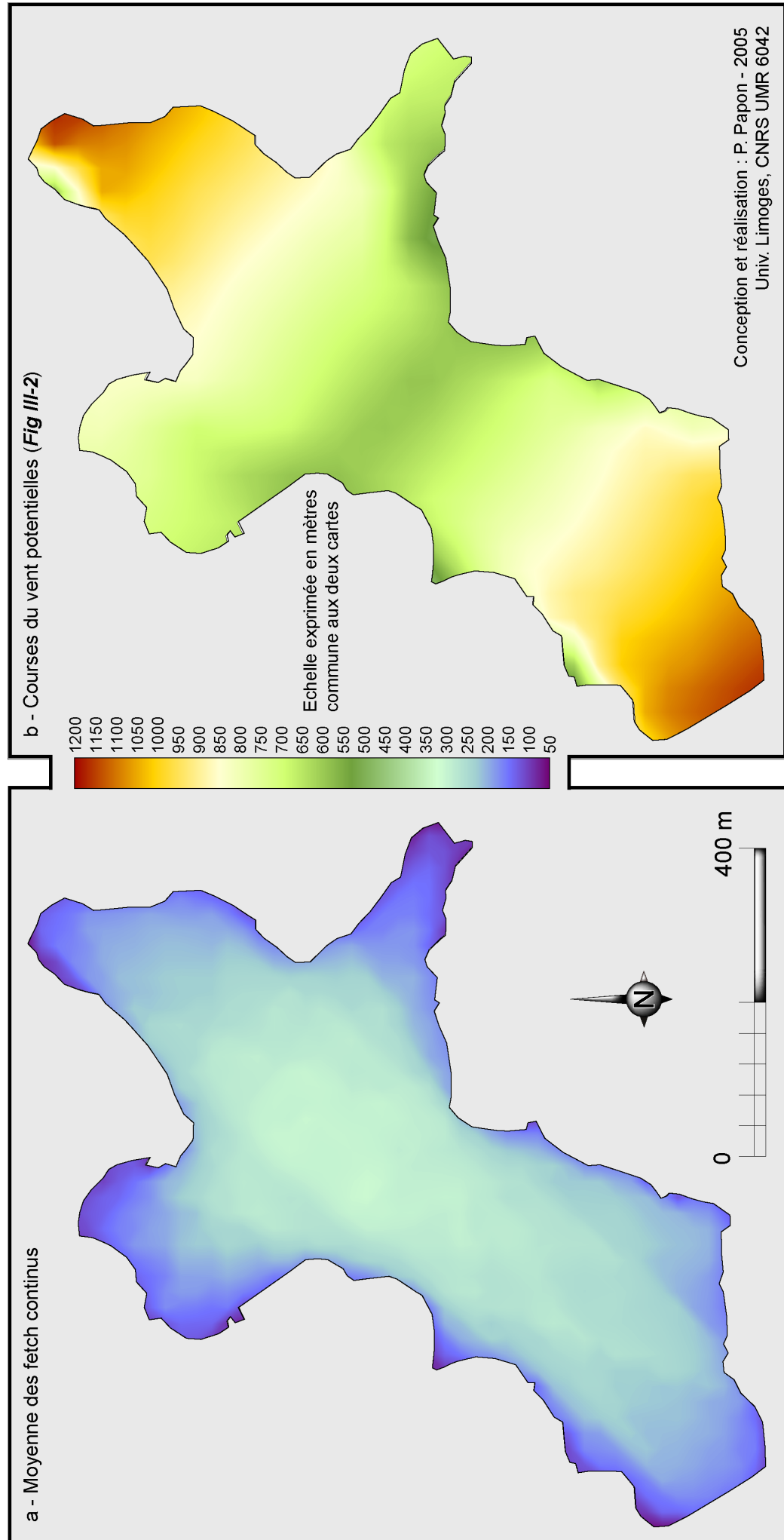


Figure III-13 : Comparaison entre les courses de vent potentielles et la moyenne des fetch continus sur le Grand Etang de Cieux



La répartition des valeurs relatives entre fetch continu et courses potentielles sur l'Etang de Cieux s'approchent de celle rencontrée sur Grand-Lieu. Le fetch continu est mis en valeur dans une zone centrale débordant légèrement à l'intérieur des baies et sur les berges situées entre le bassin sud-ouest et les deux baies transversales (Fig. III-14). Les plus fortes courses potentielles quant à elles se localisent toujours aux extrémités du plan d'eau sans être atténuées par les valeurs relatives de fetch continu.

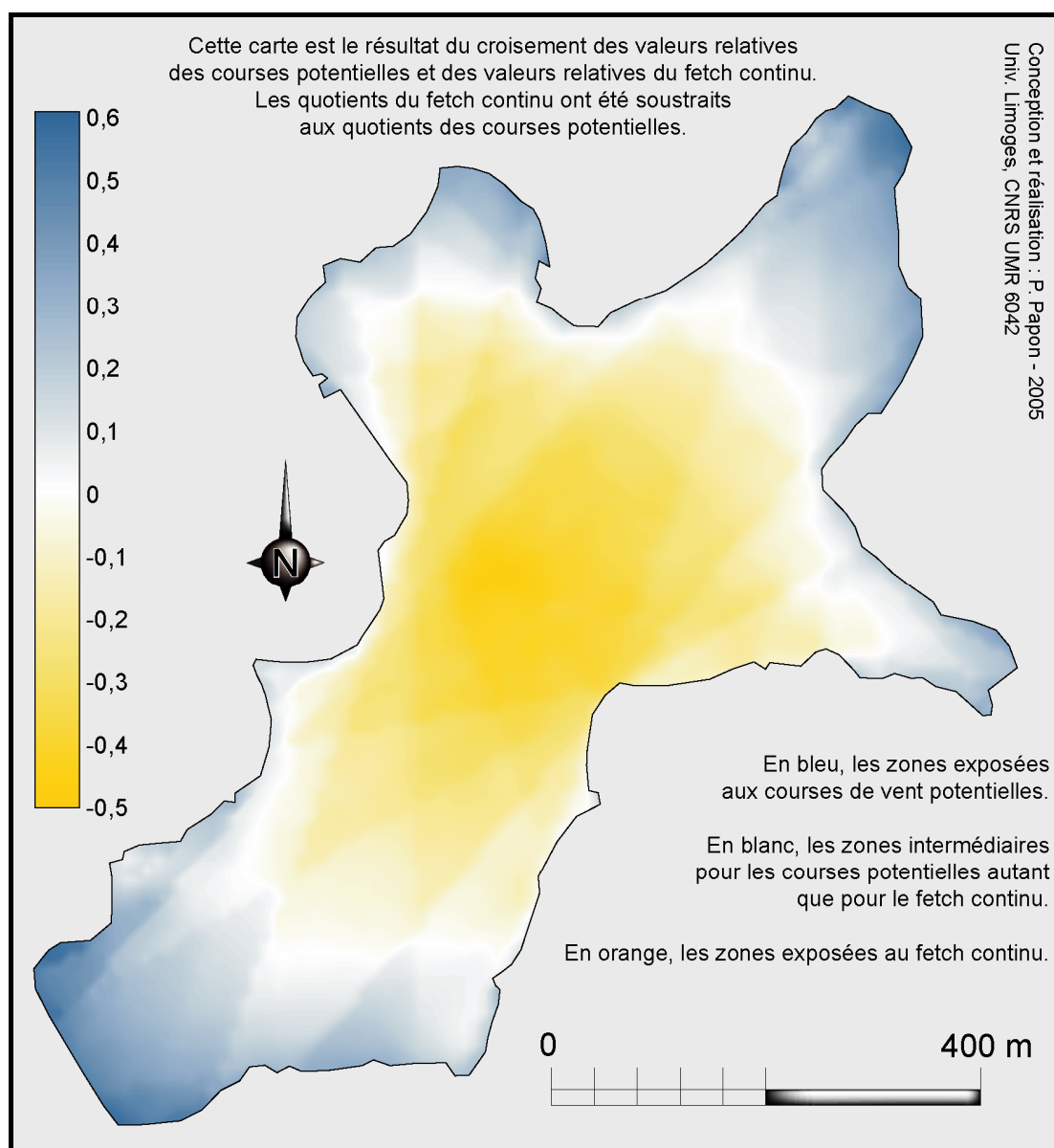


Figure III-14 : Carte synthétique des valeurs relatives de courses potentielles et de courses continues sur le Grand Etang de Cieux

III – 1.2.4. L'utilité et les limites du fetch effectif continu

Plusieurs étapes sont nécessaires pour réaliser une analyse exhaustive de ce que nous avons nommé le fetch effectif continu. Dans un premier temps, le calcul des courses de vent selon chaque provenance de vent nous renseigne sur les directions conférant les plus longues courses. Les valeurs absolues de ces dernières sont alors similaires à celles des plus fortes courses potentielles.

La deuxième étape consiste à faire la moyenne des fetch obtenus selon les différents sens de vent. Elle permet d'aborder la distribution des courses selon toutes les provenances en même temps. Cette cartographie fait apparaître les régions lacustres les plus souvent exposées au vent, en l'occurrence le large. Au-delà de la simple délimitation des zones centrales, elle prend en compte le tracé des berges en faisant ressortir les couloirs de vent. Elle permet donc de mettre en exergue les zones possédant toujours une course de vent intermédiaire. Ainsi, si les fetch dans ces zones ne sont jamais élevés, ils ont toujours des valeurs supérieures à ceux rencontrés sur les berges au départ du vent et ce, quelle que soit la provenance de ce dernier.

Enfin, la dernière étape est la comparaison des résultats entre ces moyennes de fetch effectif continu et les courses de vent potentielles. Les valeurs absolues s'avèrent alors différentes avec des courses potentielles logiquement supérieures puisque n'ayant pas été moyennées. La solution pour effectuer une comparaison pertinente des distributions spatiales est de transformer les valeurs absolues de chaque carte en valeurs relatives. Pour un plan d'eau circulaire, la répartition des moyennes de fetch continu est l'inverse de celle des courses potentielles. Nos résultats montrent en effet cette tendance avec une opposition entre le large et le littoral et ce d'autant plus que la forme du plan d'eau s'approche d'un cercle comme c'est le cas pour Grand-Lieu. A l'inverse, les répartitions sont beaucoup plus complexes lorsque la forme du plan d'eau s'éloigne d'un ovoïde tel que le montre le lac Balaton, avec sa forme allongée et sa presqu'île transversale.

Le fetch effectif continu apporte un éclairage complémentaire à celui apporté par les courses de vent potentielles. Cependant, ce type de fetch reste incomplet puisqu'il est restreint par l'hypothèse selon laquelle le vent souffle selon la même force et durant le même temps pour chaque sens au cours de l'année. Or, ce n'est bien entendu pas le cas et la prochaine étape dans la cartographie du fetch consiste à prendre en compte les vents dominants par leur fréquence dans le temps.

III – 1.3. Les courses de vent croisées avec la répartition annuelle des vents : le fetch modulé

Que ce soit pour les courses de vent potentielles ou pour le fetch effectif continu, les données météorologiques ne sont pas prises en compte. Le calcul des distances ne repose que sur le découpage du trait de côte, sans tenir compte des vents dominants.

Pour pallier ce manque, les données météorologiques ont donc été intégrées au calcul des distances, modulant ainsi ces dernières afin de mieux dégager les zones plus souvent soumises aux vents. Le calcul employé est expliqué dans notre chapitre II.

III – 1.3.1. Le fetch modulé selon la répartition annuelle des vents sur le lac Balaton

III – 1.3.1.1. Le fetch modulé selon chaque provenance de vent sur le lac Balaton

Le lac Balaton reçoit des vents principalement en provenance de l'ouest (Fig. III-15 et Tab. III-2). Sur 57,6 % du temps, le vent est de secteur sud-ouest, ouest ou nord-ouest, avec une domination nette des vents en provenance du nord-ouest qui soufflent plus du quart de l'année. Les vents de secteur est sont largement plus rares avec seulement un total de 25,8 % pour les trois secteurs sud-est, est et nord-est.

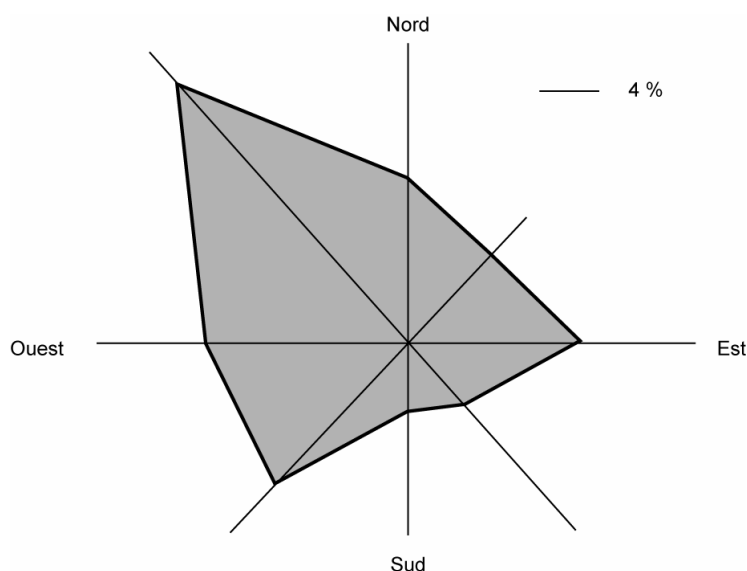


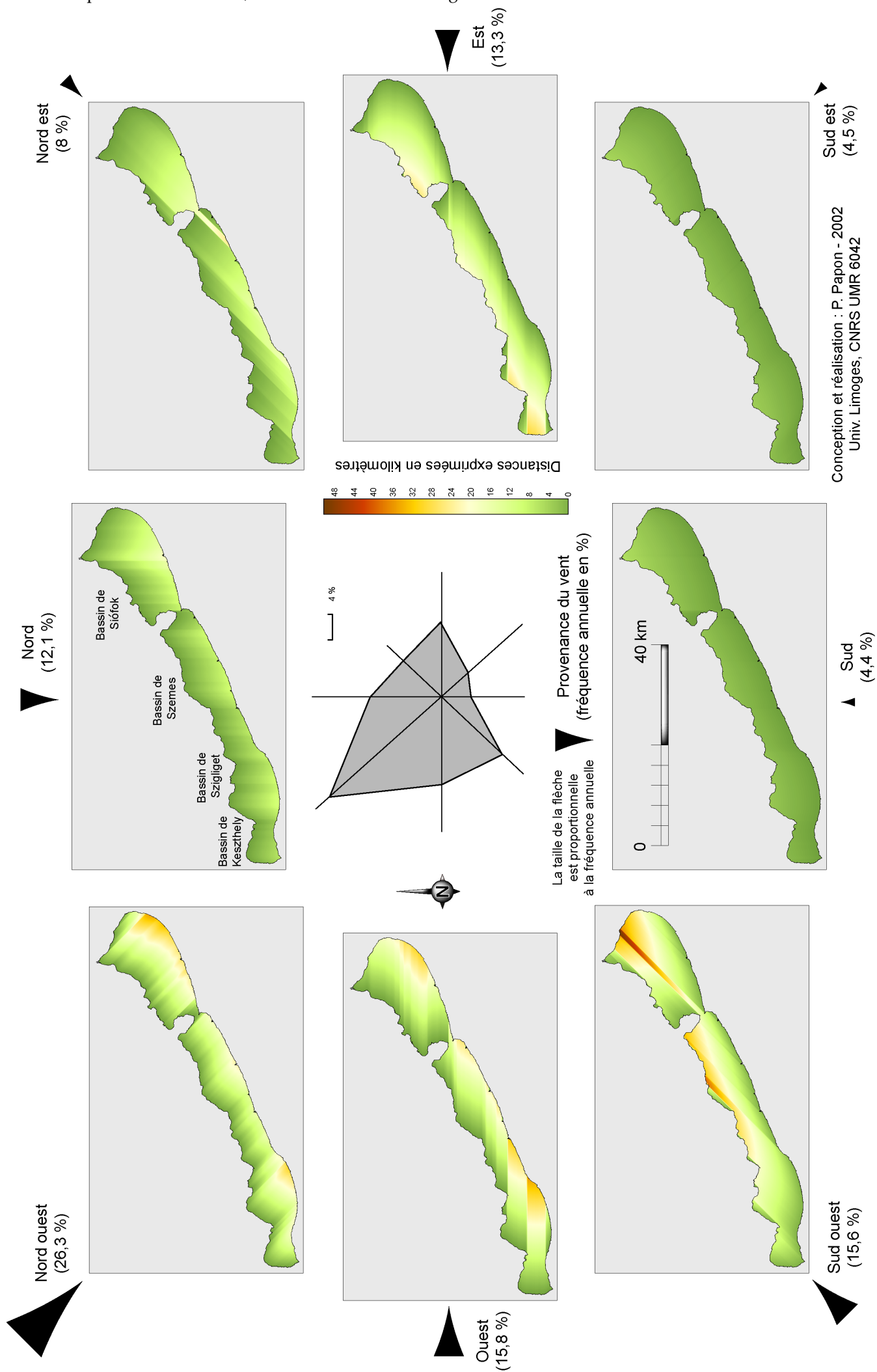
Figure III-15 : Rose des vents pour le lac Balaton (d'après Herodeck, 1988)

	Nord	Nord-est	Est	Sud-est	Sud	Sud-ouest	Ouest	Nord-ouest
Pourcentage de vent	12,1	8	13,3	4,5	4,4	15,6	15,8	26,3

Tableau III-2 : Pourcentages de répartition annuelle des sens du vent sur le Balaton (d'après la rose des vents de Herodek, 1988 – Fig III-15)

D'après l'observation des résultats du fetch modulé en fonction de la répartition annuelle des vents (Fig. III-16), il apparaît que les vents de secteur sud-ouest génèrent les zones les plus touchées. Bien que la provenance de ces vents ne soit pas la plus fréquente (Tab. III-2), les valeurs obtenues sont les plus élevées en raison de l'orientation du lac offrant à ces vents les plus longues courses. Des résultats marquant sont ceux pour les secteurs ouest et surtout nord-ouest. Bien que ces orientations de vent génèrent parmi les plus faibles fetch continus (Fig. III-5), leurs fréquences élevées font de la presque totalité de la rive sud un secteur fortement soumis aux turbulences. Cette tendance est confirmée par l'opposition à la rive nord, pour laquelle les fetch sont les mêmes, mais où les valeurs modulées restent faibles en raison de la rareté des vents de secteur sud et sud-est. Seuls les courants aériens en provenance de l'est semblent suffisamment récurrents pour venir frapper la rive nord de manière conséquente.

Figure III-16 : Fetch modulé en fonction de la répartition annuelle des vents sur le lac Balaton



D'après les premières observations à partir des cartes de chaque orientation, la rive sud du Balaton est la plus fortement soumise au vent et à ses courses. De manière plus ponctuelle, la rive nord du bassin de Szemes et le littoral nord-est du bassin de Siófok sont atteints par les vents très fréquents de secteur sud-ouest. Enfin, la baie de Keszthely apparaît sensible sous des vents en provenance de l'est.

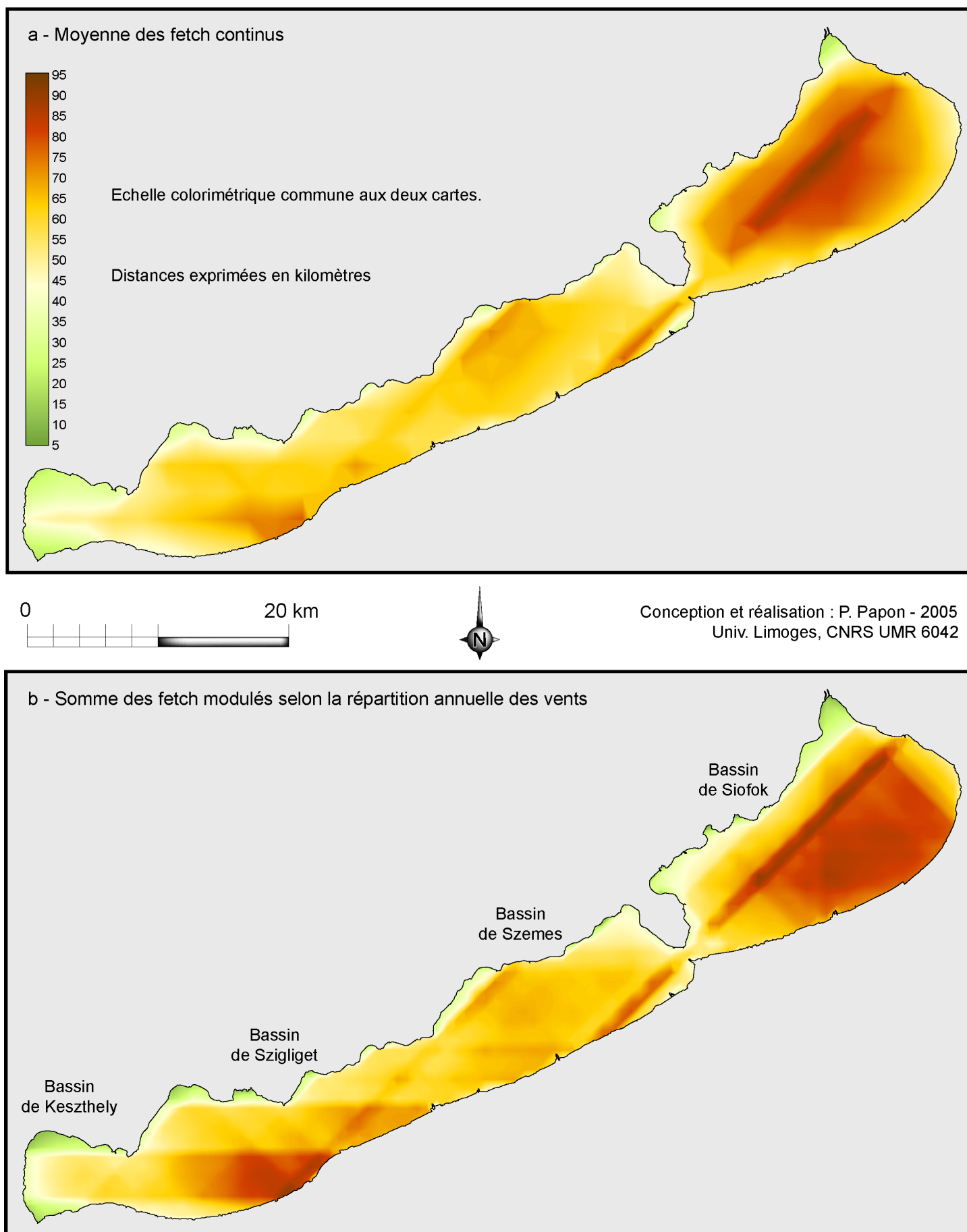
III – 1.3.1.2. *Fetch modulé versus fetch continu sur le lac Balaton*

Après avoir étudié les différentes provenances de manière individuelle, il est nécessaire de regrouper les valeurs obtenues afin d'en observer la répartition générale. Comme nous l'avons fait pour le fetch effectif continu, les valeurs de fetch modulés ont été cumulées. La figure III-17 nous permet de comparer les résultats avant (*Fig. III-17a*) et après (*Fig. III-17b*) intégration des données météorologiques de fréquences des vents. Pour plus de clarté dans la lecture de ces deux cartes, il est important de noter que les valeurs absolues sont ici comparables. Les coefficients appliqués aux 8 sens de vent suivent la même logique mathématique que celle d'une moyenne²⁰.

Les fetch effectifs continus faisaient ressortir une région centrale plus soumise aux longues courses (surtout dans le bassin nord-est) avec ponctuellement des zones littorales (sud-est du bassin de Szigliget) également fortement touchées (*Fig. III-17a*). Une fois les modulations appliquées, les contrastes entre les rives septentrionale et australe s'accroissent. Ainsi retrouvons-nous la plupart des petites baies de la rive nord protégées tandis que certains secteurs de la rive sud se voient offrir des valeurs de fetch plus soutenues. Le rôle du couloir de vent généré par le détroit de la presqu'île de Tihany est également accentué par la fréquence des vents de secteur sud-ouest (*Tab. III-2*).

²⁰ Le calcul de la moyenne des 8 fetch continus équivaut l'application d'un coefficient de 0,125 (soit 1 divisé par 8) pour chaque longueur de course puis à l'addition des valeurs modulées. Pour le fetch modulé, les coefficients appliqués, à la différence d'une simple moyenne, sont différents pour chaque sens. L'addition des valeurs modulées est alors comparable aux valeurs moyennes.

Figure III-17 : Comparaison entre le fetch effectif continu et le fetch modulé sur le lac Balaton



Le croisement des valeurs sur une carte permet de synthétiser les différences entre le fetch continu et le fetch modulé (Fig. III-18). Il apparaît très clairement que la dominance des vents de secteur ouest accentue l'exposition de la rive sud. L'orientation du lac, sa forme et la distribution des vents sont autant d'atouts pour une rive nord protégée des longues courses. Enfin, les contrastes sont d'autant plus grands que les bassins offrent de longs fetch comme c'est le cas avec le bassin de Siófok. A l'inverse, la baie de Keszthely, le plus petit des bassins, affiche de moins grandes différences entre les fetch continus et modulés.

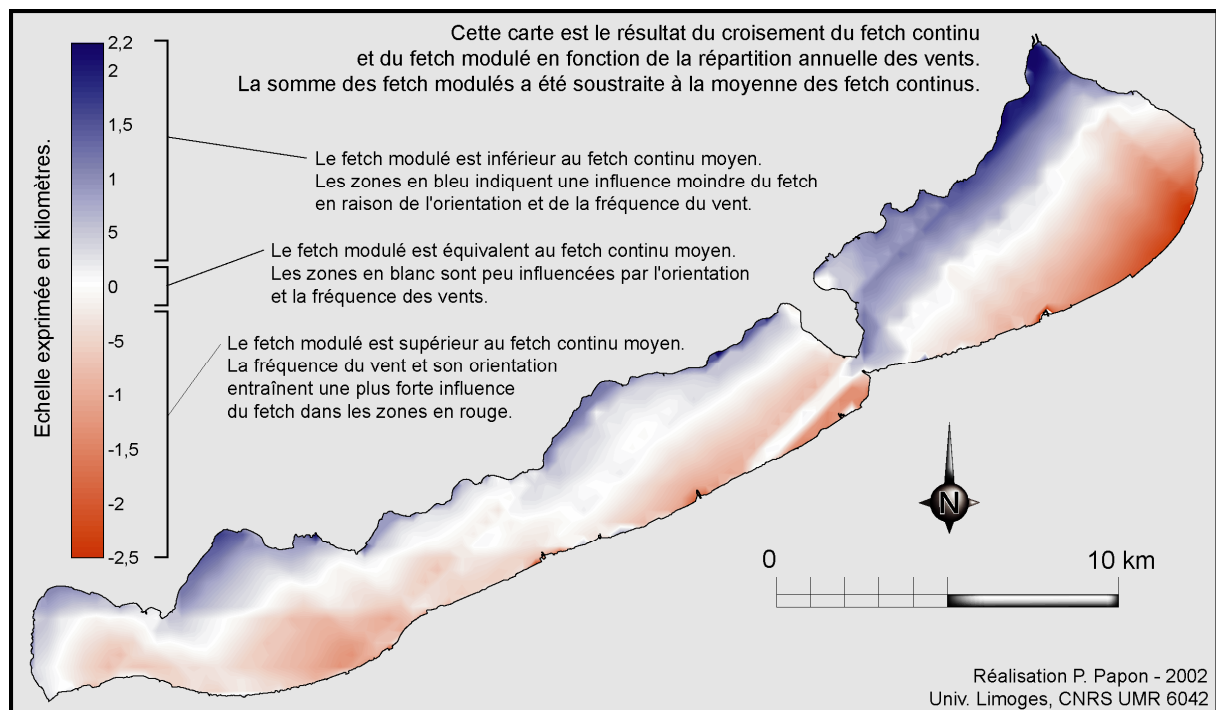


Figure III-18 : Différence absolue entre le fetch continu et le fetch modulé en fonction de la répartition du vent sur le lac Balaton

III – 1.3.2. Le fetch modulé selon la répartition annuelle des vents sur le lac de Grand-Lieu

III – 1.3.2.1. Le fetch modulé selon chaque provenance de vent sur le lac de Grand-Lieu

Situé à quelques kilomètres de la côte atlantique, le lac de Grand-Lieu subit de plein fouet l'influence maritime. Les vents s'organisent nettement selon un axe sud-ouest / nord-est (Fig. III-19) et soufflent pour 88 % du temps au-delà de 5 km/h (Tab. III-3). Parallèlement à leur persistance, les épisodes venteux peuvent être forts avec autant de vents entre 5 et 16 km/h que de vents entre 16 et 29 km/h, toujours dans l'axe sud-ouest/nord-est (entre 40 et 80° et de 180 à 280°). Les vents les plus violents sont quant à eux presque uniquement en provenance de l'ouest et du sud (entre 160 et 300°). Reste à voir si l'orientation du lac et le fetch qu'il offre forment un abri contre les vents dominants ou au contraire, exposent le plan d'eau à un forçage externe accru.

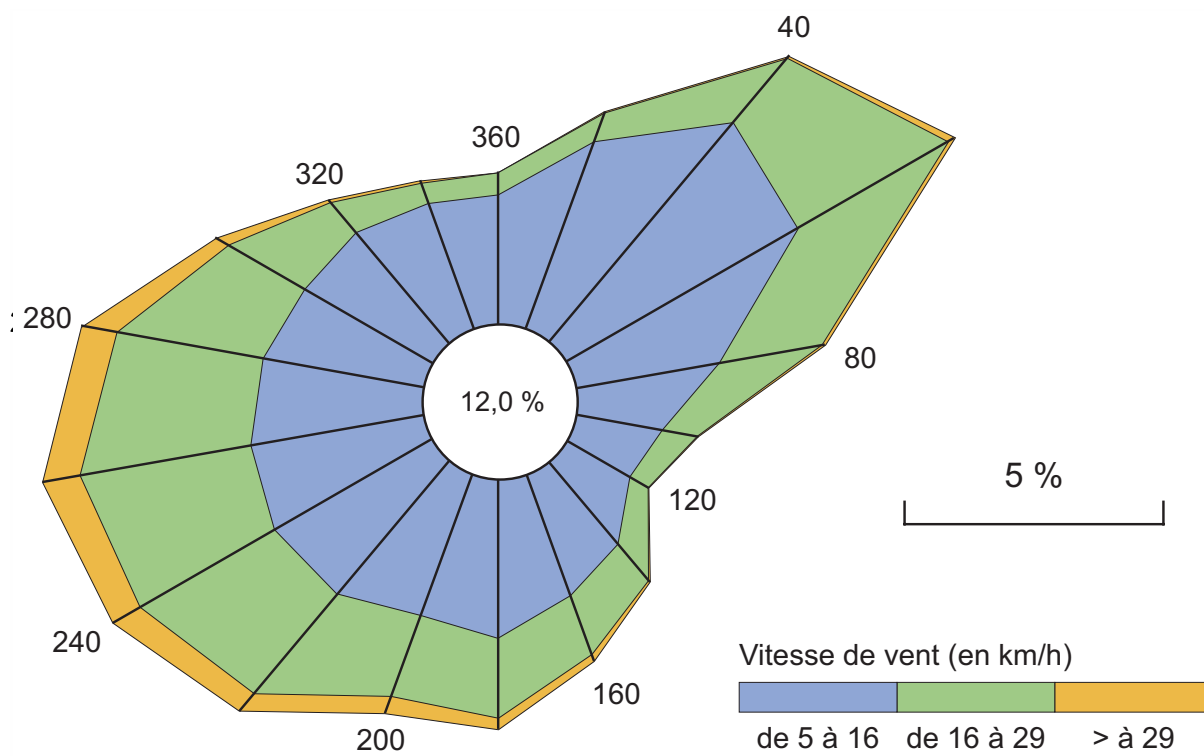


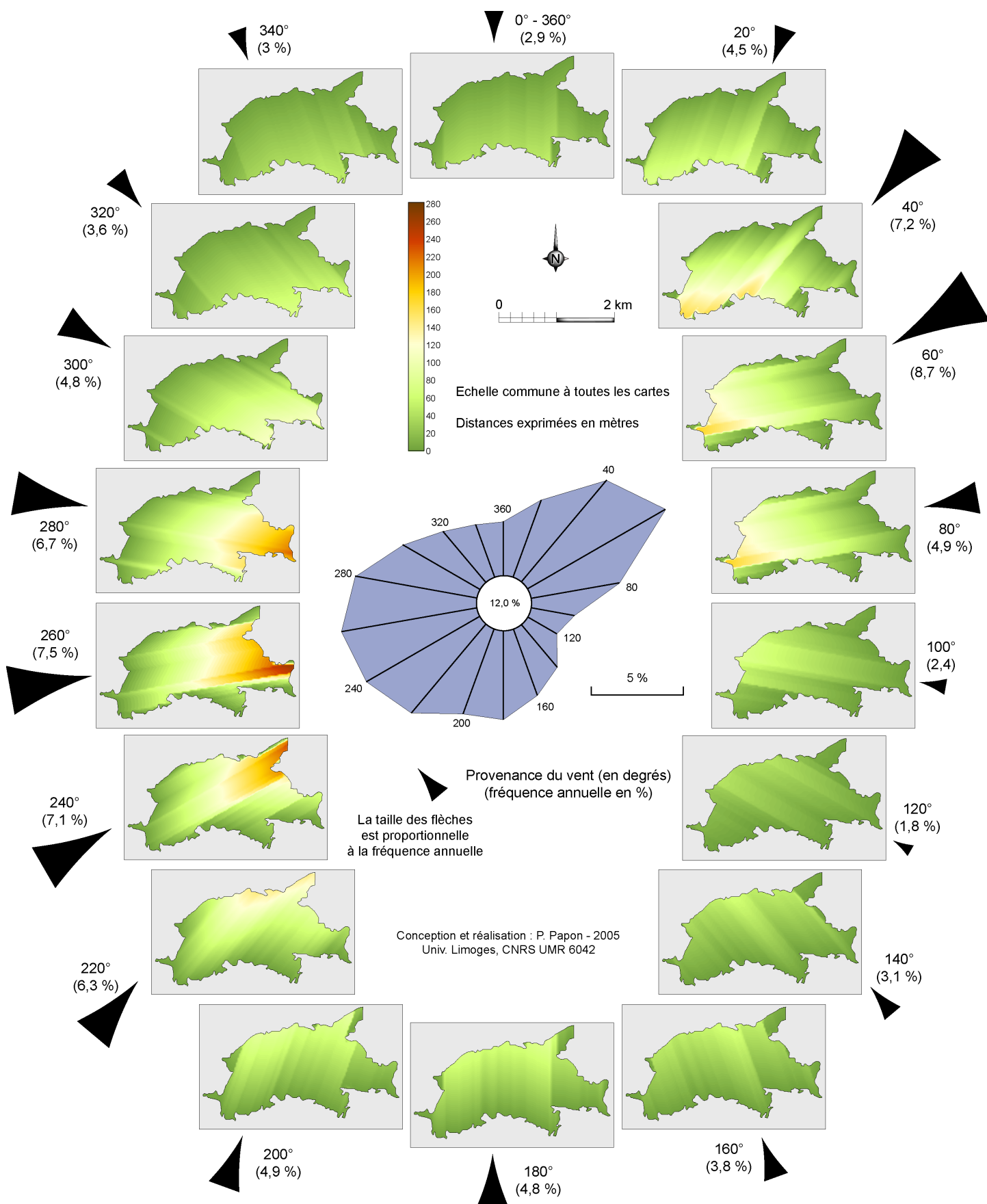
Figure III-19 : Rose des vents pour le lac de Grand-Lieu
(données Météo France- Normales 1981-2001 – Station Nantes-Bouguenais)

Direction	de 0,5 à 16	de 16 à 29	> 29 km/h	Total
20	3,9	0,6	-	4,5
40	5,5	1,6	-	7,2
60	5,2	3,3	0,1	8,7
80	2,8	2,0	-	4,9
100	1,7	0,7	-	2,4
120	1,4	0,4	-	1,8
140	2,1	0,9	-	3,1
160	2,5	1,2	0,1	3,8
180	3,1	1,5	0,2	4,8
200	2,9	1,7	0,3	4,9
220	3,4	2,5	0,4	6,3
240	3,5	3,0	0,5	7,1
260	3,4	3,4	0,7	7,5
280	3,1	2,9	0,6	6,7
300	2,8	1,7	0,3	4,8
320	2,8	0,8	-	3,6
340	2,6	0,4	-	3,0
360	2,5	0,4	-	2,9
Total	55,1	29,1	3,8	88,0
Période de calme (entre 0 et 0,5 km/h)				12,0

Tableau III-3 : Données météorologiques sur les vents pour le lac de Grand-Lieu (données Météo France- Normales 1981-2001 – Station Nantes-Bouguenais)

La très nette prédominance des vents de secteur ouest et sud-ouest ainsi que, à l'opposé, du secteur nord-est, a pour résultat chez les directions intermédiaires de très faibles valeurs de fetch modulés (*Fig. III-20*). Ces conséquences sont également le fruit de la forme légèrement oblongue du lac orientée selon un axe ouest/est. Les valeurs les plus importantes sont donc obtenues pour les vents en provenance des angles 240, 260 et 280 degrés d'un côté, et, dans une moindre mesure, en provenance des angles 40, 60 et 80° de l'autre. Pour le lac de Grand-Lieu, ce sont donc principalement les zones est et nord-est et les rives sud-ouest et ouest les plus soumises aux forçages externes.

Figure III-20 : Fetch modulé en fonction de la répartition annuelle des vents sur le lac de Grand-Lieu

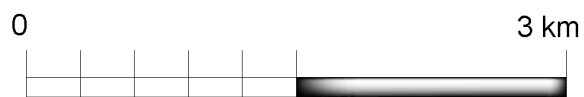
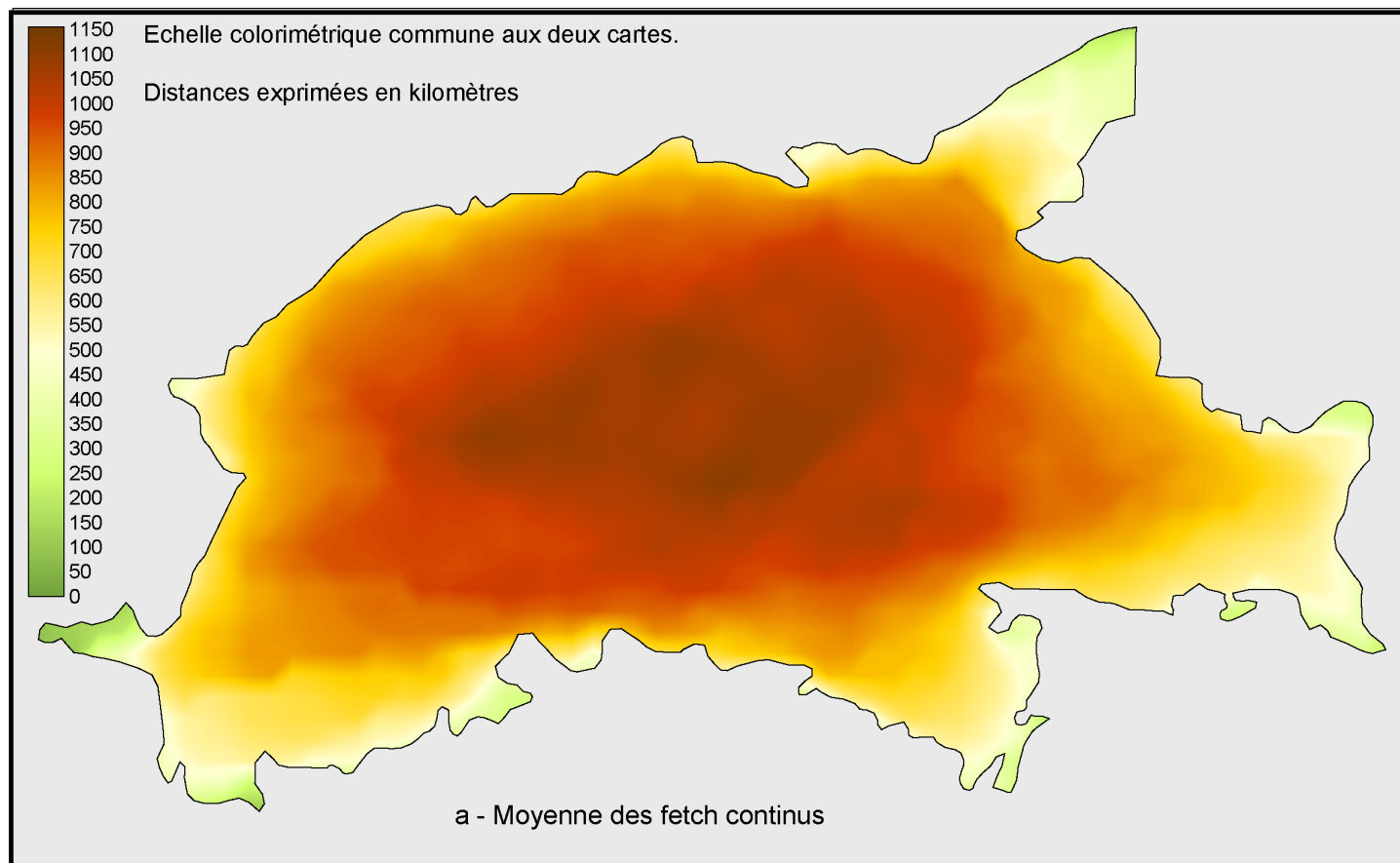


III – 1.3.2.2. *Fetch modulé versus fetch continu sur le lac de Grand-Lieu*

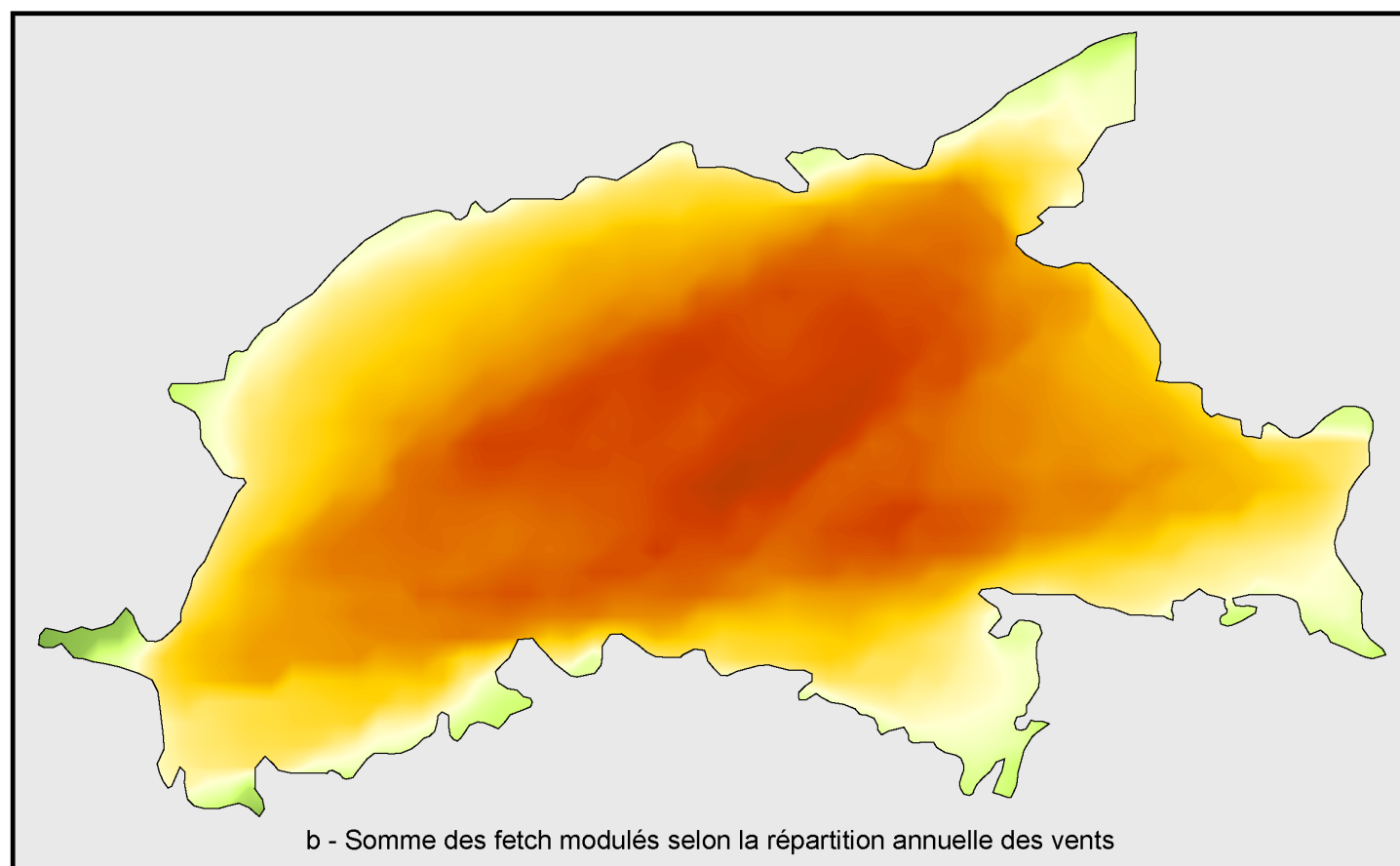
En comparant les fetch effectifs continus et les fetch modulés (*Fig. III-21*), il apparaît que les contrastes sont moindres. Pour le Balaton, les baies isolées et les rives plus exposées se démarquaient nettement après l'intégration des données météorologiques. Il n'en est pas de même pour Grand-Lieu pour lequel ce sont les couloirs de vent qui ressortent. Il semblerait donc que l'orientation de l'axe reliant les deux baies, situées au nord-est et à l'est, joue un rôle prépondérant car il correspond à celui des vents dominants. D'une manière plus générale, le développement du trait de côte relativement faible du lac entraîne une répartition homogène des courses de vent et ce, même après modulation. Ce constat est d'autant plus juste si on le compare à celui fait sur le Balaton dont la forme est très allongée.

Après le croisement des deux couches cartographiques (*Fig. III-22*), l'impact des vents dominants est mis en exergue sur les littoraux nord-est et sud-ouest. L'application des coefficients valorise bien les vents dominants de l'axe sud-ouest/nord-est. A l'inverse, le fetch dans l'axe perpendiculaire à ce dernier, soit la direction nord-ouest/sud-est, apparaît minoré après modulation. Ce phénomène est surtout flagrant le long de la rive nord-est où les courses du vent ne sont suivies que très rarement (*Fig. III-19*).

Figure III-21 : Comparaison entre le fetch effectif continu et le fetch modulé sur le lac de Grand-Lieu



Conception et réalisation : P. Papon - 2006
Univ. Limoges, CNRS UMR 6042



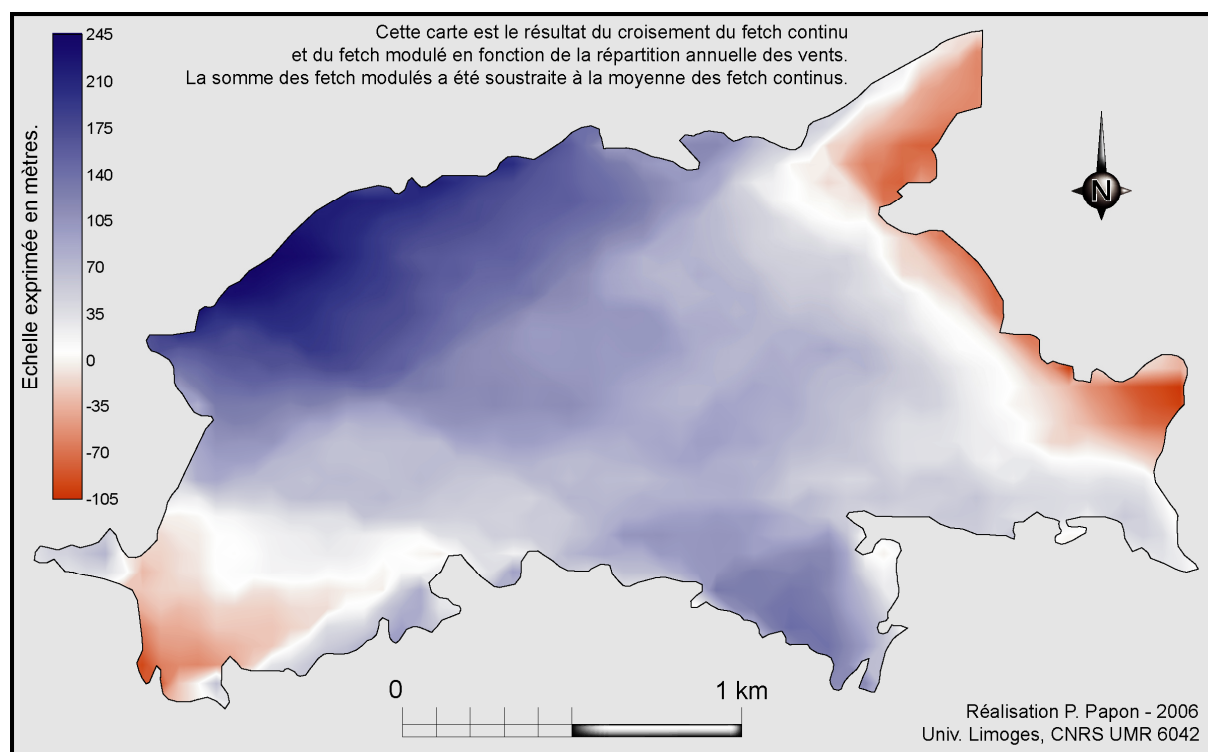


Figure III-22 : Différence absolue entre le fetch continu et le fetch modulé en fonction de la répartition du vent sur le lac de Grand-Lieu

III – 1.3.3. Le fetch modulé selon la répartition annuelle des vents sur le Grand Etang de Cieux

III – 1.3.3.1. Le fetch modulé selon chaque provenance de vent sur le Grand Etang de Cieux

Le Grand Etang de Cieux, situé sur le plateau limousin, sur le piémont oriental des monts de Blond, connaît un contexte météorologique légèrement différent de celui du lac de Grand-Lieu. Le principal point commun réside dans l'orientation des vents dominants selon un axe sud-ouest / nord-est (Fig. III-23). Pourtant les contrastes entre les vents les plus fréquents et les vents les plus rares sont atténués dans cette région du Limousin. En effet, si le rapport entre les extrêmes était d'environ 5 pour le lac de Grand-Lieu, il n'est qu'autour de 3 pour l'étang de Cieux (Tab. III-4).

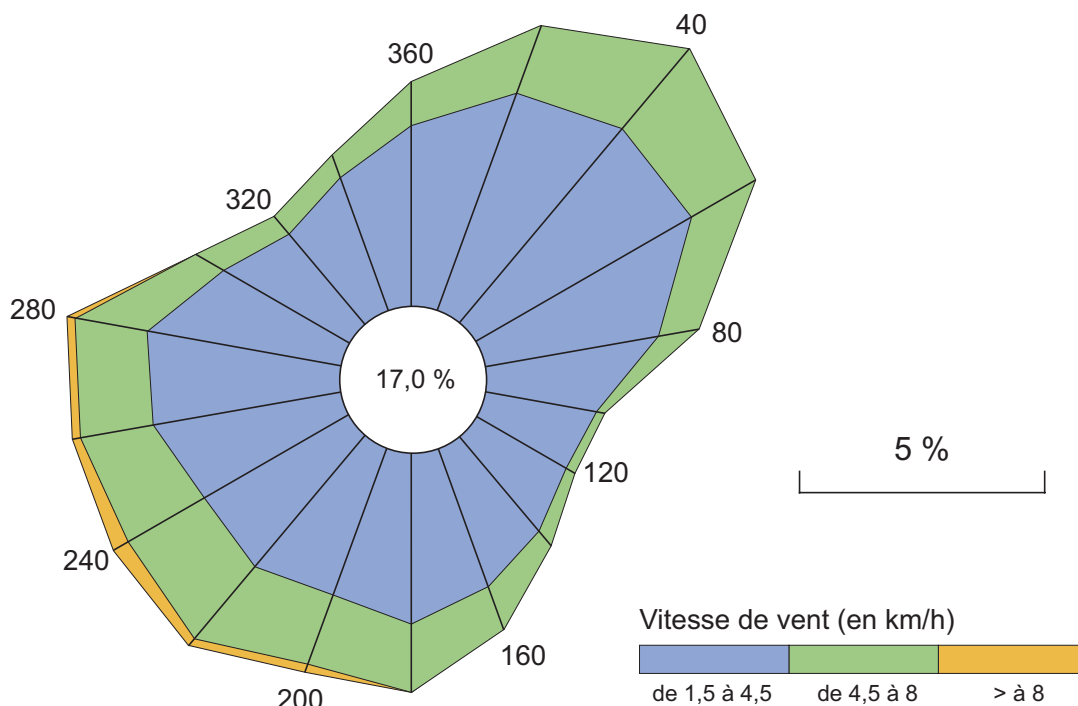


Figure III-23 : Rose des vents pour l'étang de Cieux
(données Météo France- Normales 1973-2000 – Station Limoges-Bellegarde)

Direction	de 1,5 à 4,5	de 4,5 à 8	> 8 km/h	Total
20	4,7	1,5	-	6,2
40	5,2	2,1	-	7,4
60	5,1	1,5	-	6,7
80	3,6	0,8	-	4,4
100	2,3	0,2	-	2,4
120	2,1	0,2	-	2,3
140	2,5	0,4	-	3,0
160	3,0	0,9	-	4,0
180	3,5	1,4	-	4,9
200	3,2	1,5	0,1	4,9
220	3,5	1,9	0,1	5,5
240	3,4	1,8	0,2	5,4
260	3,9	1,5	0,1	5,5
280	4,0	1,5	0,1	5,6
300	3,0	0,7	-	3,8
320	2,4	0,5	-	2,9
340	2,9	0,5	-	3,4
360	3,7	0,9	-	4,6
Total	62,0	19,9	1,1	83,0
Période de calme (entre 0 et 1,5 km/h)				17,0

Tableau III-4 : Données météorologiques sur les vents pour l'étang de Cieux
(données Météo France- Normales 1973-2000 – Station Limoges-Bellegarde)

L'orientation du plan d'eau de Cieux, avec ses plus grandes longueurs alignées nord-est/sud-ouest, correspond parfaitement avec les secteurs de vents dominants (Fig. III-24). Pour cela, les deux cartes correspondant aux vents et leurs fetch arrivant sous les angles 40° et en vis-à-vis 220° , sont celles qui présentent les plus fortes valeurs. Dans une moindre mesure, les angles proches de ces derniers (20° , 60° et 240°) sont des orientations de vents donnant naissance à des valeurs de fetch modulés conséquents. En revanche, aucune autre provenance n'est capable de générer un couple fréquence de vent/fetch suffisamment remarquable. Là encore, en observant les cartes de fetch selon chaque provenance, les vents dominants, lorsqu'ils correspondent aux plus grandes longueurs en eau libre, génèrent des valeurs largement supérieures aux autres.

III – 1.3.3.2. Fetch modulé versus fetch continu sur le Grand Etang de Cieux

Le regroupement des valeurs (Fig. III-25) permet encore une fois d'apprécier les renseignements apportés par la modulation. Pour le Grand Etang de Cieux, comme pour Grand-Lieu et à l'inverse du Balaton, les contrastes entre les extrêmes sont atténués. Ainsi la zone centrale semble balayée de manière plus diffuse et plus régulière. En revanche, les baies sont plus protégées avec des valeurs de fetch modulés non pas plus faibles, mais plus nombreux. Par conséquent, les fetch courts dans ces baies occupent des espaces plus importants. Le Grand Etang de Cieux représente donc un intermédiaire entre nos deux exemples précédents. A l'instar du Balaton, les baies sont plus isolées une fois la répartition des vents prise en compte. Enfin, tout comme le lac de Grand-Lieu, les contrastes sont amoindris, faisant apparaître une zone centrale plus diffuse que lorsque les vents dominants sont occultés.

Figure III-24 : Fetch modulé en fonction de la répartition annuelle des vents sur le Grand Etang de Cieux

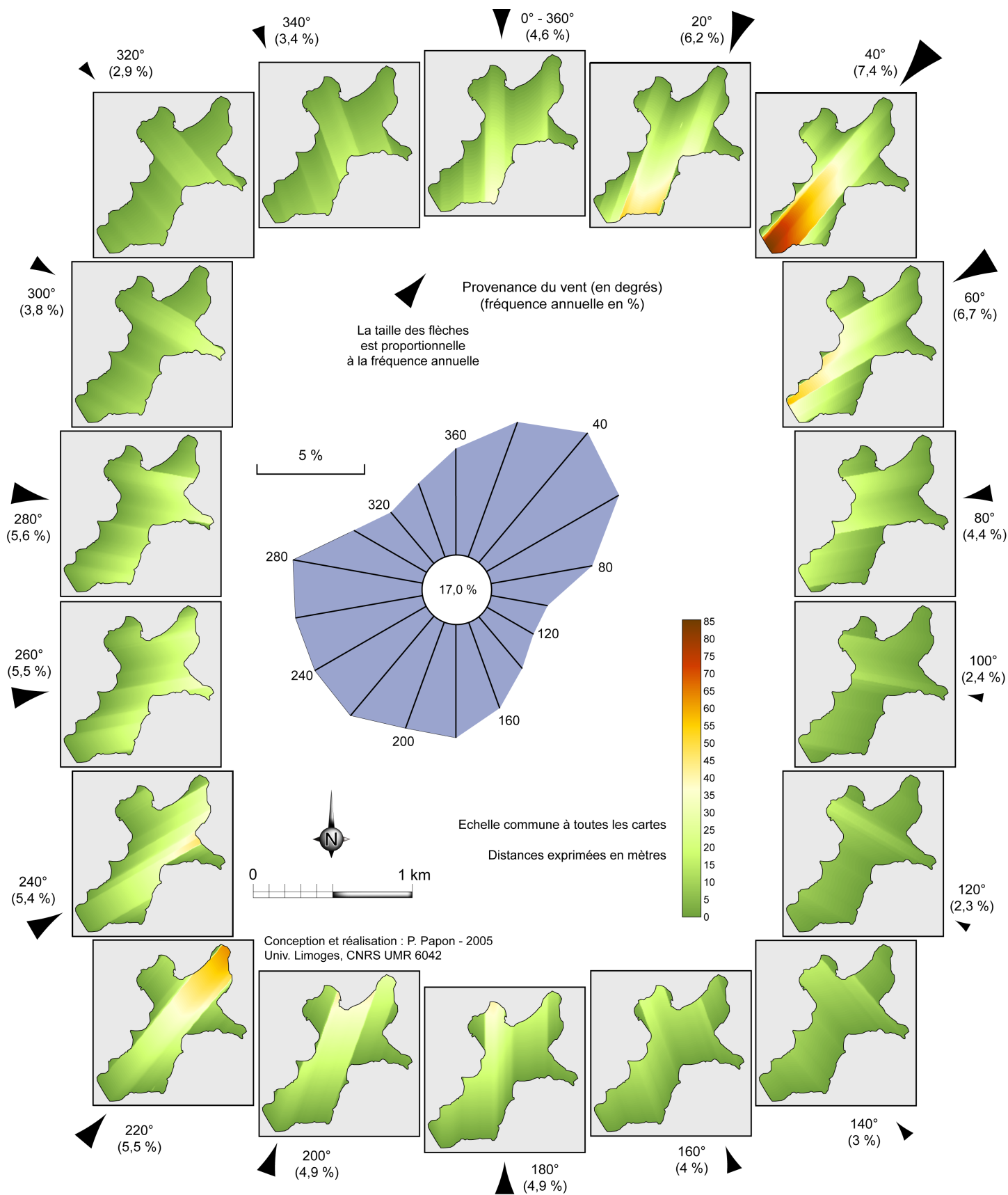
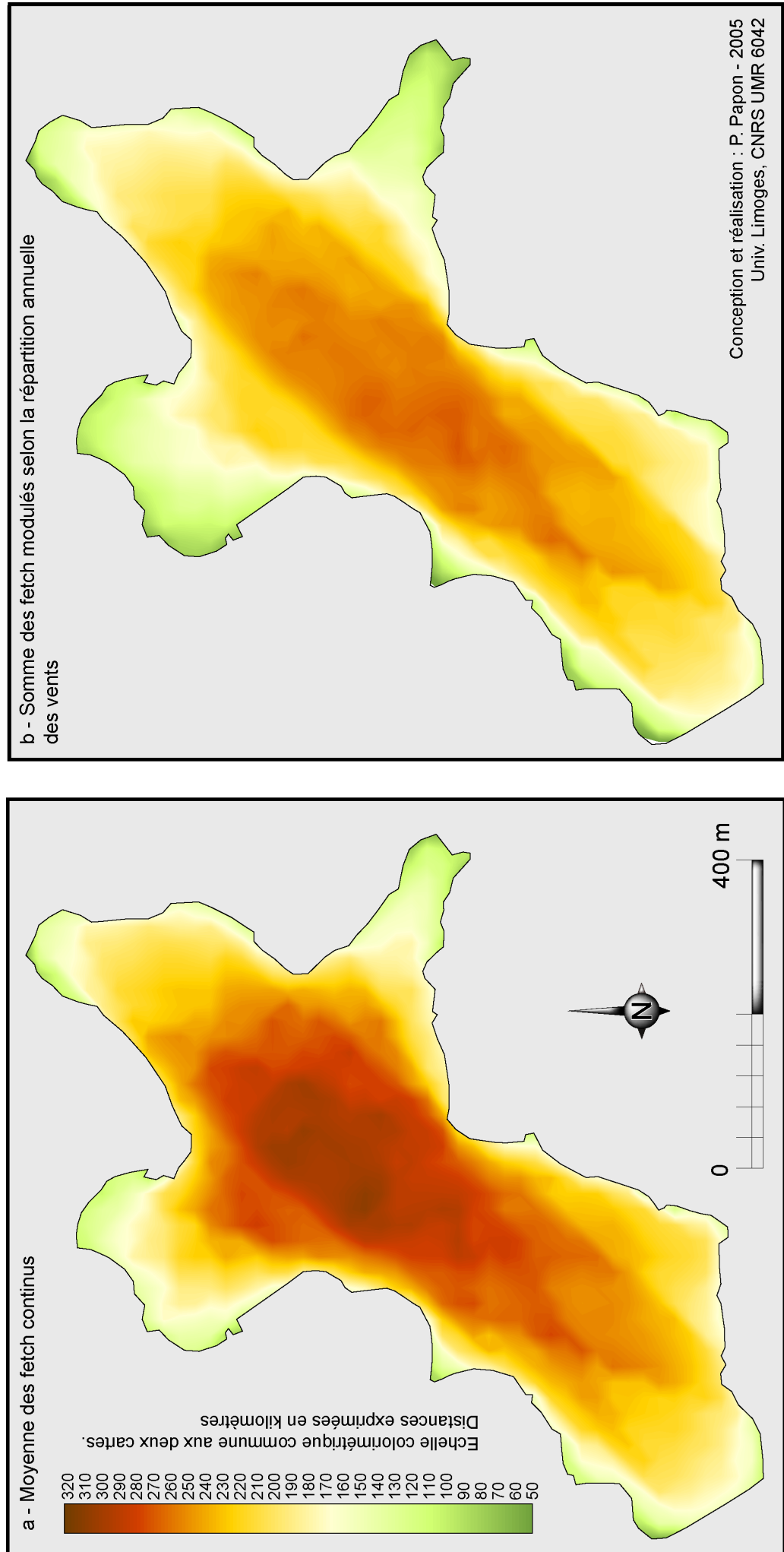


Figure III-25 : Comparaison entre le fetch effectif continu et le fetch modulé sur le Grand Etang de Cieux



En comparant les deux fetch (avant et après modulation) par le biais du croisement cartographique (Fig. III-26), de nouveaux renseignements apparaissent. Tout d'abord, seule la partie à l'extrême sud du plan d'eau ressort réellement après modulation. Seuls les vents de nord-est sont donc valorisés par l'application du coefficient. Enfin, la partie centrale de la baie de Pranaud (située au nord-ouest) est quant à elle plus protégée qu'elle ne l'était sans tenir compte de la répartition des vents. Ailleurs, les valeurs sont dans l'ensemble légèrement minorées par la modulation.

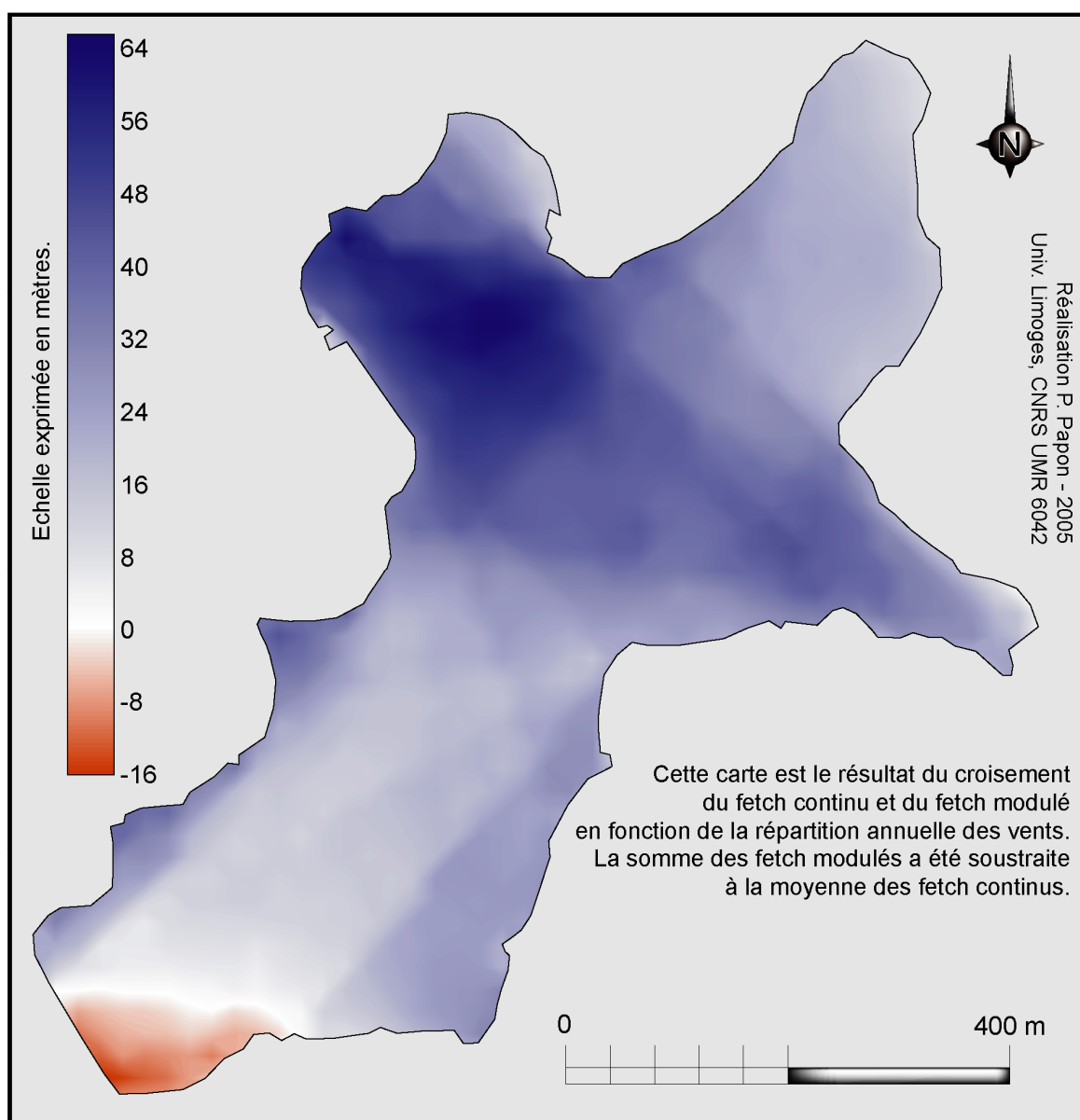


Figure III-26 : Différence absolue entre le fetch continu et le fetch modulé en fonction de la répartition du vent sur le Grand Etang de Cieux

III – 1.3.4. L'utilité et les limites du fetch modulé

En conclusion de nos résultats sur le fetch modulé en fonction de la répartition des vents, il ressort que l'orientation et la forme du plan d'eau associées à la rose des vents apporte un éclairage nouveau. Des différences se sont dessinées entre nos exemples. Elles sont bien entendu d'autant plus grandes que la répartition des vents est déséquilibrée. C'est le cas avec des lacs comme Grand-Lieu et le Balaton où les vents dominants écrasent par leur présence les vents plus rares. Pour le Grand Etang de Cieux, pour lequel la distribution des vents est plus homogène, l'application des coefficients est moins nette.

S'il est un reproche à faire à ce fetch modulé, c'est la difficulté de lecture des valeurs absolues qu'il fournit. Les échelles correspondent à des longueurs coefficientées peu faciles à interpréter. Au-delà des valeurs absolues de courses de vent, étroitement liées à la superficie du plan d'eau, ce sont les valeurs à l'intérieur du tracé de berge qui ont ici un réel intérêt. Le fetch modulé permet de regrouper deux notions : la fréquence des vents et leur course. Il trouve donc un intérêt non pas dans l'analyse comparative de longueur de courses de vent, mais dans leurs différentes distributions d'un plan d'eau à un autre.

Les différentes cartographies de courses de vent réalisées nous ont amené des simples potentialités jusqu'à la prise en compte de la répartition annuelle des vents. Cette approche est un moyen d'aborder l'influence du vent sur nos plans d'eau superficiels par rapport à leurs dimensions horizontales et sur des échelles de temps annuelles. Afin de compléter l'étude de nos faibles tranches d'eau, il est indispensable de se pencher sur les distributions verticales des processus limnologiques, et ce, à des échelles de temps plus courtes. Par l'approche des températures de l'eau croisées avec les conditions météorologiques, cet éclairage peut être réalisé.

III – 2. Le comportement des plans d'eau superficiels : de l'échelle mensuelle à l'échelle horaire

III – 2.1. L'analyse températures de l'échelle mensuelle à journalière

III – 2.1.1. Des différences de comportements à l'échelle mensuelle²¹...

Pour le lac de Grand-Lieu, les trois thermomètres de la station thermométrique placée à l'est ont des moyennes de températures très proches. De la surface vers le fond, les moyennes du semestre (de mai à octobre 2004) sont 20, 19,9 et 19,6 °C. Ces moyennes permettent de replacer Grand-Lieu dans la catégorie des plans d'eau superficiels. En effet, les différences entre les moyennes de températures de surface et de fond sont extrêmement réduites. Ce faible écart montre que le comportement thermique global est loin de celui d'un lac profond dans lequel les moyennes de températures entre les couches de surface et de fond connaissent de grands écarts.

A l'échelle mensuelle, les moyennes de températures de l'eau de surface et intermédiaire sont les mêmes pour les mois de mai (10 derniers jours), août et septembre tandis qu'elles ne diffèrent au maximum que de 0,3 °C en juillet (*Tab. III-5*).

Mois	Moyenne mensuelle de l'eau à 25 cm	Moyenne mensuelle de l'eau à 90 cm	Moyenne mensuelle de l'eau au fond	Moyenne mensuelle de l'air
Mai	19,7	19,7	19,3	18,7
Juin	21,6	21,4	20,7	19
Juillet	21,3	21	20,1	18,9
Août	21,6	21,6	21,2	20
Septembre	19,3	19,3	19,5	18,6
Octobre	14,5	14,7	15,4	15,9

Tableau III-5 : Moyennes mensuelles de températures de l'eau et de l'air au lac de Grand-Lieu (année 2004)

²¹ Le terme « mensuelle » définit pour l'auteur l'échelle d'une étude fondée sur des moyennes mensuelles. Les résultats sont représentatifs des comportements sur plusieurs mois, soit à l'intérieur d'une année.

Les courbes des moyennes mensuelles (*Fig. III-27*) montrent bien les faibles écarts entre la surface et le fond. Les écarts les plus importants entre la surface et le fond, pour les mois de juin et juillet, sont respectivement 0,9 et 1,3 °C. De plus, nous remarquons que la température moyenne de l'air reste constamment inférieure à celle de l'eau.

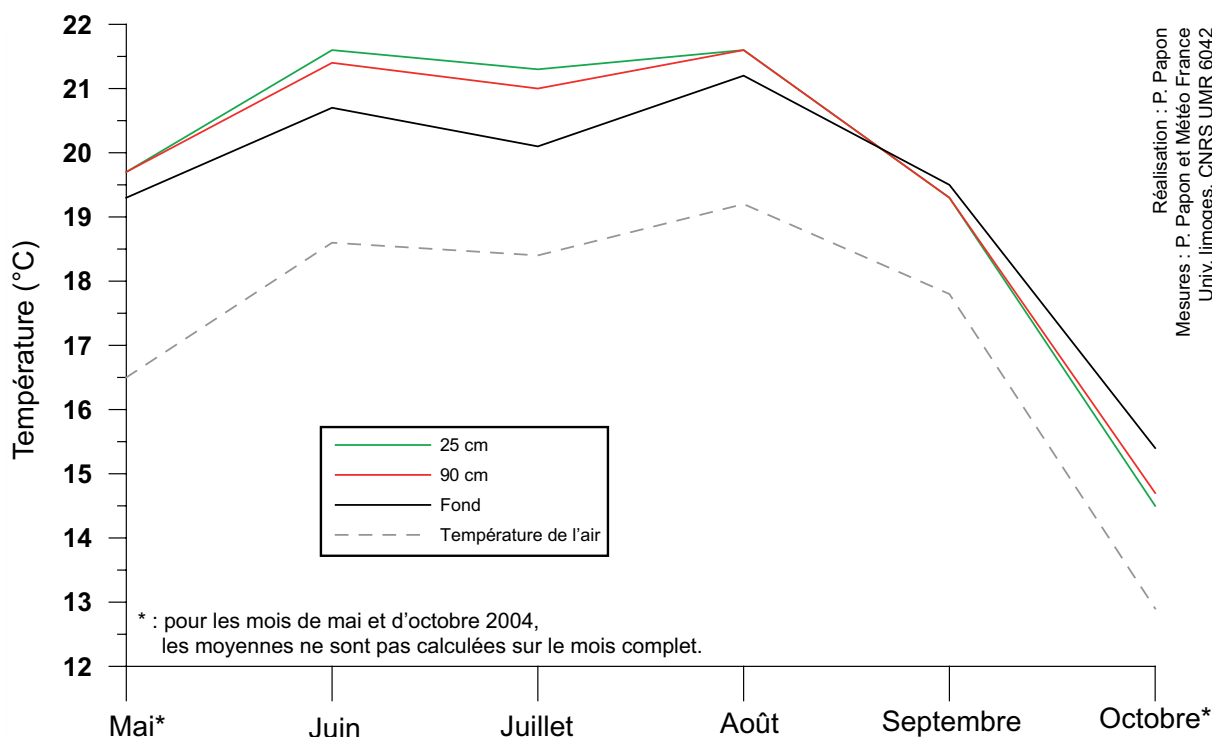


Figure III-27 : Températures moyennes mensuelles de l'eau et de l'air sur le lac de Grand-Lieu de mai à octobre 2004

Pour le Grand Etang de Cieux, les écarts sont en revanche plus marqués et ce, de plus en plus au fur et à mesure que l'on s'avance au cœur de l'été (*Fig. III-28*). En effet, si pour la fin du mois d'avril, l'écart entre la température moyenne de surface et celle de fond est 1,2 °C, il atteint 4,6 °C pour la moyenne des 17 premiers jours du mois de juin.

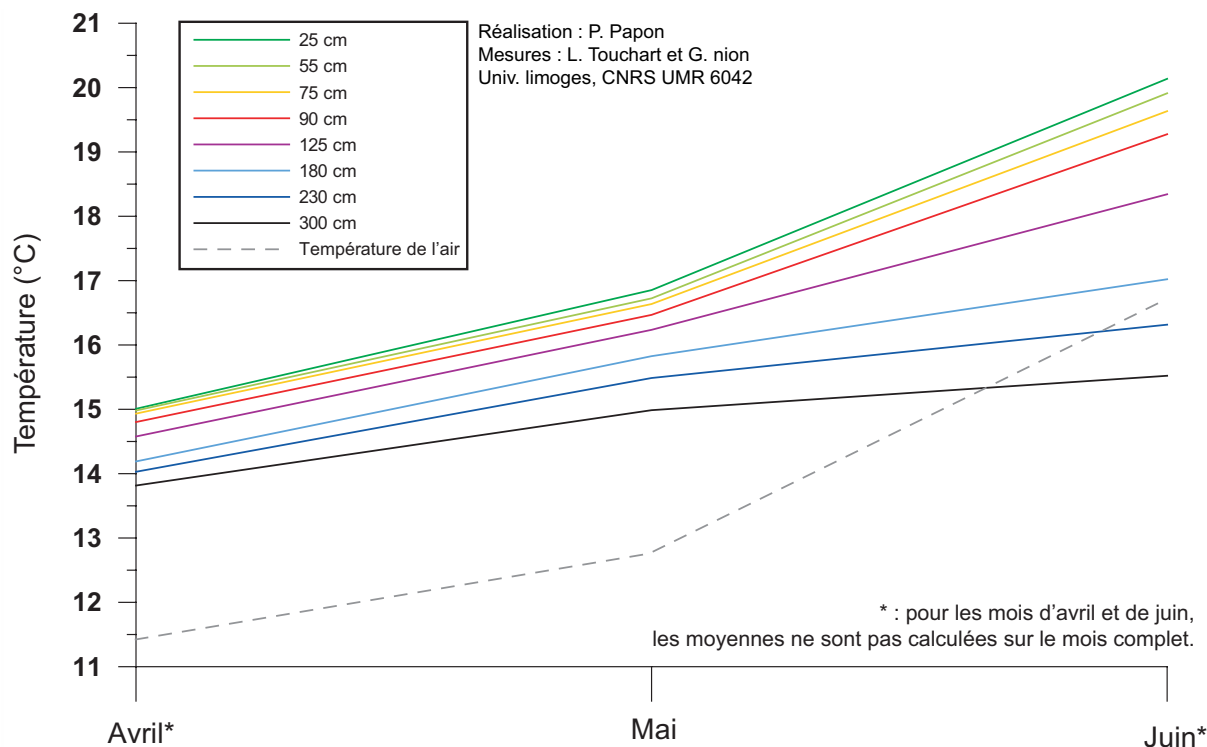


Figure III-28 : Températures moyennes mensuelles de l'eau et de l'air sur le Grand Etang de Cieux d'avril à juin 2002

A l'échelle mensuelle, nos deux plans d'eau présentent donc des écarts de température entre la surface et le fond relativement faibles en comparaison avec des lacs profonds. Cependant, nous pouvons d'ores et déjà mettre en exergue la différence de comportement entre notre lac pelliculaire de grande envergure et notre étang relativement profond. En d'autres termes, le lac de Grand-Lieu, dont l'indice de creux est de 0,17, connaît des différences verticales de températures plus faibles que l'Etang de Cieux possédant un indice de creux de 2,8 (Tab. III-6).

Plan d'eau	Indice de creux	Différence de température surface/fond Mai	Différence de température surface/fond Juin
Grand-Lieu	0,17	0,4 °C	0,9 °C
Etang de Cieux	2,8	1,2 °C	3,8 °C

Tableau III-6 : Comparaison des indices de creux et des moyennes mensuelles de températures de l'eau, de mai et de juin, pour Grand-Lieu et l'Etang de Cieux

Afin de mieux cerner ces différences sous-jacentes à l'échelle mensuelle, il nous faut passer à l'échelle journalière.

III – 2.1.2. ...confirmées à l'échelle journalière²²

A l'échelle des moyennes journalières, le lac de Grand-Lieu présente de faibles écarts de températures entre la surface et le fond. En effet, sur 54,4 % de la période de mesure, soit 85 jours sur 156, la différence entre les moyennes journalières est nulle ou ne dépasse pas le degré (*Fig. III-29*). Cet écart atteint son maximum pour la journée du 16 juillet avec seulement 3,9 °C. En outre, la corrélation entre les températures de l'air et la température à 25 cm est très forte (*Fig. III-30a*), avec un coefficient de corrélation atteignant 0,74. Le lien s'atténue en revanche lorsque l'on met en relation la température de l'eau de fond et celle de l'air. Cependant, la corrélation entre ces deux dernières reste présente (*Fig. III-30b*), bien que plus faible (coefficient de corrélation = 0,58). Ces corrélations positives signifient que les variations de température de l'air affectent celles de l'eau à une échelle inférieure à celle de la journée. Par conséquent, il apparaît qu'un plan d'eau superficiel comme le lac de Grand-Lieu est suffisamment sensible pour avoir un temps de réponse à l'échelle pluri-horaire ou horaire. Les corrélations à l'échelle journalière n'étant pas parfaites, il se peut également que les journées ne suivent pas la même tendance selon les conditions météorologiques. En d'autres termes, la corrélation entre températures de l'air et de l'eau était-elle la même lors d'une journée chaude sans vent et une journée plus froide et dépressionnaire ? Il nous faut pour cela étudier les variations de température à un pas de temps inférieure à celui de la journée.

²² Le terme « journalière » définit pour l'auteur l'échelle d'une étude fondée sur des moyennes journalières et non pas sur des données horaires définissant le comportement du plan d'eau sur une journée.

Figure III-29 : Températures moyennes journalières de l'eau et de l'air au lac de Grand-Lieu du 19 mai au 31 octobre 2004

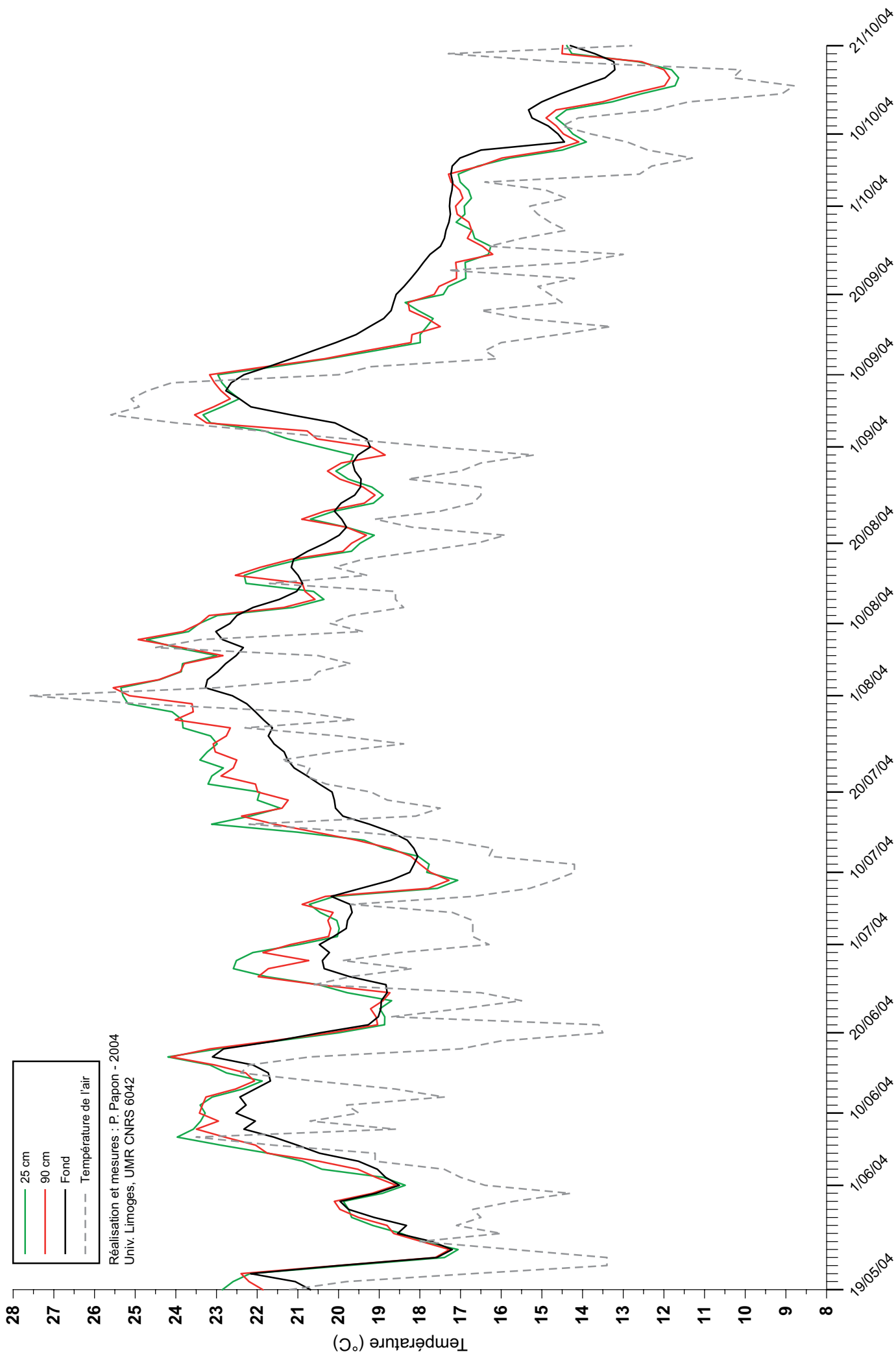
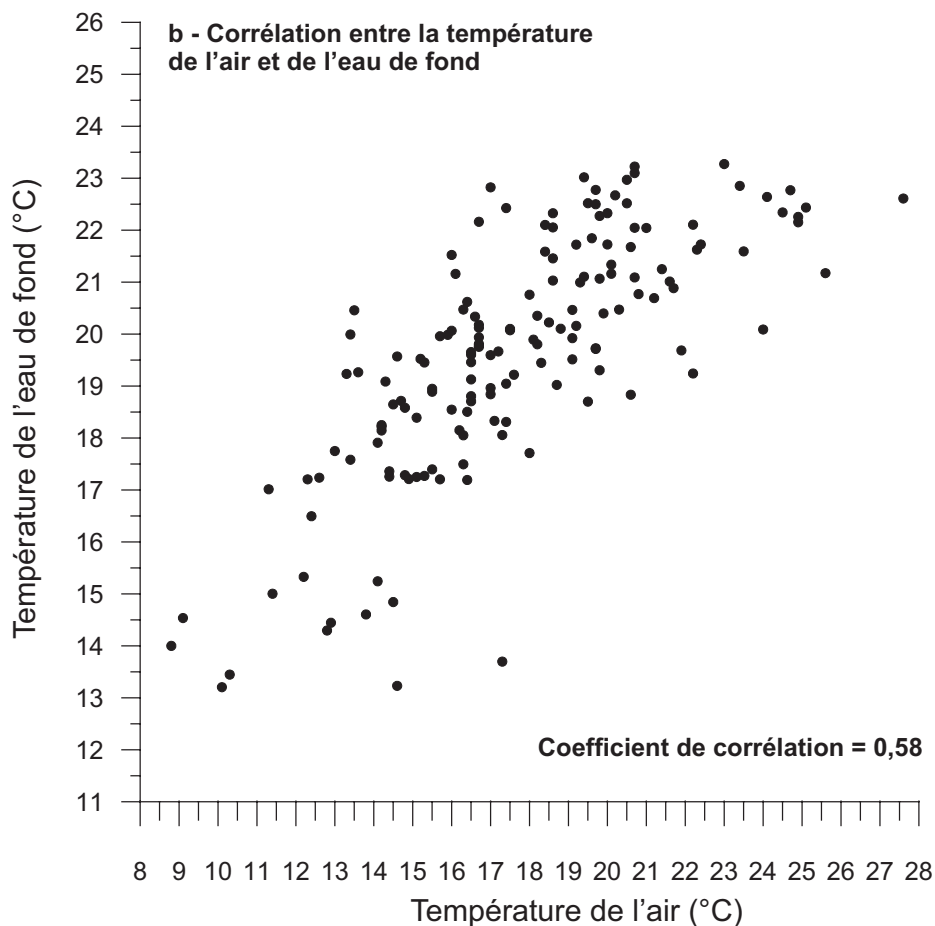
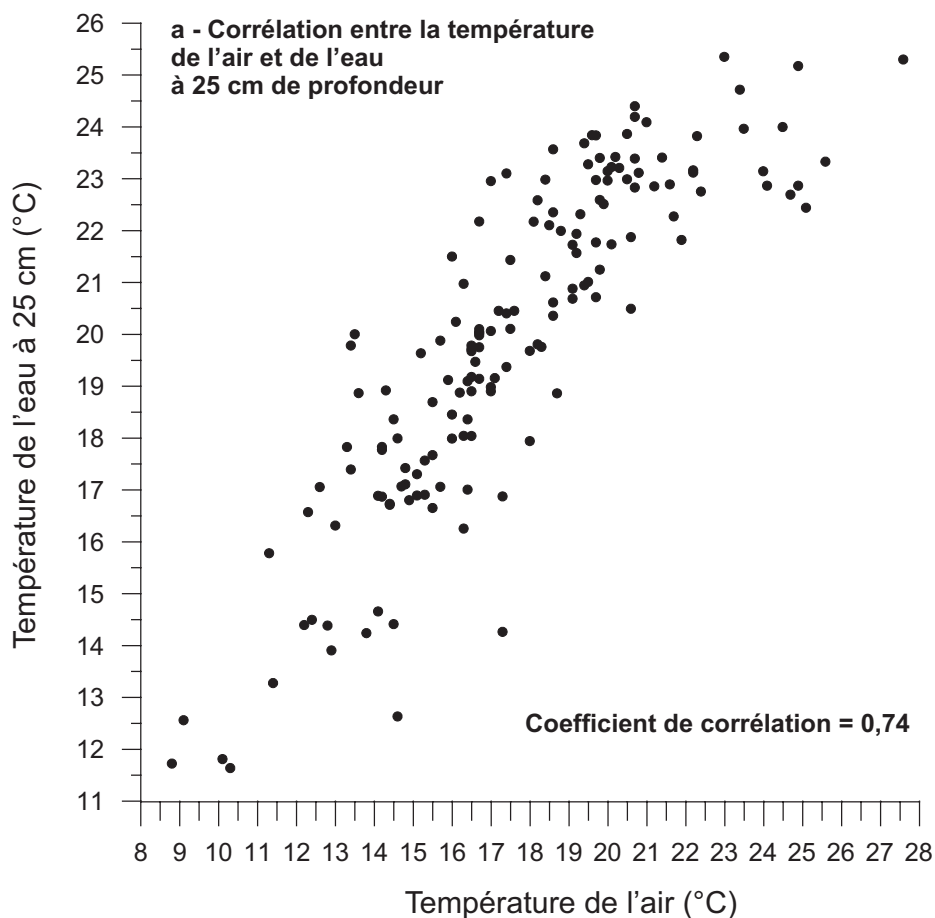


Figure III-30 : Corrélation entre les moyennes journalières des températures de l'air et des températures de l'eau à 25 cm et de fond au lac de Grand-Lieu



Pour le Grand Etang de Cieux, les écarts entre les températures moyennes journalières sont très variables. Plusieurs périodes présentent une homothermie tandis qu'au 17 juin, la température moyenne à 25 cm est supérieure de 11 °C à celle du fond (3 m). Chaque homothermie se situe dans une période pendant laquelle la température de l'air est inférieure à celle de l'eau de fond (*Fig. III-31*). Ce phénomène est d'autant plus marqué lorsque l'air connaît un refroidissement prolongé. Nous pouvons l'observer sur les courbes durant les périodes du 26 avril au 7 mai et du 22 au 30 mai. Ces deux épisodes de refroidissement de l'air furent toutes les deux suffisamment longues pour que les températures de surface et intermédiaires diminuent pour atteindre les valeurs de celles du fond. En revanche, lorsque la baisse des températures de l'air n'est pas suffisamment longue, elle ne suffit pas à provoquer une homothermie. C'est le cas pour la période du 17 au 19 mai par exemple.

Il faut ajouter au rôle des températures de l'air, celui du vent, visible à l'échelle des moyennes journalières. Ces dernières pour le vent ont été couplées au fetch moyen journalier afin de prendre en compte le vent et sa course²³ (*Fig. III-32*). Aux périodes de forçages externes intenses correspondent les phases de mélange de la tranche d'eau, notamment pour la fin du mois d'avril, les 13 et 14 juin, du 24 au 28 mai et enfin du 7 au 11 juin. Il ne faut cependant pas attribuer au vent et à sa course l'origine des brassages puisque ces périodes sont des passages dépressionnaires et sont donc caractérisées par une chute des températures de l'air et parfois par la présence de précipitations (*Fig. III-31*).

²³ L'indice utilisé est issu de la formule du nombre de Wedderburn, créé par Thompson & Imberger (1980). Ce nombre correspond au rapport de la flottabilité par la possibilité de brassage (Touchart, 2002). Dans l'équation, la possibilité de brassage est placée en dénominateur et est exprimée : u^2L . Avec :

u = vitesse de cisaillement due au vent, obtenue par le produit de la vitesse du vent (en m/s) et du coefficient de frottement (constant de $1,3 \cdot 10^{-3}$)

L = course du vent (en m)

Figure III-31 : Températures moyennes journalières de l'eau et de l'air au Grand Etang de Cieux du 16 avril au 17 juin 2002

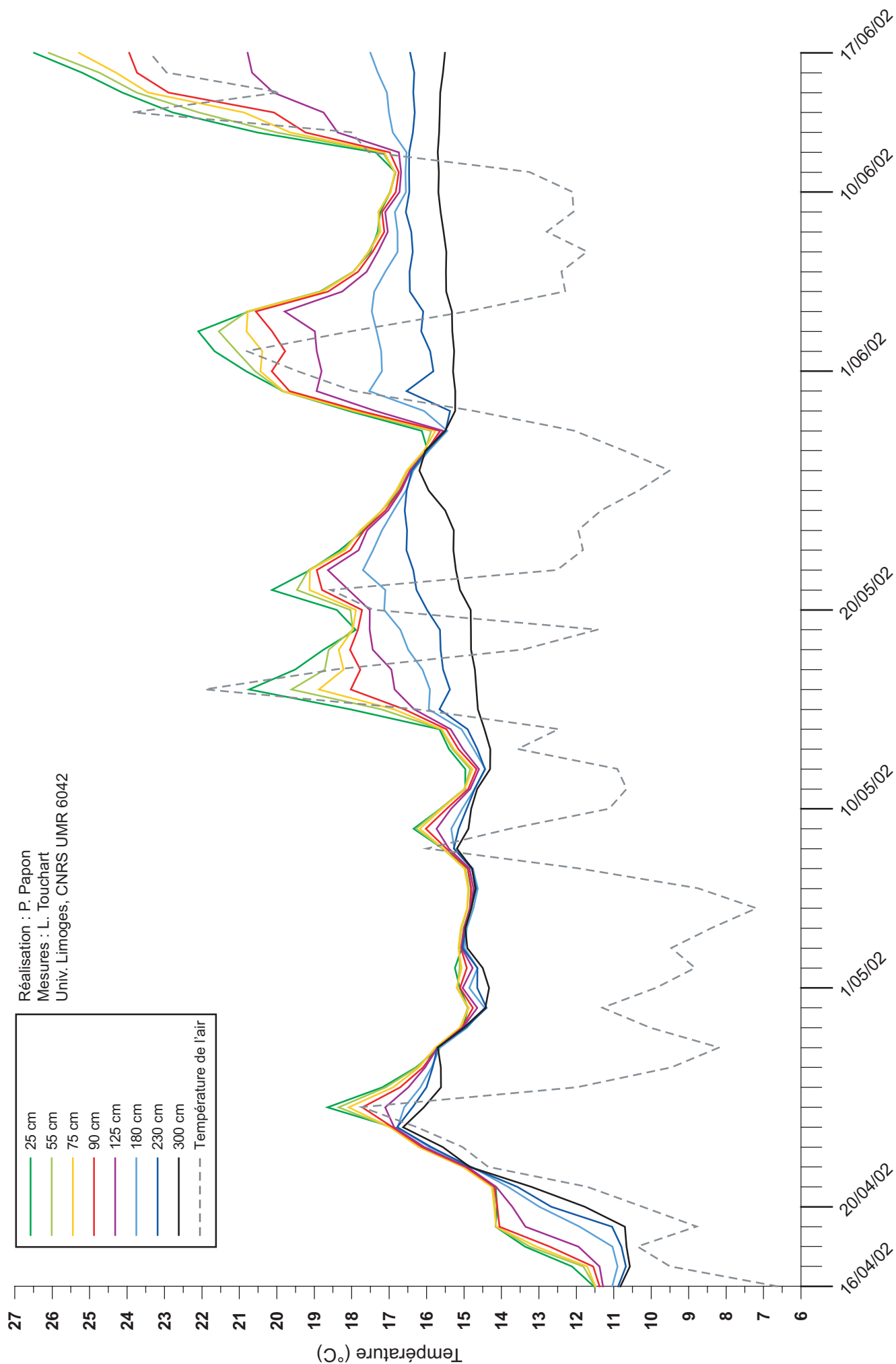
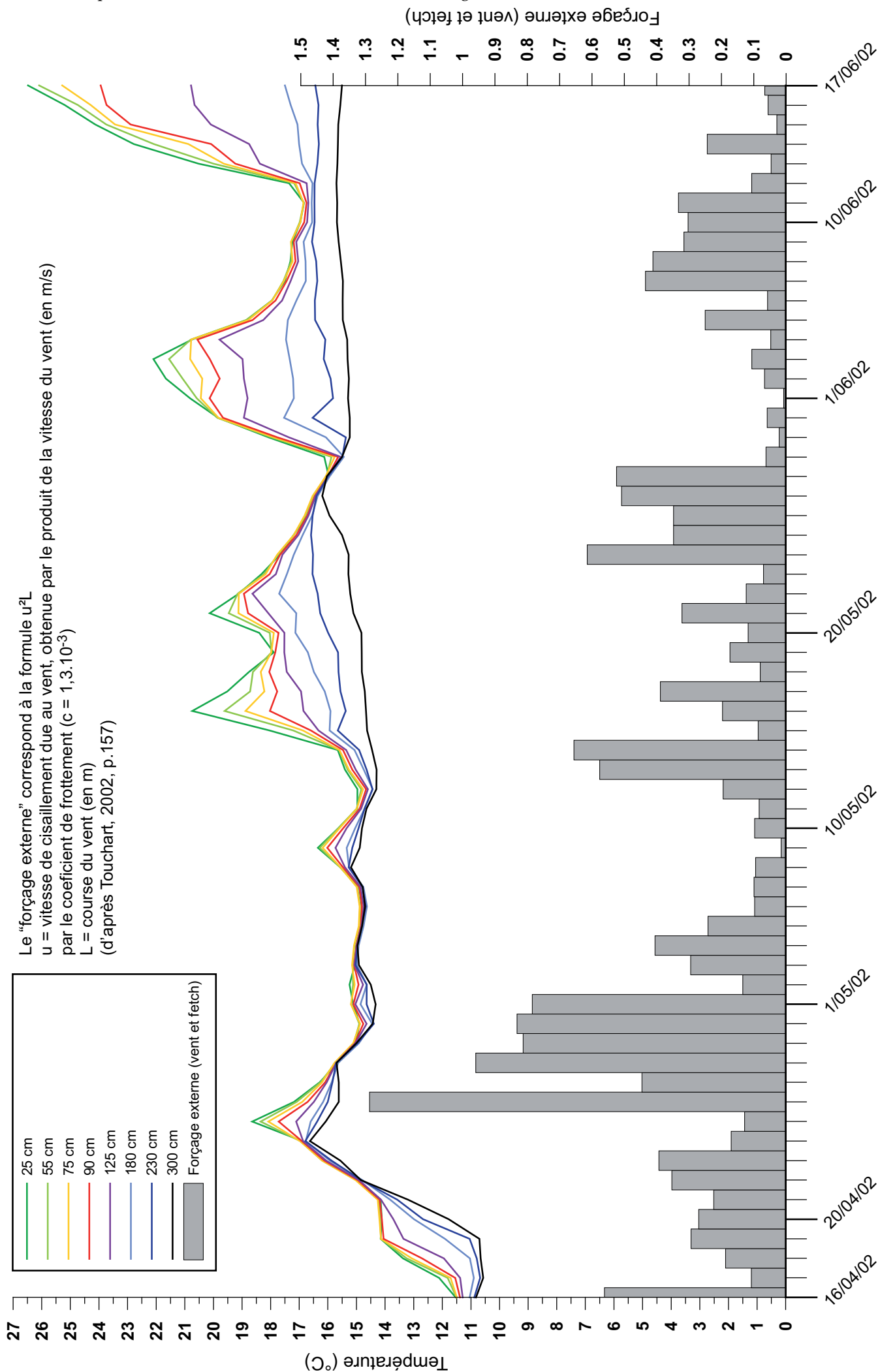


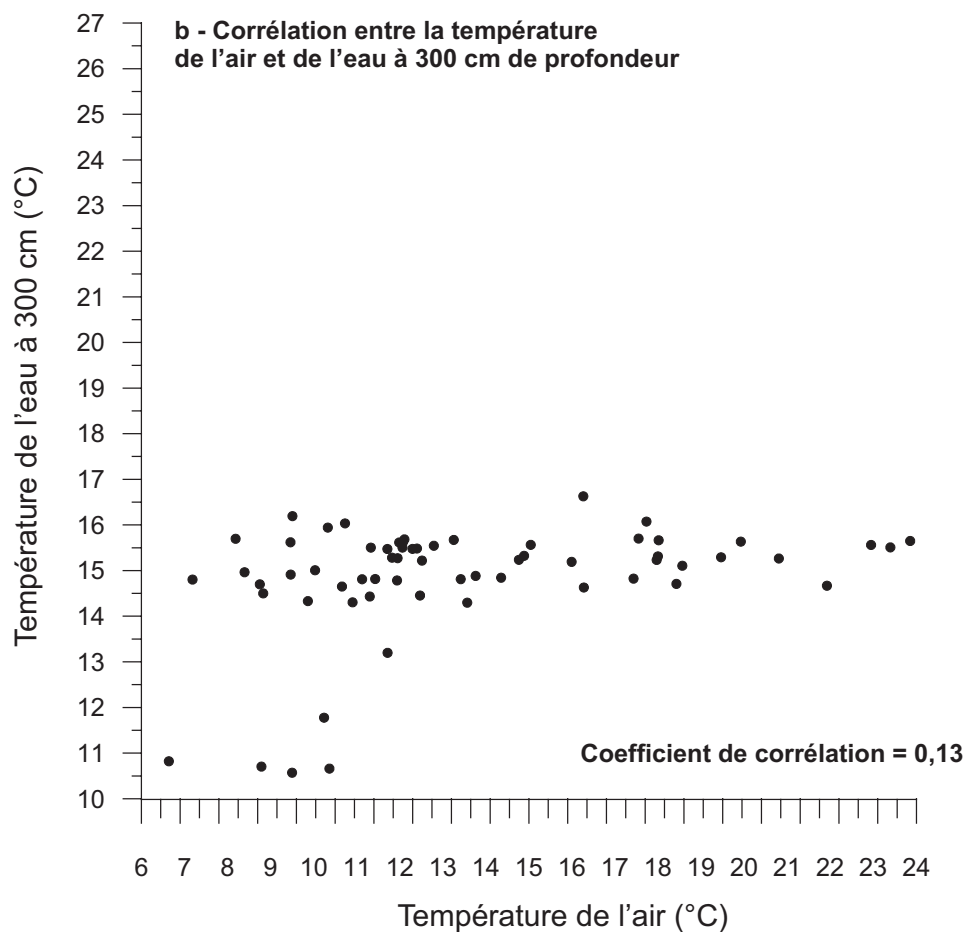
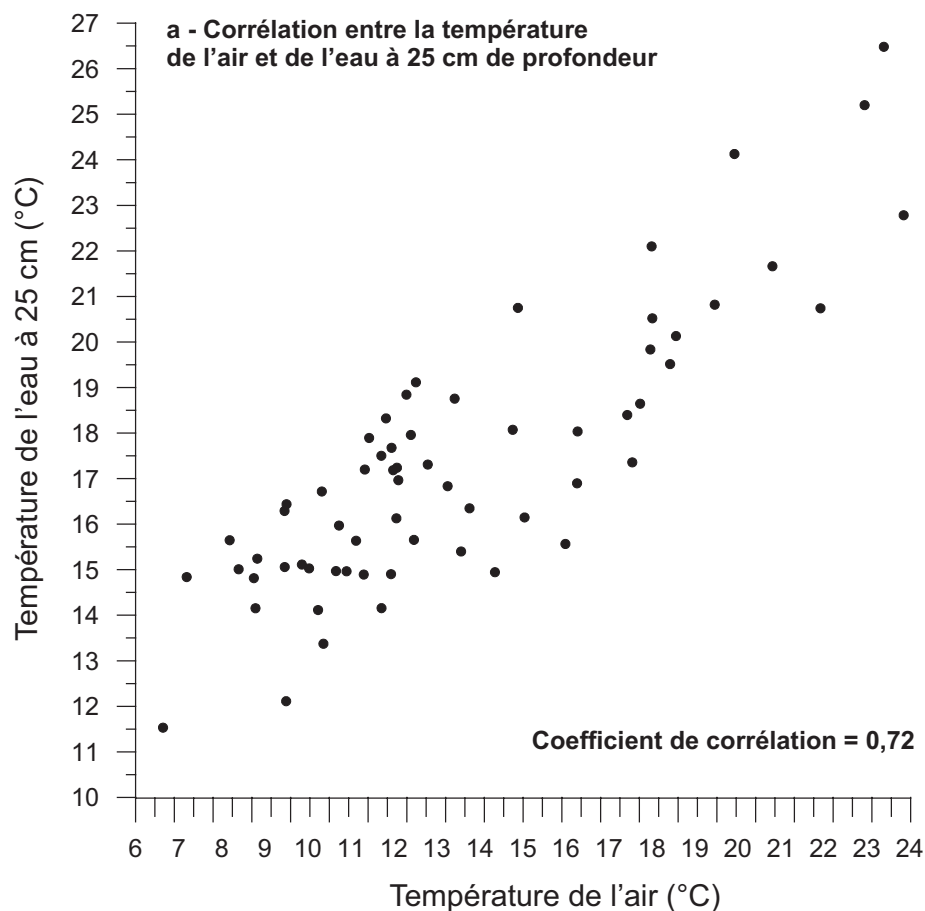
Figure III-32 : Moyennes journalières des températures de l'eau et des forçages externes au Grand d'Etang de Cieux du 16 avril au 17 juin 2002



En corrélant les températures moyennes journalières de l'air et de l'eau, il apparaît que si le rapport entre température de l'air et celle de l'eau de surface est marqué (*Fig. III-33a*), il n'existe en revanche aucune relation notable entre l'air et l'eau à 300 cm (*Fig. III-33b*). Par conséquent, le constat précédemment établi trouve ici un éclaircissement partiel. Si la température extérieure influence les écarts de températures entre la surface et le fond, ce n'est qu'en jouant un rôle sur la seule température de surface. Parallèlement, comme pour Grand-Lieu, il apparaît que le temps de réponse des eaux de surface est inférieur à 24 heures. Cependant, le phénomène semble plus complexe au fur et à mesure que l'on s'enfonce dans la colonne d'eau. Le temps de réaction des couches profondes serait quant à lui, et si l'on en croit la corrélation (*Fig. III-33b*), supérieur à la journée. Hormis la première semaine de mesures, durant laquelle l'intégralité de la colonne d'eau s'est réchauffée avec l'air de manière conséquente, la température moyenne journalière de fond est restée stable. L'amplitude de cette dernière n'est en effet que de 2 degrés sur toute la période de mesure. Pour le Grand Etang de Cieux, l'analyse des moyennes journalières confirme donc le rôle de sa plus grande profondeur relative dans la durabilité et l'intensité de la stratification thermique. Là aussi, il est nécessaire de descendre dans les échelles de temps pour en avoir la confirmation ou l'infirmité.

A l'échelle journalière, il semble donc que la température de l'air guide les rythmes entre brassage et stratification, en influençant la température de surface, lorsque les variations de températures de l'air sont suffisamment prolongées. Ainsi devons-nous nous demander si ce rôle apparaît aussi nettement à l'échelle horaire. La température de l'eau de surface suit-elle fidèlement la température de l'air et surtout cette dernière est-elle la seule à jouer sur l'homogénéisation de la colonne d'eau ? En d'autres termes, qui l'emporte entre la convection libre et la convection forcée ?

Figure III-33 : Corrélation entre les moyennes journalières des températures de l'air et des températures de l'eau à 25 cm et à 300 cm au Grand Etang de Cieux



III – 2.2. L'analyse des températures à l'échelle horaire

Si l'observation des températures moyennes mensuelles et journalières nous apporte un éclairage intéressant, il nous démontre systématiquement que les temps de réponse de nos plans d'eau sont inférieurs à la journée. Il est par conséquent nécessaire de nous plonger dans l'analyse de nos données à l'échelle horaire, afin de tenter de déterminer parallèlement :

- s'il apparaît des phénomènes particuliers aux plans d'eau pelliculaires
- si le temps de réponse de nos plans d'eau est supérieur ou inférieur à l'heure

III – 2.2.1. L'absence de stratification thermique en plan d'eau superficiel : mythe ou réalité ?

Avant de tenter de répondre à la question concernant la mise en place et le rythme des brassages dans nos plans d'eau, il serait semble-t-il important de savoir s'il existe de réelles périodes de stratification. Le cas échéant, quelles en sont l'intensité et la durée ? Là encore, peut-on dégager un comportement type lié aux plans d'eau pelliculaires ?

Les deux plans d'eau sur lesquels nos stations thermiques ont été disposées présentent des comportements bien différents. En effet, si le lac de Grand-Lieu n'a jamais connu durant la période de mesure de stratification *stricto sensu*, le Grand Etang de Cieux a, quant à lui, présenté un fonctionnement s'approchant des plans d'eau profonds.

III – 2.2.1.1. Les eaux du lac de Grand-Lieu : des températures toujours changeantes

Avant tous commentaires concernant les données récoltées sur le lac de Grand-Lieu, il est important de noter que le nombre de thermomètres posés le long de la chaîne était de trois. Le premier était placé à 25 cm de la surface, le deuxième à 90 cm et enfin le troisième reposait sur le fond. S'il a été possible de détecter la présence d'une thermocline, il est en revanche difficile, voire impossible de la localiser dans la tranche d'eau, avec un nombre de points de mesure aussi faible.

III – 2.2.1.1.1. Une colonne d'eau homotherme rarement stratifiée

Sur le lac de Grand-Lieu, la tranche d'eau est marquée par une homogénéité des températures. Sur les 3 744 heures de mesure, seulement 273 indiquent un quotient entre la température de surface et intermédiaire supérieur à 1,05²⁴. Par conséquent, la température sur la colonne d'eau n'est pas restée homogène 7,3 % du temps, soit 11,3 jours au total (en additionnant les heures) sur les 156 de mesure (Fig. III-34). C'est donc pendant une écrasante majeure partie du temps que la colonne d'eau est homotherme.

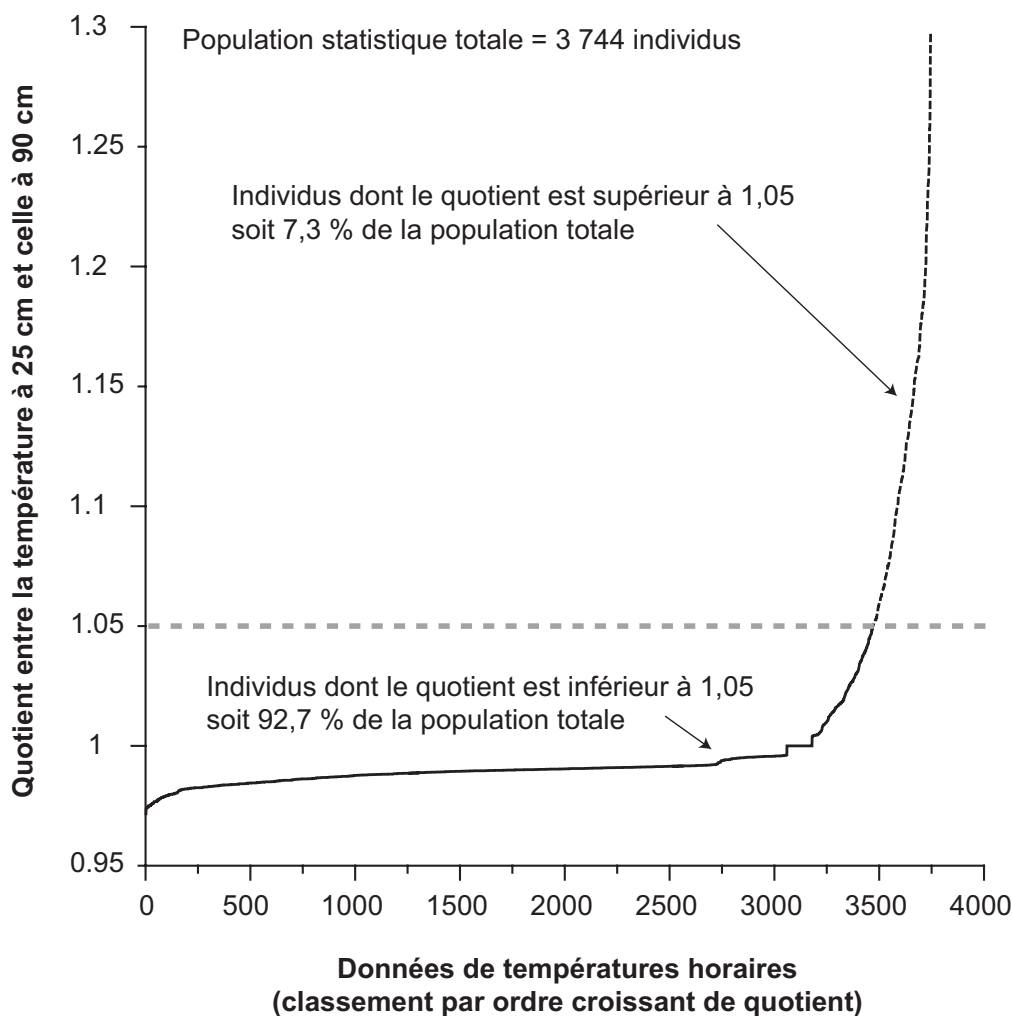


Figure III-34 : Distribution statistique des quotients de températures horaires (lac de Grand-Lieu – mesures du 19 mai au 21 octobre 2004)

²⁴ Ce quotient correspond à la division de la température de surface (25 cm) par celle intermédiaire (90 cm). Un quotient supérieur à 1,05 est représentatif d'un écart de température conséquent. Cette limite a été déterminée graphiquement à partir des courbes de températures.

L'analyse des données de températures montre que jamais les températures de surface et à 90 cm n'ont de différence notable plus de 13 heures consécutives. Autrement dit, chaque jour, ponctuellement ou à toutes les heures, quelle que fut sa température et quelles que furent les conditions météorologiques, la colonne d'eau a connu une homothermie. La température du lac de Grand-Lieu, sur toute la tranche d'eau, est donc bien rythmée par des cycles journaliers, voire mi-journaliers.

Deux comportements ont été dégagés :

- une homothermie pouvant perdurer plusieurs jours avec des cycles thermiques journaliers réguliers.
- des phases de réchauffement de la couche supérieure, d'une durée maximum de 13 heures, avec des écarts de températures importants à l'intérieur de la colonne d'eau.

III – 2.2.1.1.2. Une tranche d'eau homotherme rythmée par des cycles journaliers

Comme cela est évoqué précédemment, pour une majeure partie du temps de notre période de mesure, la température des eaux du lac de Grand-Lieu est la même en surface et à 90 cm de profondeur. En d'autres termes, pendant 92,7 % du temps, entre le 19 mai et le 21 octobre 2004, le rapport entre la température à 25 cm et celle à 90 cm est resté inférieur à 1,05. Si l'on prend en compte la continuité du phénomène, c'est sur 104 journées entières que la colonne d'eau est restée homotherme. Afin de mieux étudier ce comportement, nous avons isolé ces jours au sein d'une population statistique.

Les amplitudes diurnes moyennes à 25 et à 90 cm sont respectivement de 2 et 1,9 °C (*Tab. III-7*). Outre le fait qu'elles soient naturellement très proches, il est à noter qu'elles sont relativement faibles, surtout si l'on considère que la période de mesure s'étale de mai à octobre. De plus, les extrêmes montrent une homogénéité dans la population statistique avec des minimums de 0,7 et 0,6 °C et des maximums égaux

de 4,2 °C. Cette homogénéité est confirmée par les très faibles écarts types, soit 0,75 pour les amplitudes diurnes à 25 cm et 0,74 pour celles à 90 cm. Parallèlement, l'amplitude diurne de la température de l'air, durant les jours correspondants, possède une moyenne de 9 °C, avec un minimum à 2,8 °C et un maximum à 16,1 °C.

Données en °C	Température moyenne journalière	Amplitude diurne moyenne	Amplitude diurne minimum	Amplitude diurne maximum	Ecart type de l'amplitude diurne
Température de l'air	16,9	9	2,8	16,1	3,1
Température à 25 cm	19,2	2	0,7	4,2	0,75
Température à 90 cm	19,4	1,9	0,6	4,2	0,74

Tableau III-7 : Données de températures de l'eau et de l'air durant les jours complets d'homothermie (lac de Grand-Lieu – mesures du 19 mai au 21 octobre 2004)

Les journées complètes d'homothermie sont donc caractérisées par une amplitude diurne de température de l'eau de faible intensité. Celle-ci est pondérée par rapport à celle des températures de l'air avec des rapports avoisinant les 4 (Tab. III-7). Mais le plus remarquable est la stabilité des amplitudes d'un jour à l'autre puisque, nous l'avons vu, l'écart type de celles-ci est extrêmement faible. Le lac de Grand-Lieu possède donc une inertie relativement importante en ce qui concerne ses variations journalières de température. La particularité réside dans le fait que, la plupart du temps, c'est la colonne d'eau entière qui réagit de la même manière.

III – 2.2.1.1.3. Les phases de réchauffement de la couche de surface : un phénomène toujours ponctuel

Ce que nous définissons comme phase de réchauffement de la couche de surface est fondée sur la valeur du rapport entre température à 25 cm et température à 90 cm. Ainsi, lorsque ce quotient est supérieur à 1,05, nous considérons l'écart de température comme significatif d'un réchauffement important de la couche supérieure par rapport aux couches sous-jacentes. Le quotient le plus important

relevé en instantané est de 1,32. Par ailleurs, nous avons dénombré 52 jours, soit environ un tiers de la période de mesure, durant lesquels ce réchauffement a été observé au moins une heure. Ce nombre est réduit à 16 si l'on compte les jours durant lesquels le réchauffement a perduré plus de 6 heures consécutives.

Durant la période de mesure, la plus grande différence de température entre la surface (à 25 cm) et la zone intermédiaire (à 90 cm) fut enregistrée le 16 juillet à 17 H. Cette amplitude était de 6,4 °C, représentant un gradient de 9,2 °C/m. Le thermomètre placé en haut de la colonne d'eau indiquait alors 27,5 °C. Si cet écart de température à l'intérieur de la tranche peut paraître important, il faut cependant signaler que le même jour, à 10 H du matin, il n'était que de 1,5 °C, et que le lendemain à midi, il n'excédait pas les 2 °C. En outre, ces relevés correspondent à la période des plus basses eaux. Ainsi, le thermomètre intermédiaire ne se trouvait qu'à une dizaine de centimètre du fond, puisque l'épaisseur de la tranche d'eau ce jour là n'était que d'un mètre.

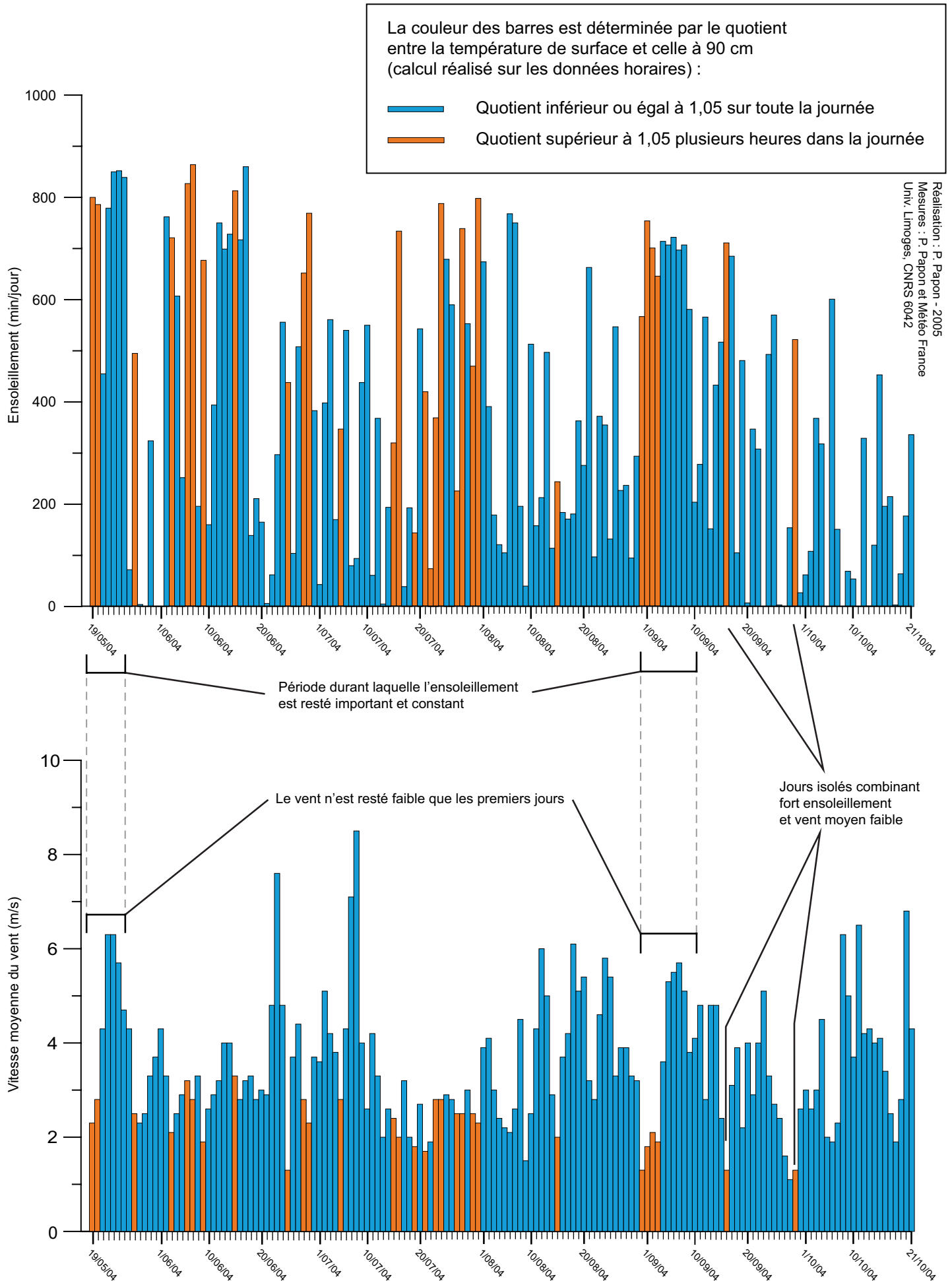
A l'intérieur du cycle journalier de refroidissement et réchauffement, les écarts les plus importants ont été bien évidemment relevés en cours d'après-midi ou dans la soirée. Ce réchauffement des eaux de sub-surface n'a toujours été que très temporaire. Durant les 156 jours de mesures, jamais la température à 25 cm n'est restée plus de quelques heures au-dessus de la température à 90 cm de manière significative. La plus longue période pendant laquelle le quotient entre surface et fond est resté supérieur à 1,05, n'a duré que 13 heures consécutives (le 29 juin, entre 11 H et minuit). Des phases similaires, durant 8 à 10 heures, apparaissent de manière ponctuelle.

La figure III-35 montre les jours durant lesquels le quotient entre températures de surface et à 90 cm a dépassé 1,05 pendant plusieurs heures. Ils sont indiqués en orange sur les histogrammes journaliers de l'ensoleillement et de la vitesse moyenne de vent. Pour chacun de ces jours, cette vitesse n'a jamais dépassé les 3,8 m/s, ce qui indique que de forts vents contribuent au mélange complet de la tranche d'eau. Ce phénomène est d'autant plus remarquable durant les périodes du 19 au 25 mai et du 31 août au 9 septembre. Dans les deux cas, l'ensoleillement perdure avec plus 500 minutes par jour au minimum (le maximum atteint 880 minutes). Or, seuls les premiers jours, qui correspondent aux moins ventés, connaissent de grandes différences de températures dans la colonne d'eau. Celle-ci est mélangée, malgré le maintien de l'ensoleillement, dès que la vitesse moyenne du vent dépasse les 3,5 m/s.

A ces deux périodes viennent s'ajouter des journées isolées, témoins du rôle combiné du temps d'ensoleillement et de la faiblesse du vent. Deux journées, les 16 et 29 septembre, présentent un quotient surface/90 cm important. Elles se trouvent toutes les deux au milieu d'une phase de vent soutenu ayant débuté le 4 septembre (*Fig. III-35*) mais font justement partie des seules journées durant lesquelles la vitesse du vent a chuté. A la différence des autres journées peu ventées, elles ont connu un temps d'ensoleillement élevé.

Une fois les caractéristiques générales établies et les modalités de genèse de stratification cernées, il est nécessaire d'observer le déroulement, heure par heure, de la mise en place et de la disparition de ces phases de réchauffement de la couche superficielle. La plus grande amplitude journalière enregistrée pour la température de surface est de 7,4 °C, entre 20,6 °C à 7H et 28 °C à 17H (le 16 juillet). Ce même jour, la température à 90 cm n'a varié que de 3,4 °C, mais de 20,8 °C à 7H jusqu'à 24,2 °C à 23H. La couche de surface a donc mis 10 heures pour se réchauffer de plus de 7 °C, tandis qu'à 90 cm il a fallu 17 heures pour un gain de seulement 3,4 °C. Ce décalage dans le temps fait donc partie du processus de réchauffement de la couche superficielle. Si cette dernière gagne de la chaleur, la température de la couche à

Figure III-35 : Les différences de température entre la surface et le fond en rapport avec l'ensoleillement et le vent moyen au lac de Grand-Lieu



90 cm augmente moins mais surtout sur une durée beaucoup plus importante. Ce phénomène a été relevé à plusieurs reprises sur la période de mesure.

III – 2.2.1.1.4. Grand-Lieu : une faible ou une forte inertie face aux forçages externes ?

Le lac de Grand-Lieu est donc caractérisé par une homothermie presque constante. Les rares journées au cours desquelles la colonne d'eau connaît des écarts relativement importants de température, sont caractérisées par de longs temps d'ensoleillement couplés avec un vent faible. Malgré ces conditions de stratification optimales, les températures de surface rejoignent systématiquement celles des couches plus profondes la nuit venue. La température de l'air, à elle seule, provoque donc chaque nuit une homothermie. Par cela, le lac de Grand-Lieu reste un plan d'eau dont l'inertie est faible, incapable d'emmagasiner suffisamment de chaleur pour rester stratifié. De plus, il est impossible pour les eaux de surface de se réchauffer de manière significative par rapport aux couches sous-jacentes lorsque les vents soufflent au-delà des 4 m/s. Ceci témoignant également de la sensibilité du lac aux forçages externes.

Cependant, en observant le comportement du lac nantais durant les journées complètes d'homothermie, il est apparu que les températures de l'eau ne suivaient pas si facilement celles de l'air. La tranche d'eau, bien que mince et homotherme, répond aux variations de températures de l'air avec grande pondération. Le lac garde sa chaleur et n'a de cesse que de résister aux réchauffements et refroidissements journaliers.

III – 2.2.1.2. Le Grand Etang de Cieux : des stratifications peu durables et instables

III – 2.2.1.2.1. Un petit plan d'eau superficiel pouvant être stratifié

La présence de stratifications thermiques dans le Grand Etang de Cieux a été démontrée par L. Touchart dès l'année 2001 : « A Cieux [...] il serait possible de présenter des dizaines d'autres profils [...] où le refroidissement nocturne n'est pas suffisant pour détruire, par convection libre, la stratification construite lors du réchauffement de la journée. » (Touchart, 2001, p.243).

A partir de nos données (mesures de L. Touchart), durant la période du 20 avril au 17 juin 2002, le plus fort quotient entre température de surface (25 cm) et température de fond (300 cm) est de 1,8, et a été enregistré par 3 fois sur les journées du 16 et 17 juin. Ce rapport représente alors un gradient thermique vertical de 4,4 °C/m soit une différence absolue de 11,6 °C entre la surface et le fond. Le profil thermique vertical montre bien une différenciation nette des couches de surface et de fond séparées par une thermocline à environ 1 m de profondeur (Fig. III-36).

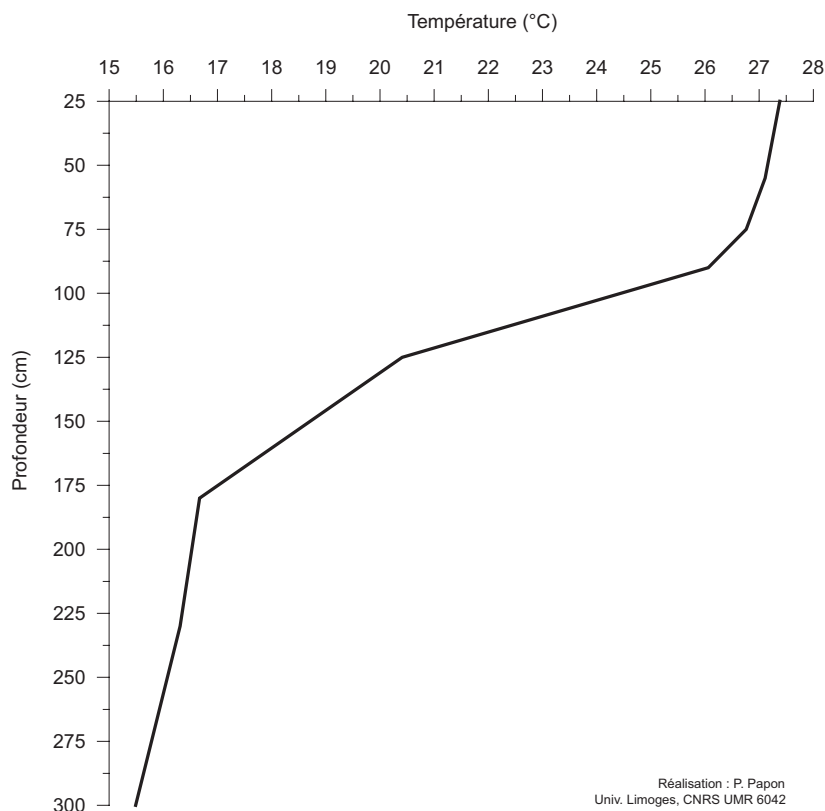


Figure III-36 : Profil thermique vertical de l'eau
Grand Etang de Cieux, le 17 juin 2002 à 1H

Outre les nombreux profils thermiques prouvant la présence de stratification thermique, des profils physico-chimiques ont été réalisés sur cet étang. La figure III-37 montre les profils thermique et oxymétrique de la tranche d'eau, ainsi que les taux d'azote ammoniacal en trois points à la même verticale de mesure. Il apparaît clairement une stratification thermique avec une couche de saut à 2 m de profondeur. L'épilimnion²⁵ possède une température relativement homogène de 27 à 27,7 °C, tandis que la couche profonde ne dépasse pas les 21 °C. Le profil d'oxygène dissous montre quant à lui la présence d'une oxycline à la même profondeur, indiquant également l'absence presque totale d'oxygène dans la couche de fond. Le taux d'oxygène dissous passe alors de 8 mg/l à 0 en quelques centimètres. Les taux d'azote ammoniacal confirment pour leur part les conditions d'anoxie en dessous des 2 m puisque de 0,28 mg/l à la surface (en eau fortement oxygénée), ce taux atteint 1,01 mg/l à 3,2 m.

²⁵ L'épilimnion correspond à la « couche supérieure d'eau chaude qui se développe dans le lac en été » (Birge, 1910, p. 1005, en anglais, cité par Touchart, 2001). Selon la définition, elle est donc située au-dessus de la thermocline et reste en place durant plusieurs jours. L'auteur emploie ce terme pour désigner la couche chaude de surface même si la thermocline ne perdure pas sur toute la saison.

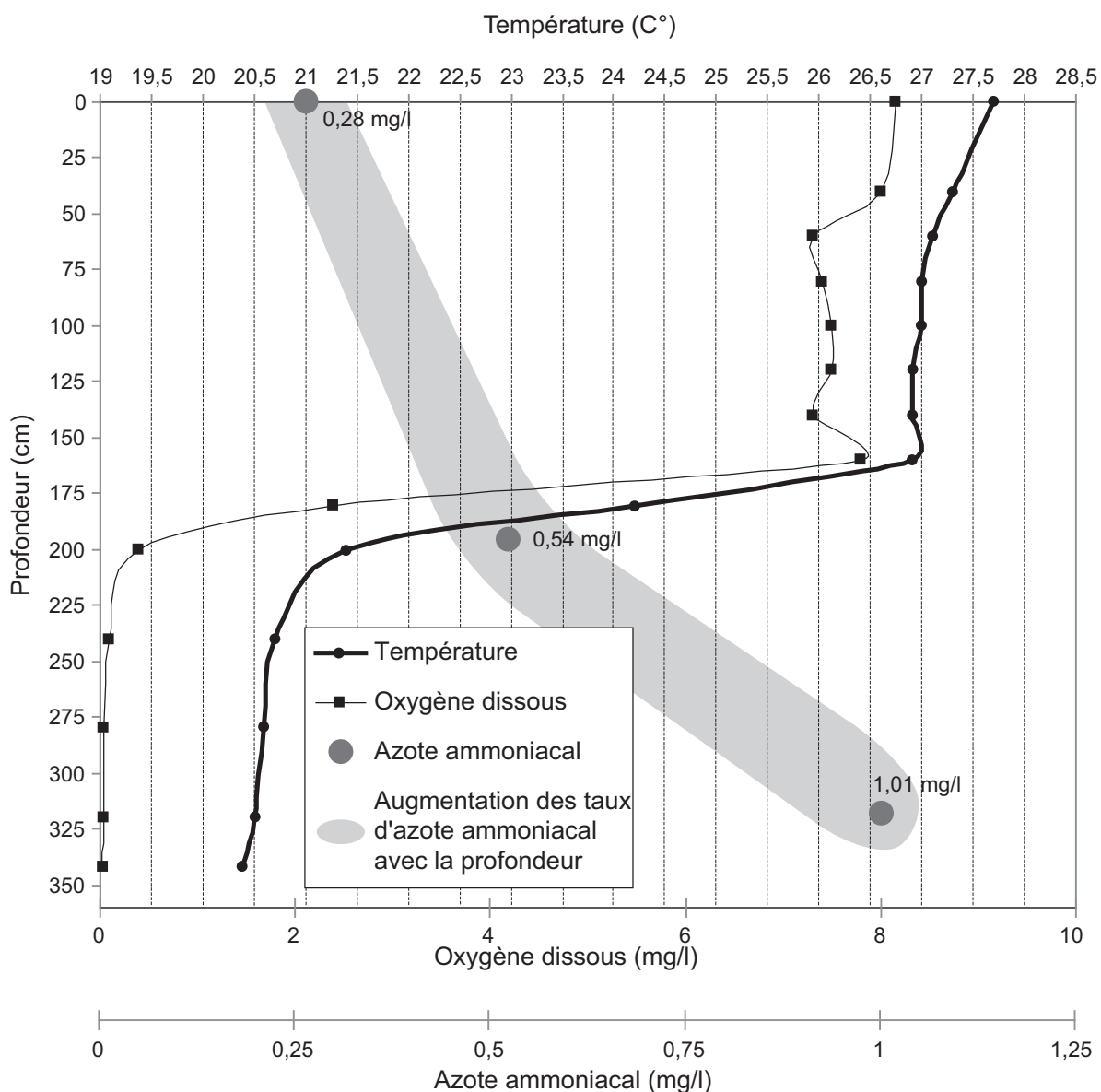


Figure III-37 : Profils verticaux thermique, oxymétrique et d'azote ammoniacal. Grand Etang de Cieux, le 9 juillet 2003 à 15H (d'après Papon *et alii*, 2004, p.146)

La présence de stratifications ponctuelles n'est donc plus à démontrer. La stabilité de ces étagements thermiques en revanche reste à étudier.

III – 2.2.1.2.2. Des stratifications parfois fragiles

Si les eaux du Grand Etang de Cieux sont capables de se stratifier fortement, elles n'en restent pas moins sensibles aux forçages externes. Ainsi, un passage venté peut venir fragiliser la stabilité d'un étagement thermique. C'est le cas pour la période du 13 et 14 juin 2002. A partir du 13 juin à midi et pendant 24 heures, un

épilimnion se forme avec la remontée des températures de l'air (Fig. III-38 et III-39). Le forçage externe est alors faible à nul. Le 14 juin à 9H, bien que les couches superficielles (25 et 55cm) se soient légèrement refroidies pendant la nuit, elles possèdent 7,1 °C de plus que la couche du fond (300 cm). A 11H du matin, alors que la température de l'air est en pleine augmentation, que le vent se lève et vient provoquer un brassage forcé très nettement visible sur les courbes (Fig. III-38) ainsi que sur les profils verticaux (Fig. III-39 - profil à 15H). Le gradient de température entre la surface et le fond est devenu régulier, tandis que la différence de température n'est plus que de 5 °C. Le vent cesse vers 20 H et les heures de calme qui suivent permettent à une nouvelle stratification, plus marquée que la précédente, de se mettre en place. Le profil à 23 H nous montre un épilimnion plus épais (environ 1,5 m) et une différence de température entre la surface et le fond de presque 9 °C.

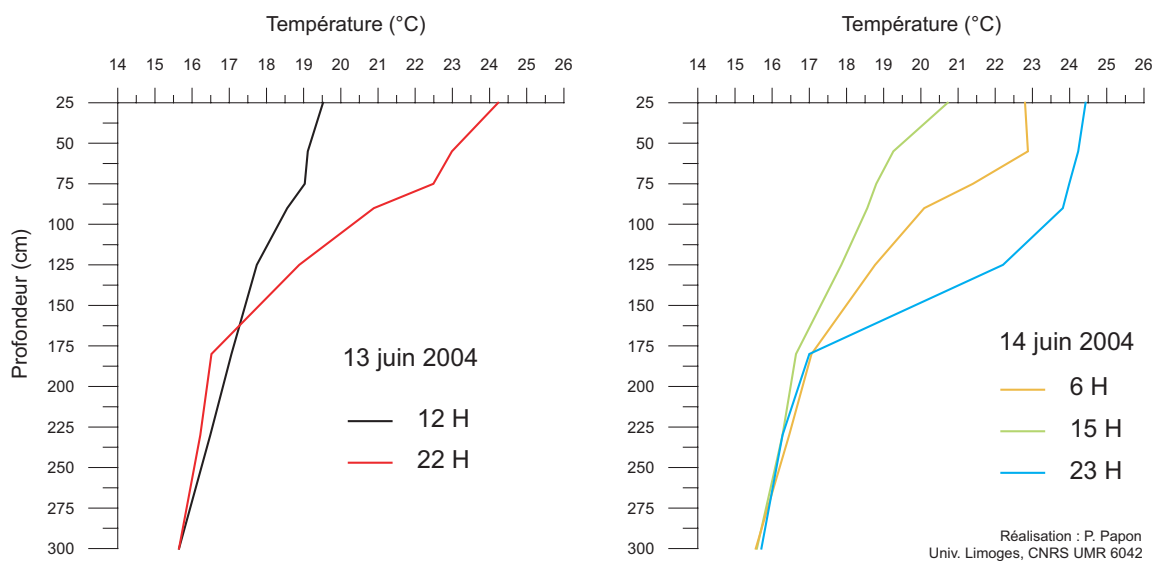
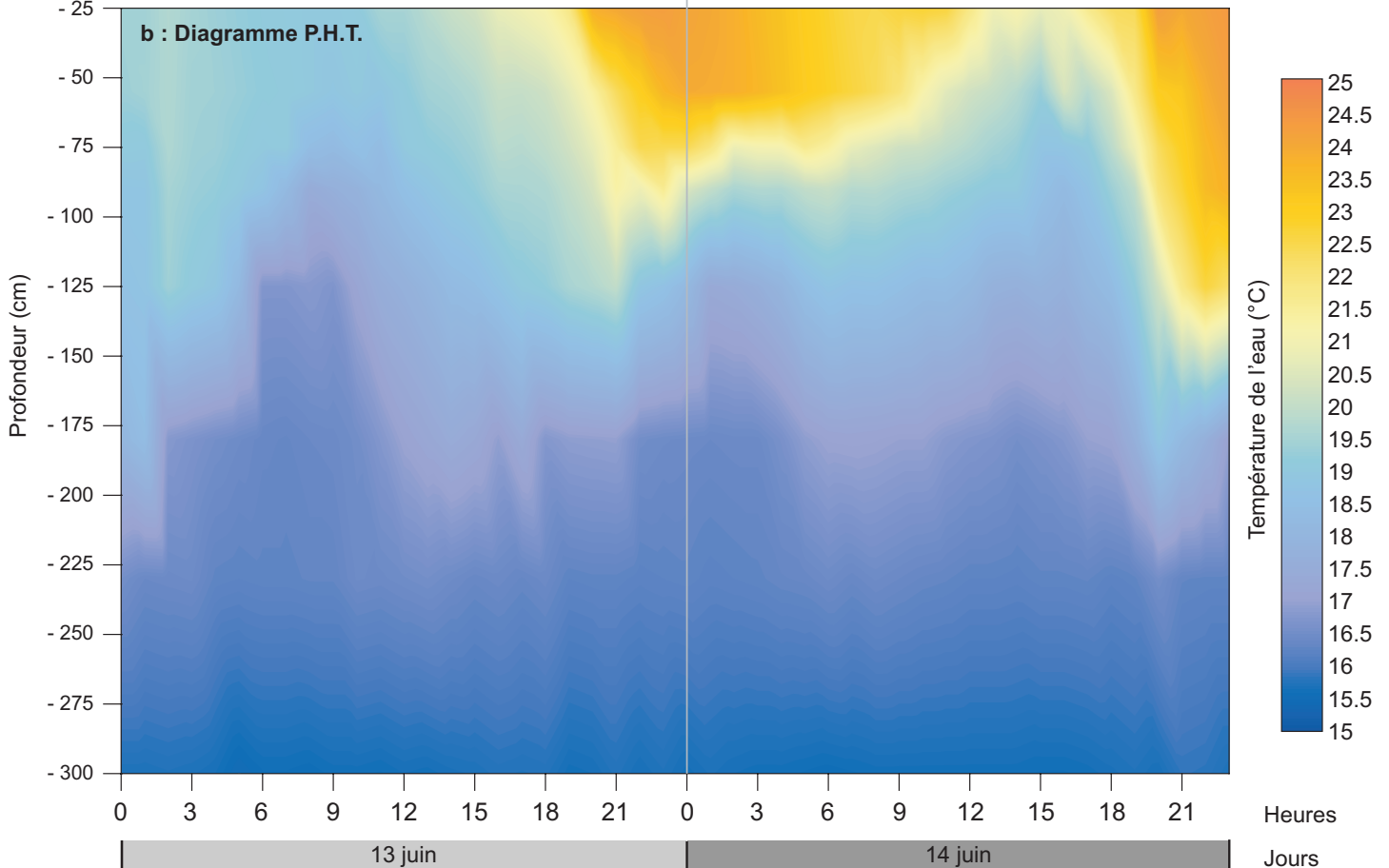
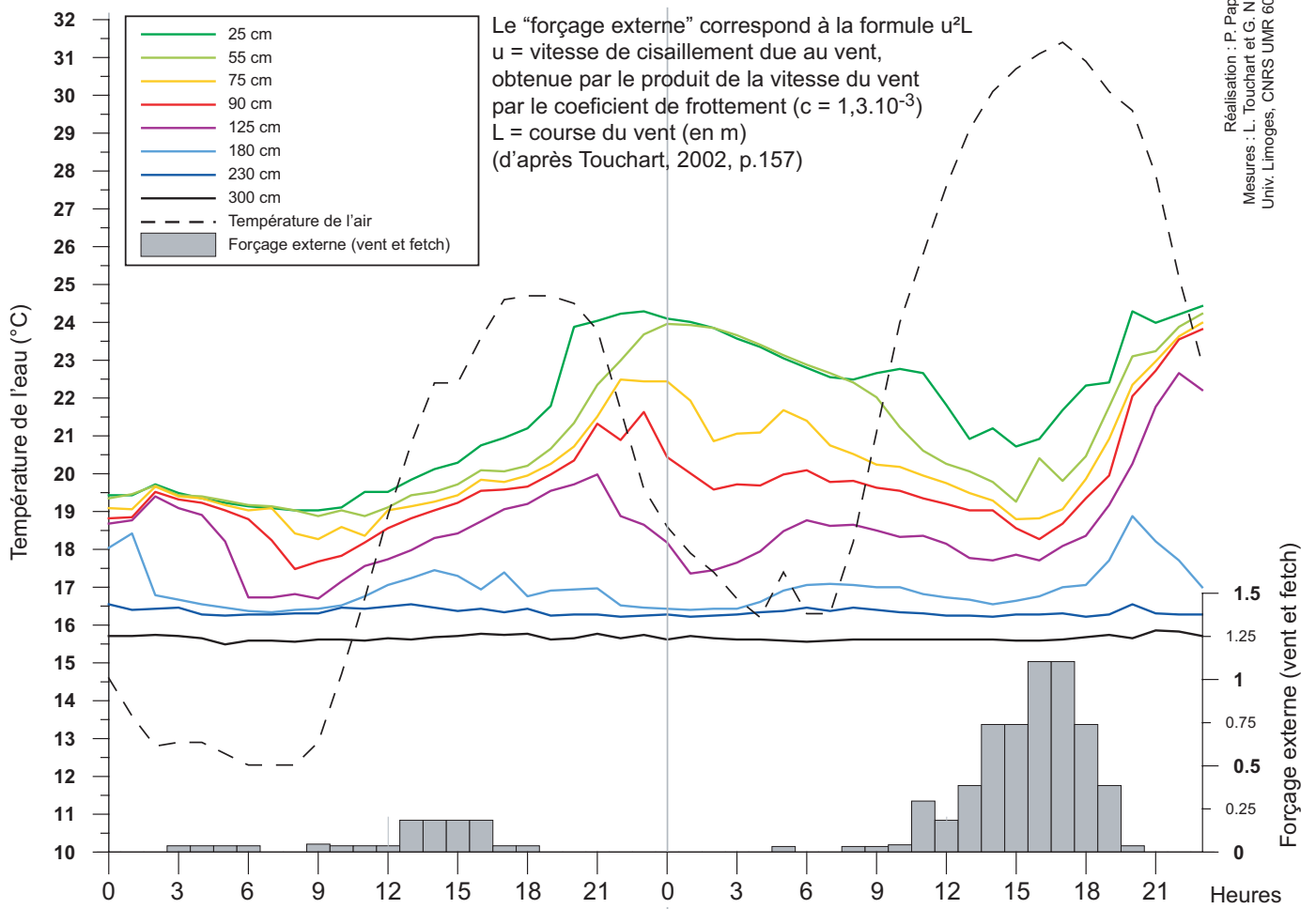


Figure III-39 : Profils thermiques verticaux de l'eau
Grand Etang de Cieux, 13 et 14 juin 2002

Cet exemple montre l'impact direct d'un épisode venteux de quelques heures sur la mise en place d'une stratification. Ces « coups de vent » sont par conséquent capables de brasser mécaniquement un plan d'eau en pleine journée, pendant la phase de réchauffement des couches superficielles. Par la suite, dès l'accalmie, c'est avec une grande rapidité que l'étagement thermique se reforme, témoignant de la sensibilité de cet étang limousin aux événements météorologiques.

Figure III-38 : Températures de l'eau et de l'air les 13 et 14 juin 2002 - Grand Etang de Cieux

a : Courbes de températures de l'eau et de l'air, et du forçage externe



III – 2.2.1.2.3. Des stratifications éphémères

Après avoir observé l'effet du vent sur la mise en place d'une stratification thermique, il est intéressant de se pencher sur l'impact d'une période calme durant les premières semaines du printemps. Une stratification est-elle capable de se mettre en place aussi rapidement qu'elle peut être détruite ?

Cet exemple fut mesuré sur les journées du 24, 25 et 26 avril 2002. Les courbes de températures témoignent de la rapidité avec laquelle une stratification thermique peut se mettre en place puis être détruite (Fig. III-40 et III-41). La journée du 24 avril est caractérisée par une homothermie presque parfaite.

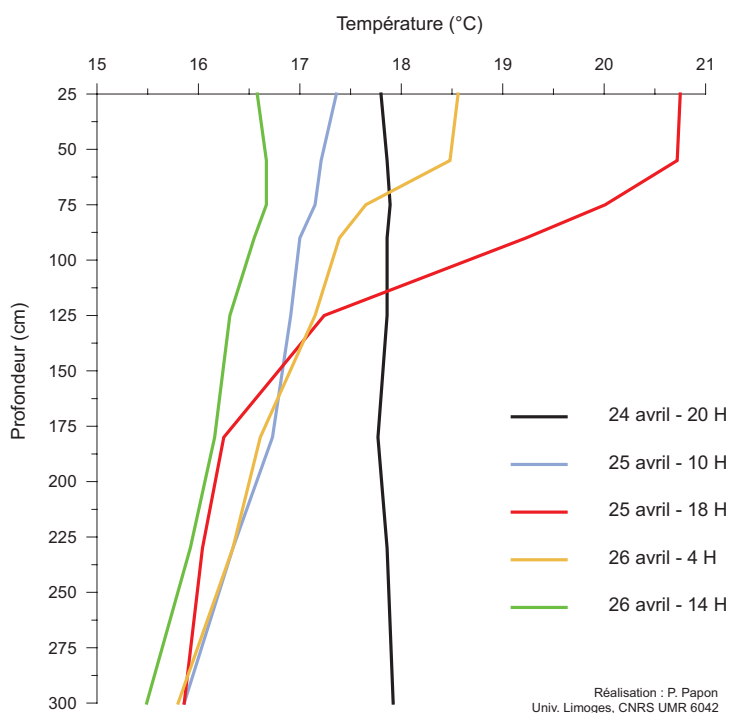
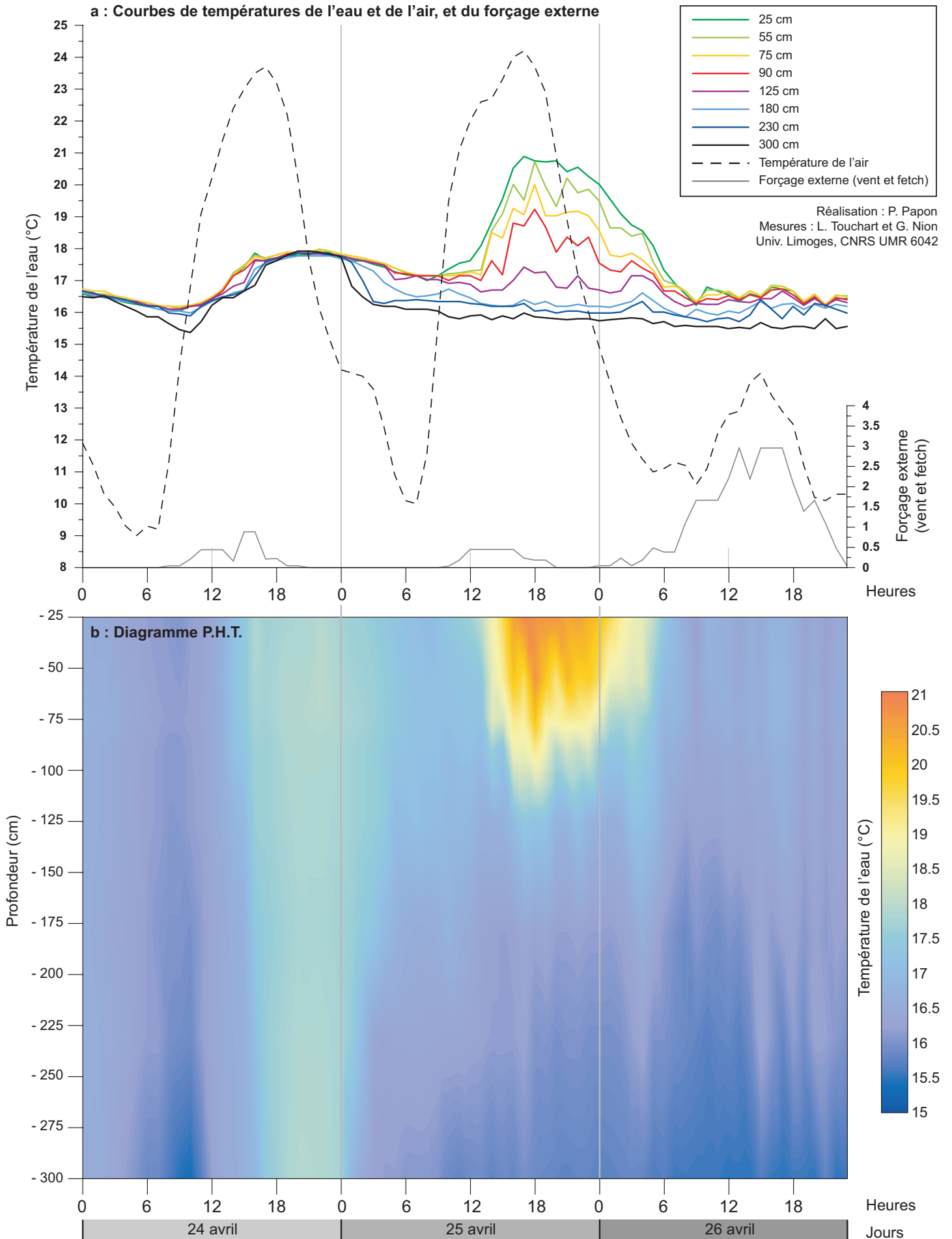


Figure III-40 : Profils thermiques verticaux au Grand Etang de Cieux, du 24 au 26 avril 2002

Le 25 avril à minuit, la totalité de la colonne d'eau est à 17,8 °C. Entre minuit et 4h, la couche profonde se dessine avec des températures en chute. Ici, les températures les plus profondes baissent en premier, suivies progressivement par les couches à 2,3 et 1,8 m. Les températures à ces niveaux ne varient par la suite presque pas de la journée. La couche de surface (1 m d'épaisseur) quant à elle ne connaît pas de variation de température avant que les températures de l'air ne deviennent plus chaudes. C'est donc à partir de 10 h que l'eau se réchauffe depuis la surface avec une

Figure III-41 : Températures de l'eau et de l'air du 24 au 26 avril 2002 - Grand Etang de Cieux



diffusion de la chaleur vers les couches intermédiaires. C'est à 18 h que la stratification thermique est la plus puissante avec un gradient de 2 °C pour 35 cm, entre 0,9 et 1,25 m de profondeur. Par la suite, et avec la chute des températures de l'air, la couche de surface se refroidit régulièrement jusqu'à 8 h le lendemain, tandis que la couche de fond conserve la température qu'elle possédait depuis le matin. Les deux couches se confondent alors dans un même degré de température.

Le reste de la journée du 26 présente des températures stables, homogènes sur toute la colonne, avec au maximum 1,3 °C d'écart entre la surface et le fond. Cette homothermie semble due aux baisses très sensibles des températures de l'air (5,7 °C de différence avec la veille en moyenne journalière et 10,1 °C entre les températures maximales). Cette baisse des températures de l'air est telle que celles-ci restent constamment inférieures à celles de l'eau, empêchant la remontée de ces dernières. De plus, le vent reste fort tout au long de la journée.

Le Grand Etang de Cieux est donc capable de réagir extrêmement rapidement à une phase de réchauffement de l'atmosphère. En quelques heures, alors que la tranche d'eau était homogène, une stratification thermique notable s'est mise en place. Quelques heures plus tard, une chute subite des températures de l'air couplée avec un vent fort ont suffi à la détruire tout aussi rapidement.

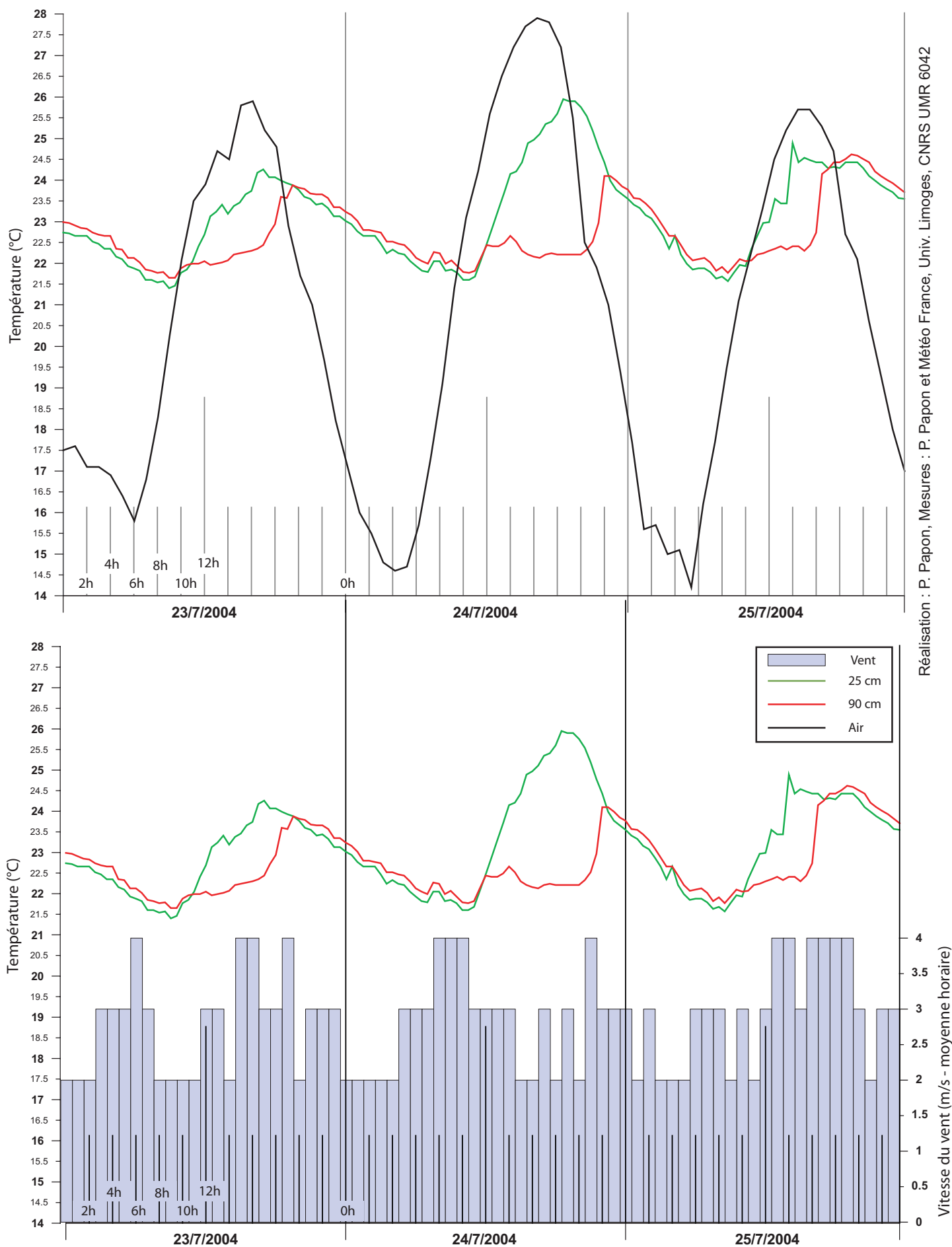
III – 2.2.2. Le mode de brassage prépondérant des plans d'eau superficiels : convection libre ou mécanique ?

III – 2.2.2.1. Le rôle de la convection libre à Grand-Lieu et à l'Etang de Cieux

III – 2.2.2.1.1. Le rôle de la convection libre sur le lac de Grand-Lieu

La figure III-42 permet d'observer l'un des réchauffements de la couche de surface sur le lac de Grand-Lieu. Cet exemple, daté du 23 au 25 juillet, montre trois journées similaires de réchauffement de la couche de surface.

Figure III-42: Températures de l'eau et de l'air au lac de Grand-Lieu, du 23 au 25 juillet 2004



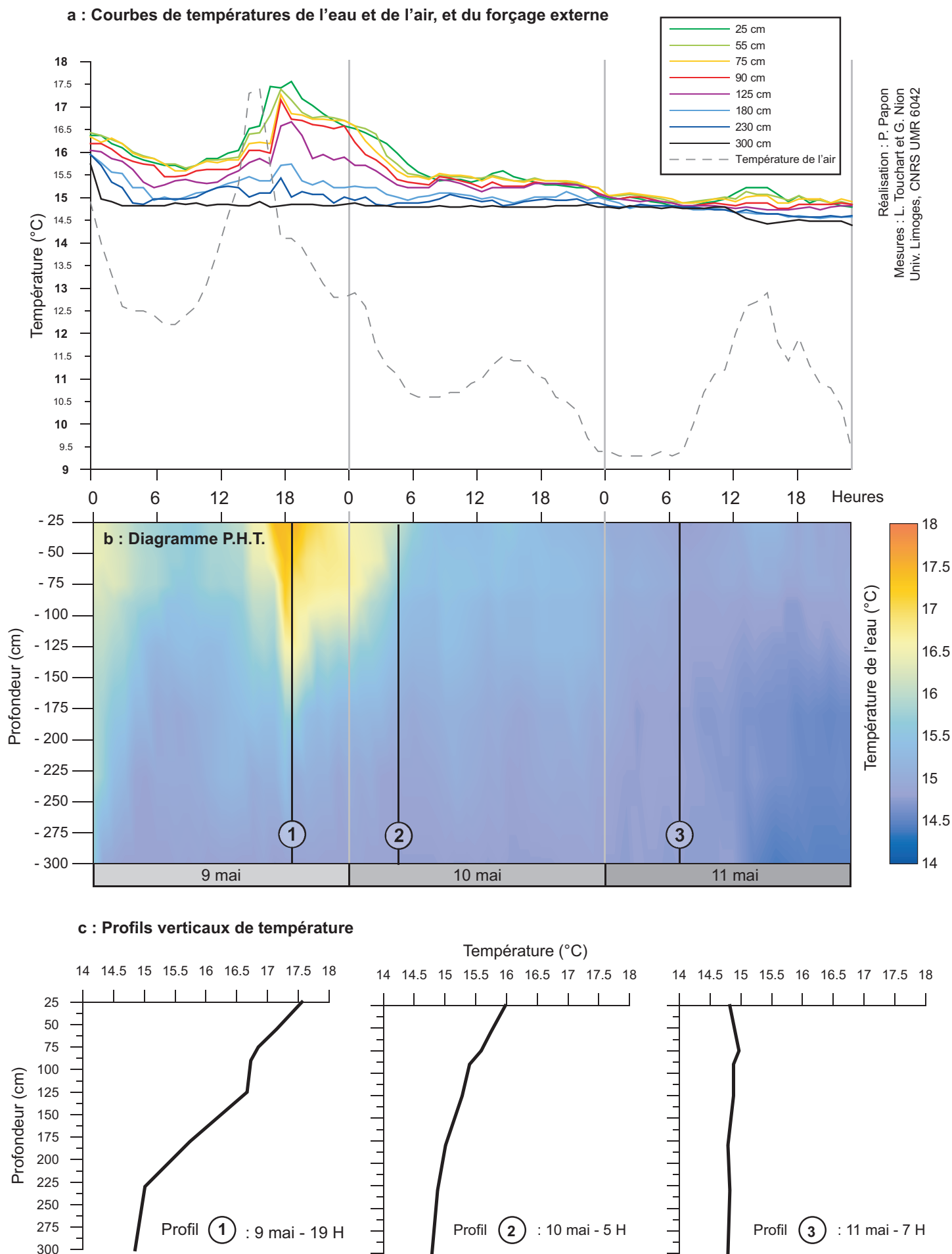
Le cycle est le même durant ces trois jours. La nuit est caractérisée par une homothermie, avec une légère chute générale des températures (1,5 °C à 2 °C). La tranche d'eau se réchauffe de manière homogène en fin de matinée (autour de 10H à midi), au moment où la température de l'air dépasse celle de l'eau. Cette réaction rapide de réchauffement témoigne de la faible inertie de la tranche d'eau face à la température extérieure. Cependant, ce gain de chaleur reste commun aux deux courbes durant un laps de temps réduit (1 à 2 heures) car rapidement elles suivent des évolutions différentes. La température de surface continue d'augmenter presque parallèlement à la température de l'air, avec néanmoins un décalage dans le temps d'une à deux heures. En revanche, la température à 90 cm n'évolue presque plus puisqu'elle n'augmente que de quelques dixièmes de degré sur l'après-midi. Cette phase pourrait correspondre à mise en place d'une stratification temporaire. En fin de journée, entre 20 heures et minuit selon les exemples, la couche à 90 cm subit un réchauffement brutal qui coïncide systématiquement à la chute des températures de surface. Ainsi, en seulement une à deux heures, la couche intermédiaire gagne 2 à 3 °C, tandis qu'elle avait mis 6 à 8 heures pour en gagner à peine 0,5 °C dans le courant de la journée. L'exemple le plus parlant est à observer le 24 juillet. Reste ici à déterminer les rôles respectifs des convections libre et mécanique dans les brassages systématiques des fins de journées. Le fait que la chute de température de la couche de surface coïncide avec le gain de chaleur de la couche intermédiaire laisse à penser que la convection libre joue un rôle prépondérant dans ce processus. Malgré la faiblesse du vent durant ces trois jours (vitesses inférieures à 4 m/s), les heures de plus forts vents correspondent au moment des brassages. Ainsi le vent semble jouer un rôle, même dans une faible mesure, dans le mélange des couches.

III – 2.2.2.1.2. Le rôle de la convection libre sur le Grand Etang de Cieux

Sur le Grand Etang de Cieux, la mise en place progressive d'homothermie semble parfois visiblement due à la convection libre. C'est le cas pour les 3 jours du 9 au 11 mai 2002 (*Fig. III-43*). Si les vents sont présents, ils demeurent extrêmement faibles (inférieurs à 1,5 m/s). Les températures de l'air quant à elles diminuent fortement du 10 au 11 mai, avec des amplitudes diurnes écrasées (*Fig. III-43a*). Les températures de l'eau répondent très rapidement en restant pratiquement constantes du 10 mai au soir jusqu'en fin de journée du 11. Globalement, les écarts entre la surface et le fond, de 2 °C au départ, se réduisent jusqu'à l'homothermie complète (*Fig. III-43b*). Les profils verticaux de températures se redressent progressivement jusqu'à afficher une homothermie presque parfaite le 11 mai à 7 H (*Fig. III-43c*)

La convection libre tient donc un rôle important dans le brassage de nos plans d'eau superficiels. Sur le lac de Grand-Lieu, elle provoque chaque jour les homothermies nocturnes et matinales. Les eaux de surface du lac nantais répondent alors très rapidement aux variations de températures de l'air et transmettent leur chaleur aux couches sous-jacentes avec quelques heures de retard. Le Grand Etang de Cieux quant à lui peut mettre plus longtemps à posséder une tranche d'eau homotherme. En l'absence de vent soutenu, il lui faut parfois presque une journée complète pour que les températures de surface et intermédiaire s'abaissent jusqu'à rejoindre celles du fond.

Figure III-43 : Températures de l'eau et de l'air du 9 au 11 mai 2002 - Grand Etang de Cieux



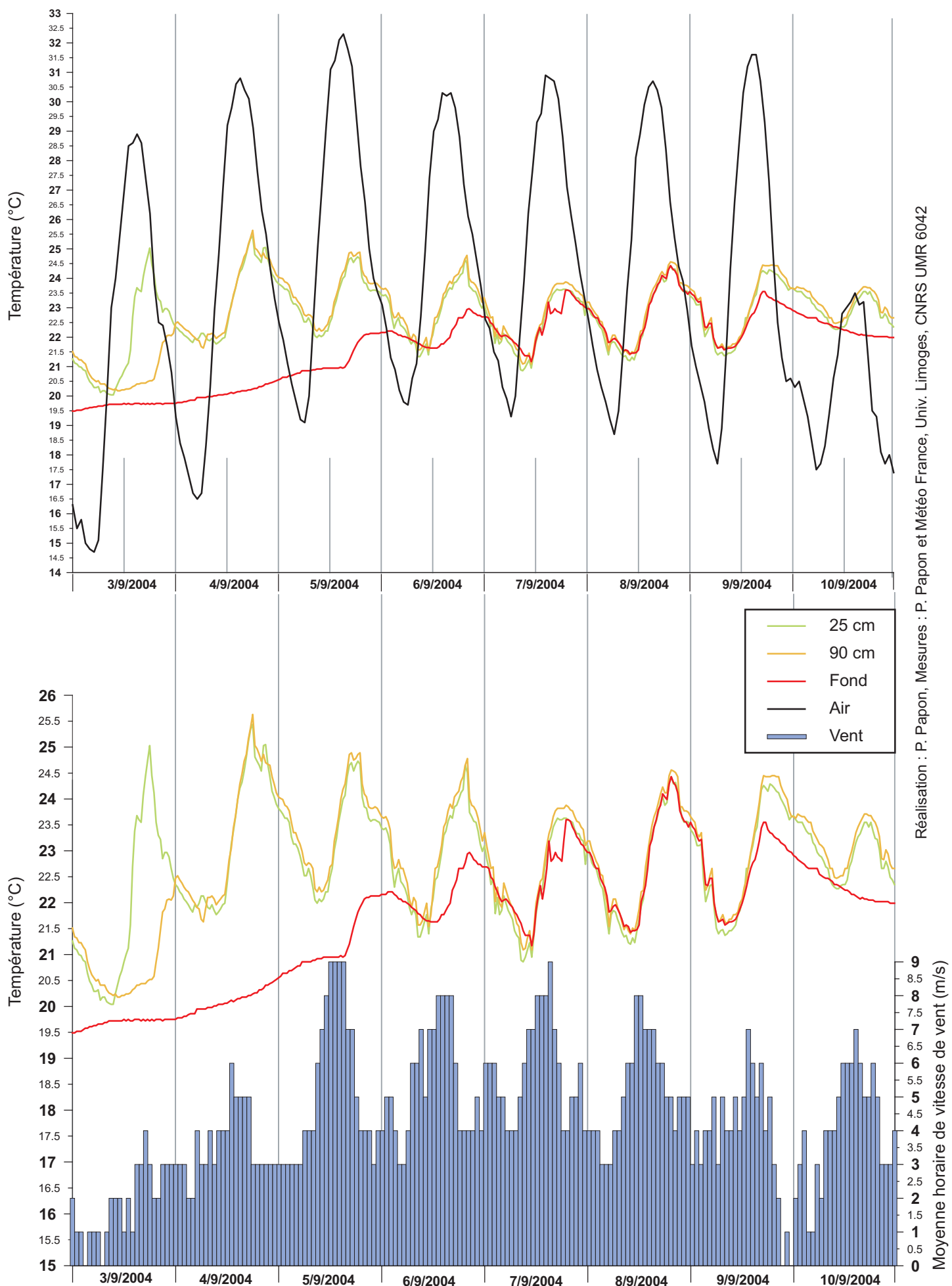
III – 2.2.2.2. *Le rôle de la convection mécanique à Grand-Lieu et à l'Etang de Cieux*

III – 2.2.2.2.1. Le rôle de la convection mécanique sur le lac de Grand-Lieu

Nous avons jusqu'à présent étudié le comportement thermique du lac de Grand-Lieu à partir des données des deux premiers thermomètres (à 25 et 90 cm) de la station thermométrique. Le troisième thermomètre a été placé sur fond et devrait-on dire « dans » le fond, puisqu'au regard des données, celui-ci s'était enfoncé dans le sédiment. Pour l'exemple que nous allons aborder, les données de ce thermomètre ont été intégrées à l'observation.

La semaine du 3 au 10 septembre constitue un très bon exemple de l'impact que peut avoir le vent sur les couches d'eau du lac de Grand-Lieu. Avant tout commentaire concernant la température de l'eau et de l'air ainsi que les vents, il est important de préciser que les précipitations ont été pratiquement nulles durant cette période. Seuls les deux derniers jours ont été arrosés avec un total de 8,6 mm. La pluie est donc facteur à écarter. Le 3 septembre (*Fig. III-44*) est représentatif d'un réchauffement de la couche superficielle déjà observé et analysé précédemment. Toujours pour les températures de surface et intermédiaire, le reste de la semaine est représentatif d'une phase d'homothermie avec des cycles journaliers réguliers. Ceux-ci sont d'ailleurs en corrélation avec les cycles de températures de l'air, particulièrement constants d'un jour à l'autre, tant dans leurs amplitudes que dans leurs valeurs. Le seul paramètre changeant est le vent. Les journées du 3 au 5 sont caractérisées par une augmentation des vitesses moyennes avec de jour en jour des maxima systématiques en milieu de journée. Si les températures de surface ne montrent pas de signe de perturbation, celles du fond en revanche augmentent brutalement suite à l'épisode venteux violent du 5 septembre. Ce jour là, des vitesses maximales instantanées ont atteint les 15 m/s. Si les températures enregistrées par le thermomètre de fond augmente si brutalement, ce ne peut être que par une convection mécanique. Cette hypothèse est confirmée par deux éléments. Premièrement, l'heure du mélange des couches correspond à celle des plus fortes

Figure III-44 : Températures de l'eau et de l'air et vent du 3 au 10 septembre 2004 - Lac de Grand-Lieu



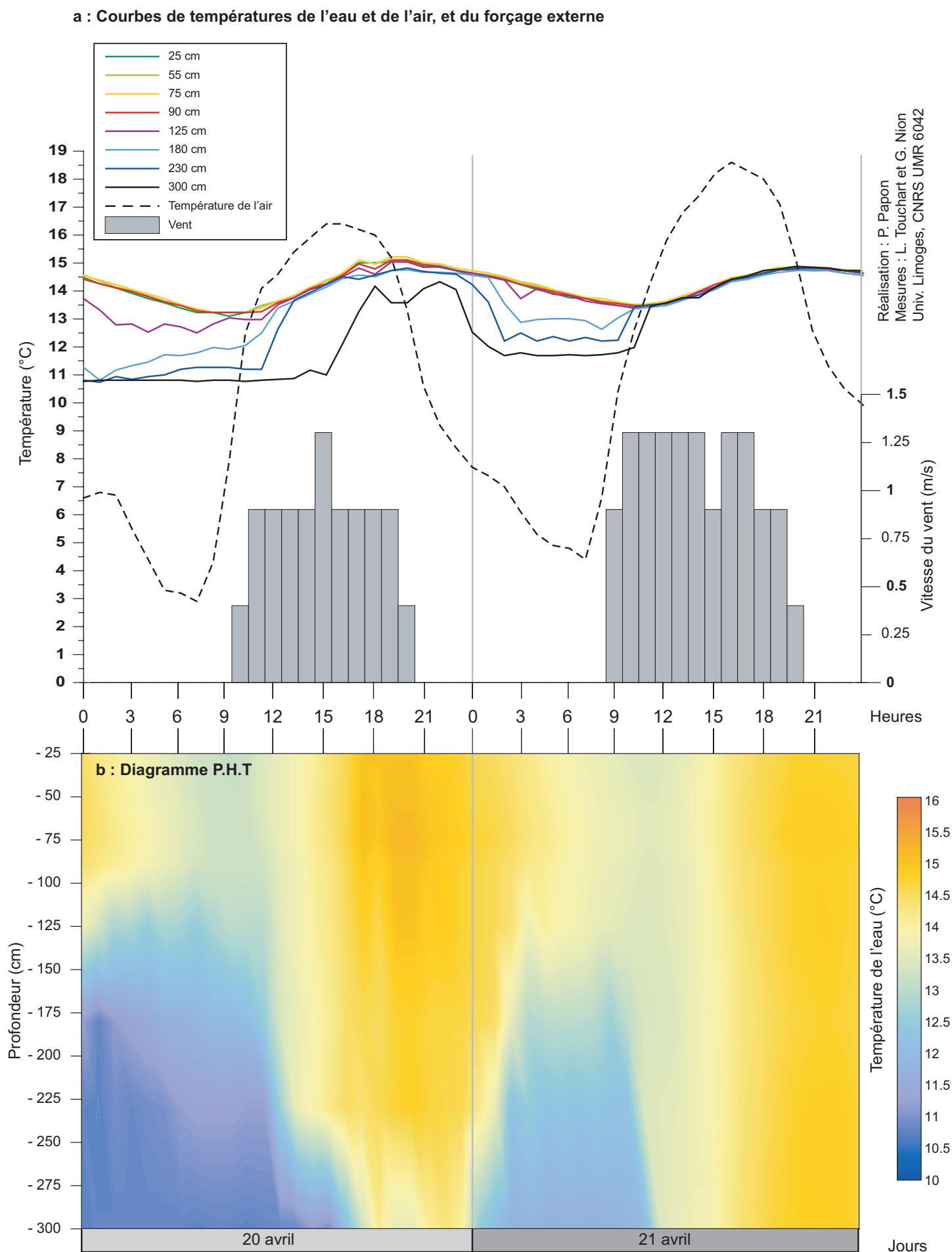
moyennes horaires de vent (entre 10 et 14H). Deuxièmement, la température du fond augmente avant la chute des températures de surface, ce qui exclut le rôle de la convection libre. A partir du 5 à 15H, les cycles diurnes du fond sont plus marqués et les températures se rapprochent un peu plus de celles de surface à chaque nouvel épisode venteux. La répétition de ces coups de vent de l'après-midi entraîne à partir du 7 septembre une homothermie qui reste constante pendant 2 jours. Les vents cessent brusquement à la fin de la journée du 9 et l'on peut observer la reprise des écarts de températures entre le fond et les couches supérieures. L'amplitude diurne des températures de surface reste faible pour la journée du 10 en raison de la diminution de l'amplitude des températures de l'air.

III – 2.2.2.2.2. Le rôle de la convection mécanique sur le Grand Etang de Cieux

Comme pour le lac de Grand-Lieu, l'étude d'un cas de convection mécanique nécessite le choix d'une période adaptée. Celle-ci doit, dans la mesure du possible, présenter des cycles journaliers de températures de l'air réguliers en amplitude et en valeurs. De plus, l'absence de précipitation exclut un facteur pouvant perturber la bonne compréhension du phénomène. Cette période doit enfin, il va sans dire, posséder un épisode venté. Celle du 20 et 21 avril 2002 remplit les conditions adéquates. En effet, la pluie est absente de ces deux jours et les températures de l'air connaissent des régularités dans les amplitudes et les valeurs des cycles journaliers (Fig. III-45).

Le 20 avril, entre minuit et 10H, les températures de surface et de fond (hormis celles à 3m de profondeur) connaissent des évolutions inverses. Une couche de surface, d'environ 1 m (Fig. III-46), se refroidit légèrement (Fig. III-45), tandis que les couches sous jacentes se réchauffent progressivement. Cette inversion réduisant les écarts de températures entre surface et fond est sans nul doute due à la convection libre. Par la suite, entre 10 et 11H, le vent se lève. Celui-ci augmente jusqu'à atteindre sa moyenne horaire maximale vers 15H. Il perdure par la suite en diminuant pour ne

Figure III-45 : Températures de l'eau et de l'air et vent les 20 et 21 avril 2002 - Grand Etang de Cieux



plus souffler à partir de 21H. Durant cette phase d'accélération du vent, nous pouvons voir l'effet du brassage gagner en profondeur. La convection mécanique atteint tout d'abord la couche 180 cm dont la température augmente en premier (Fig. III-45). Presque dans le même temps, la couche à 230 cm connaît un réchauffement, plus brutal cependant. Plus tard dans la journée, à partir de 16 H, juste après l'épisode venteux le plus fort, c'est la couche à 300 cm, épargnée jusque-là par les variations de températures, qui se réchauffe rapidement. En seulement 4 H, cette couche a gagné 4 °C et c'est l'intégralité de la colonne d'eau qui est homotherme en début de soirée du 20 avril (Fig. III-46).

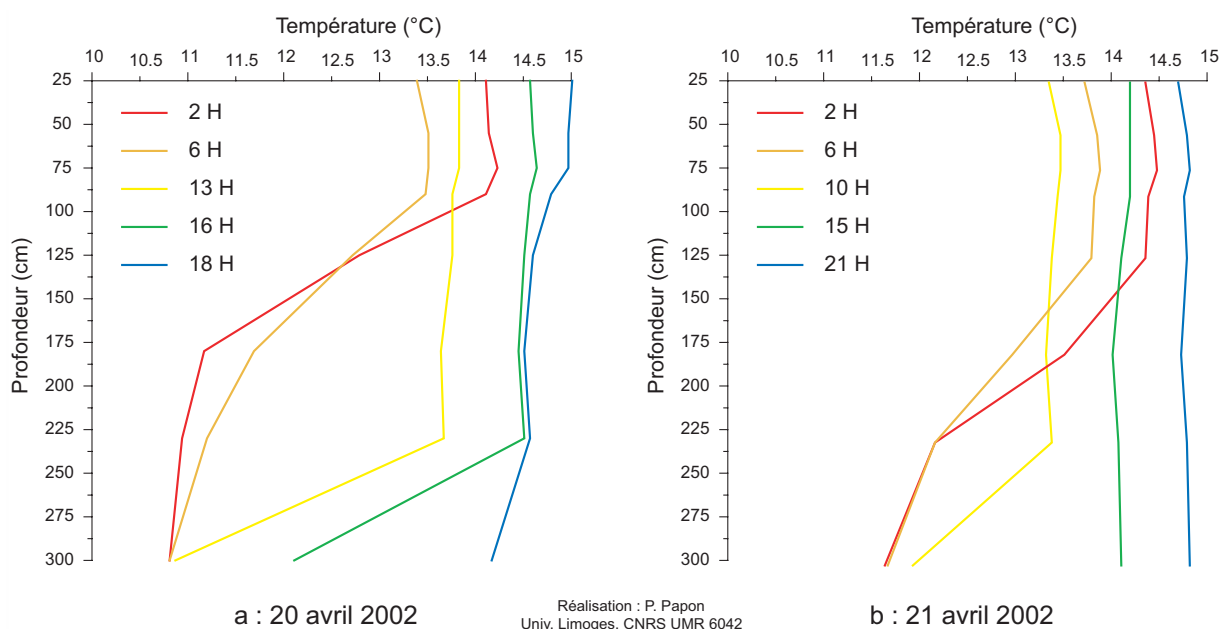


Figure III-46 : Profils thermiques verticaux au Grand Etang de Cieux, 20 et 21 avril 2002

Les couches inférieures (à partir de 125 cm) se refroidissent pendant la nuit. La journée du 21 avril voit se reproduire le même type de comportement que celui observé la veille. La différence est que le brassage est complet dès 11H et perdure sur le reste de la journée (Fig. III-45 et III-46)

III – 2.2.2.3. Des plans d'eau différemment sensibles aux forçages externes

En résumé des analyses menées sur le lac de Grand-Lieu et l'étang de Cieux, il apparaît que nos deux plans d'eau pelliculaires restent sensibles aux changements de températures de l'air ainsi qu'aux épisodes venteux.

Pour le lac de Grand-Lieu, des vents moyens supérieurs à 4 m/s annihilent systématiquement toute chance de stratification. Situé dans une région souvent balayée par les vents marins, le lac nantais possède la grande majorité du temps une colonne d'eau parfaitement homotherme. En outre, les épisodes de vents violents sont capables de générer un brassage suffisamment puissant pour soulever les sédiments. **En cela, la convection mécanique joue un rôle majeur, prouvant que l'organisation verticale des températures de Grand-Lieu est avant tout dépendante des vents.** Les jours de calme avec un fort ensoleillement, la température de surface est capable d'augmenter de manière significative tandis que les températures sous-jacentes restent stables. Les gradients verticaux de températures peuvent alors atteindre des valeurs significatives. Pourtant, jamais ces réchauffements ne perdurent plus de quelques heures. En l'absence de vent, la convection libre à elle seule rend le plan d'eau homotherme chaque nuit. Par conséquent, quelles que soient les conditions météorologiques, jamais Grand-Lieu, lors de nos observations, ne s'est montré peu ou prou résistant aux forçages externes.

Le Grand Etang de Cieux, contrairement au lac nantais, connaît des périodes de réelle stratification. A l'approche de l'été, les températures de fond se détachent de celles de la surface et gagnent leur indépendance face aux conditions climatiques. Les premières couches restent quant à elles sensibles aux variations de températures et parfois aux coups de vent. Cependant, la convection mécanique joue un rôle bien moindre que sur le lac de Grand-Lieu. L'une des raisons est que les moyennes limousines de vent sont bien inférieures à celles de la région nantaise. Mais le principal facteur est la profondeur relative, plus importante pour cet étang limousin que sur le lac pelliculaire nantais. D'après nos observations, ce serait donc la

convection libre la première responsable des périodes d'homothermie. Mais toujours à la différence de Grand-Lieu, les homothermies complètes sont d'une part plus rares, et d'autre part peuvent être plus longues à se mettre en place. En résumé, si des coups de vent peuvent perturber la distribution verticale des températures sur l'étang de Cieux, ce n'est que rarement et d'autant plus que l'on s'avance vers le cœur de la saison estivale. **C'est la convection libre qui joue un rôle majeur, pouvant générer puis détruire en quelques heures une stratification thermique.**

Au regard des résultats obtenus par l'analyse des températures de l'eau de nos plans d'eau pelliculaires, il est temps désormais de se pencher sur les conclusions pratiques à en tirer. Le rôle des forçages externes est bel et bien capital dans le fonctionnement de nos plans d'eau peu profonds. Le vent domine par son action lorsque la course de celui-ci est importante, tandis que la température de l'air est capable d'agir seule sur des étangs de taille réduite. La question qui émane de ces constats est alors celle de l'adaptation des aménagements.

III – 3. Les solutions d'aménagements

Après avoir analysé certains aspects du fonctionnement de nos plans d'eau superficiels, il est important de recadrer nos résultats dans une optique de géographie appliquée. Cet objectif doit être abordé par les solutions d'aménagements existantes, du général vers un exemple concret, afin de parvenir à une réflexion sur la gestion des plans d'eau pelliculaires.

III – 3.1. La lutte contre l'eutrophisation dans les plans d'eau superficiels

Cooke *et alii* (1993) et Barroin (1999) décrivent en détail les différentes méthodes d'intervention possible pour lutter contre l'eutrophisation des plans d'eau. Afin de ne pas plagier inutilement ces auteurs, il semble plus judicieux de se focaliser

sur les aménagements adaptés aux plans d'eau superficiels. Comme cela est décrit dans notre première partie, les mécanismes d'eutrophisation de ce type de plan d'eau lui sont propres et les remèdes à employer se doivent d'être idoines. Pour Barroin (1999), un certain nombre de critères de sélection doivent être étudiés afin de cibler au mieux l'intervention. Avant de mettre en place un plan d'action, il faut donc tenir compte de sa pertinence, de son applicabilité, de son efficacité, de sa fiabilité, de sa durée de vie, des effets secondaires, de sa réversibilité et enfin de son coût (Barroin, 1999, p. 48-49). En plan d'eau profond comme pelliculaire, l'intervention peut se faire de deux manières principales : dans le bassin d'alimentation et dans le plan d'eau.

III – 3.1.1. Les interventions dans le bassin d'alimentation

Dans la description faite de l'eutrophisation des plans d'eau, le rôle des nutriments a été mis en exergue. Les apports hydrologiques et sédimentaires du bassin d'alimentation constituent une source en nutriments. L'intervention dans le bassin d'alimentation consiste donc à diminuer, voire à stopper ces déversements de particules toxiques par les tributaires ou par ruissellement direct dans le plan d'eau. Trois méthodes d'intervention dans le bassin peuvent être identifiées.

La première méthode réside dans la prise du problème à la source en modifiant les modes de vie agricoles, industriels et domestiques. Elle se concrétise par des séries de mesures imposées telle que la limitation d'utilisation de l'eau ou l'interdiction des lessives à phosphates. Pour le secteur agricole, elle passe par les pratiques culturales (afin de limiter l'érosion des sols) ou la fertilisation raisonnée. Ce type d'intervention représente la méthode la plus radicale et traduit un choix de société très lourd impliquant de grandes modifications dans les modes de vie.

La deuxième méthode est celle du traitement des rejets par l'implantation de réseaux et de stations d'épuration. Elle se positionne entre la source de pollution et le réseau hydrographique. Le principe est de collecter les eaux usées en provenance des habitations, des industries, des ruissellements urbains ou d'élevage. Le principe de

positionnement entre la source de pollution et le réseau hydrographique oblige parfois les aménageurs à dévier les eaux de ce dernier.

Enfin, la troisième méthode consiste en la mise en place de bassins de décantation et de rétention, de manière artificielle ou en réhabilitant les marais naturels du bassin d'alimentation, afin d'empêcher les particules toxiques d'atteindre le plan d'eau. Les aménagements sont généralement situés dans le réseau hydrographique, parfois aux marges du plan d'eau, juste avant que les affluents ne l'alimentent. Le rôle de ces bassins est, soit de ralentir la vitesse d'écoulement afin d'optimiser la sédimentation, soit de filtrer naturellement ou artificiellement les nutriments.

Ces interventions sur le bassin peuvent bien évidemment s'appliquer à tous les types de plans d'eau. Cependant, il est important de nous demander laquelle serait la mieux adaptée aux plans d'eau superficiels. La réponse dépend des caractéristiques du bassin d'alimentation mais il est difficile de définir un bassin typique des plans d'eau pelliculaires. Pourtant, une cuvette lacustre peu profonde correspond généralement à la faible dénivellation de son bassin. C'est le cas pour le lac de Grand-Lieu, dont l'altitude maximale du bassin n'est que de 114 m. Les eaux de l'affluent principal du Balaton partent d'une altitude de seulement 290 m pour atteindre le lac à 105 m. De plus elles passent par une zone presque plane, où elles stagnent naturellement, avant de se jeter dans le lac (*Fig. I-10*). Ce cas de figure facilite l'implantation de bassin de rétention et de décantation. Un faible dénivelé réduit les besoins de terrassement nécessaires à la rupture de pente, elle-même indispensable au ralentissement de la vitesse de l'eau. En cela, il semble que ce type d'aménagement est mieux adapté aux plans d'eau superficiels, si tant est que leur bassin s'y prête, ce qui est *a priori* plus souvent le cas que pour les plans d'eau profonds.

Le choix d'une intervention dans le bassin révèle le souci des aménageurs d'éradiquer définitivement le phénomène d'eutrophisation. Bien sûr, le coût du matériel, de son installation et de son fonctionnement fait partie des facteurs

déterminants dans le choix de la gestion. Un autre type d'aménagement est celui de l'intervention sur le plan d'eau, qui s'avère parfois être une alternative à une intervention sur le bassin, ou mieux, un complément à cette dernière.

III – 3.1.2. Les interventions dans le plan d'eau

Certains traitements sur le plan d'eau sont capables d'annihiler en grande partie le mécanisme de l'eutrophisation tandis que d'autres ne se contentent que de résoudre ses manifestations visuelles. Ici encore, les choix traduisent la détermination des acteurs. Enfin, le type de plan d'eau fait partie intégrante des éléments de décision, car un plan d'eau superficiel présentant un fonctionnement particulier d'eutrophisation nécessite une intervention adaptée. De plus, la faible profondeur représente un paramètre important dans l'aspect technique de l'intervention dont il faut tenir compte lors du choix du type de méthode. Les interventions sur le plan d'eau sont de trois types : sur les sédiments, sur la masse d'eau et sur les végétaux.

III – 3.1.2.1. L'intervention sur les sédiments

Le sédiment constitue une réserve de nutriments. Dans le cas des plans d'eau profonds, leur relargage est facilité par les conditions anoxiques des couches profondes induites par une stratification thermique stable et prolongée. Pour les plans d'eau superficiels, le brassage mécanique complet de la colonne d'eau entraîne la remise en suspension des dépôts de fond conduisant là aussi à la désorption des nutriments. Les solutions peuvent être abordées sous deux angles : les traitements chimiques ou mécaniques.

Les traitements chimiques peuvent avoir deux effets sur les nutriments. Tout d'abord, les nutriments peuvent être précipités aux sédiments et rendus de ce fait inconsommables par les organismes vivants. Les additifs chimiques peuvent également jouer un rôle d'inhibiteur de relargage en empêchant les nutriments d'être désorbés (principe de l'inactivation).

Les traitements mécaniques se traduisent soit par un recouvrement du sédiment afin de le protéger du brassage, soit par le dragage, c'est-à-dire son extraction pure et simple du plan d'eau. Cette dernière méthode comporte l'avantage d'avoir un effet à long terme, d'être adaptée aux faibles profondeurs et de s'attaquer à un élément important du mécanisme d'eutrophisation des plans d'eau pelliculaires : la charge interne.

III – 3.1.2.2. L'intervention sur la masse d'eau

Les interventions sur la masse d'eau sont très variées et présentent des risques de modifications importantes du fonctionnement physico-chimique et biologique du plan d'eau.

Le premier principe est celui de l'injection d'une eau extérieure au lac et ce, selon deux options :

- la dilution pour laquelle l'eau injectée est pauvre en phosphore ce qui fait diminuer les concentrations.
- la chasse pour laquelle l'eau (pas forcément pauvre en phosphore) est injectée à un débit élevé afin d'éliminer les organismes vivants plus vite qu'ils ne se reproduisent.

Le deuxième principe d'intervention sur la masse d'eau reprend celui du traitement chimique des sédiments avec l'ajout d'additifs chimiques afin de précipiter ou d'inactiver les nutriments contenus dans l'eau.

Enfin, une dernière intervention agit mécaniquement sur la masse d'eau. L'appareil utilisé est un déstratificateur thermique dont principe est de neutraliser ou de détruire la stratification thermique par le biais du brassage mécanique de l'eau. Deux techniques principales peuvent être employées (Savy, 2006) :

- l'injection d'air depuis le fond de la colonne d'eau via un tuyau percé. Le panache de bulle remonte dans la tranche d'eau et mélange celle-ci.
- la mise en mouvement de l'eau de surface, aspirée et entraînée vers le fond par une pompe flottante (exemple de la pompe de Garton).

Généralement, la période de fonctionnement s'étale depuis le début des premières chaleurs jusqu'à la fin de la saison de stratification estivale. Ce type d'équipement est donc plutôt réservé aux plans d'eau connaissant une différenciation verticale des masses d'eau prolongée. Or, au regard de nos résultats, jamais une stratification thermique ne dure plus de quelques heures dans un lac comme celui de Grand-Lieu. L'utilisation d'un tel appareillage dans ce type de lac s'avère par conséquent totalement inutile. Quant à un étang comme celui de Cieux, si une stratification peut perdurer plusieurs jours, elle ne demeure jamais à l'échelle de la saison. Par conséquent, si cette technique se montrerait utile pour empêcher une stratification, elle resterait démesurément onéreuse et complexe pour un petit plan d'eau comme celui de Cieux.

III – 3.1.2.3. L'intervention sur les végétaux

Les interventions sur les végétaux constituent des méthodes dont l'efficacité est à court terme et dont le but est simplement d'éliminer à l'échelle de la saison les effets visuels de l'eutrophisation. Plusieurs solutions sont alors employées en fonction des organismes à éliminer. Les algicides seront utilisées dans les cas de proliférations d'espèces vivant en pleines eaux. L'élimination des macrophytes peut être réalisée par faucardage ou scarifiage pour les solutions mécaniques, tandis que les traitements chimiques passent par les herbicides. Une autre solution est celle du recouvrement des sédiments afin d'empêcher physiquement les plantes de croître.

Nous avons vu précédemment l'importance que peuvent prendre des plantes comme les macrophytes dans l'écosystème des plans d'eau superficiels. Leur élimination est alors à remettre en cause. Que seraient le Balaton sans sa ceinture de roseaux et Grand-Lieu sans son herbier ? Même si l'efficacité de la destruction de cette végétation était prouvée, il serait vain de tenter de s'en séparer. De plus, ce genre d'intervention reste tout au mieux efficient à l'échelle de la saison et ne contribue certainement pas à une gestion sur le long terme.

En résumé, que l'on intervienne sur le bassin d'alimentation ou sur le plan d'eau, les techniques présentent chacune leurs intérêts et leurs désavantages. La particularité des plans d'eau superficiels induit inévitablement un choix adapté. Ainsi, la personnalité du plan d'eau et son niveau trophique déterminent-ils en partie le type d'intervention. Cette dernière peut également être le reflet de l'importance écologique et économique d'un plan d'eau au sein d'un pays. C'est le cas du lac Balaton, dont le surnom de « mer hongroise » laisse présager à lui seul son importance dans le cœur de cette nation.

III – 3.2. Les aménagements du lac Balaton : un exemple de gestion contre l'eutrophisation

Le gouvernement hongrois a entrepris depuis maintenant presque trois décennies de combattre ce phénomène qui représente une sérieuse menace pour la santé du lac et qui handicape fortement l'activité touristique.

III – 3.2.1. La mise en place d'un programme d'intervention et de réglementation

Chaque été, la mer hongroise attire en masse les baigneurs et autres amateurs de sports nautiques. Budapestois et étrangers se pressent autour des 101 points de baignade aménagés que compte le Balaton, formant un flux minimum de deux millions de vacanciers (JICA, 1997) sur cinq semaines de juillet et août. Dans un décompte de 1991, Lengyel (1995) a dénombré jusqu'à 930 000 estivants en un week-end. Une telle abondance n'est pas sans conséquence sur l'écologie du lac et sur l'économie de la région.

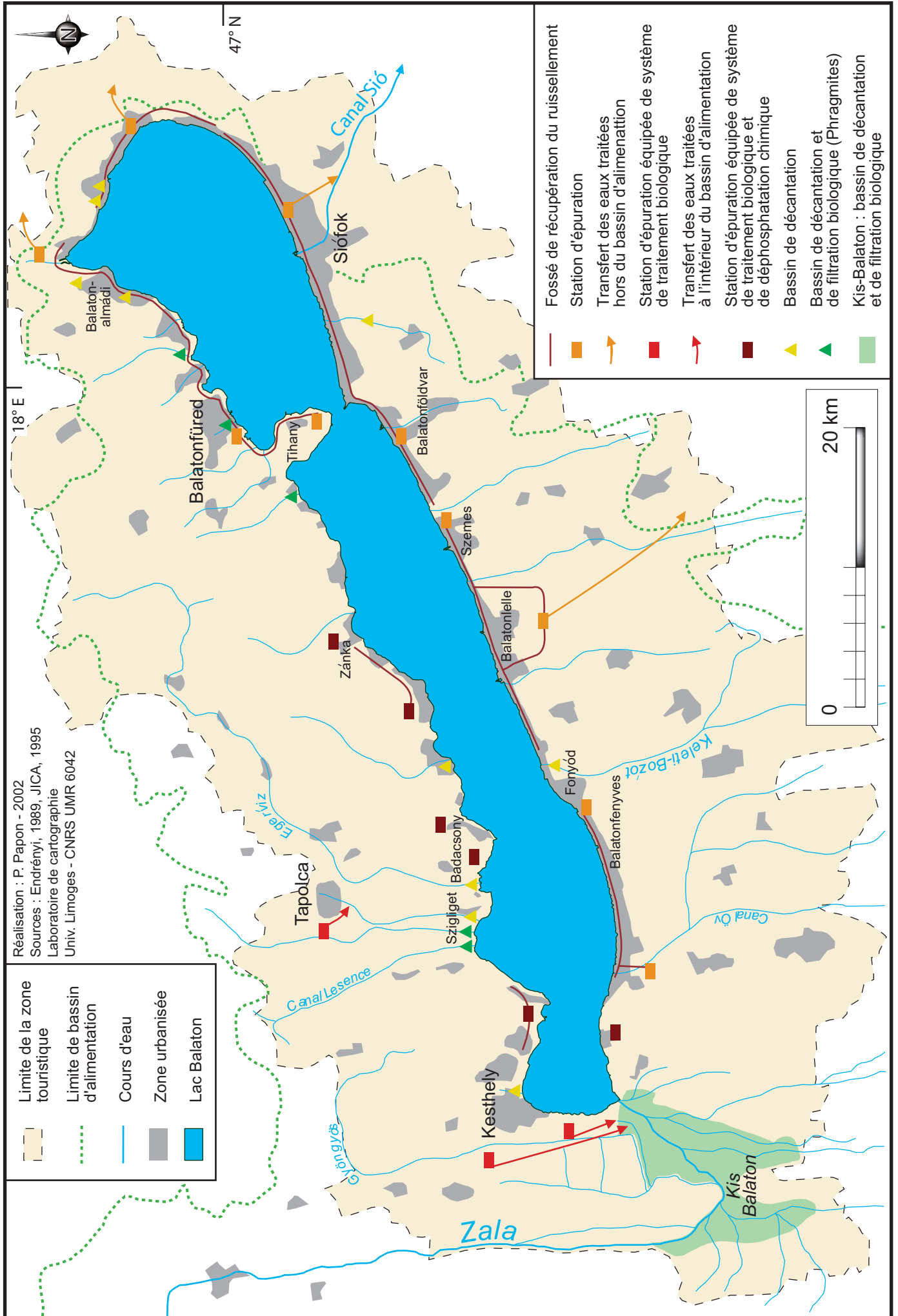
1982 est une des années où l'eutrophisation du Balaton fut la plus virulente. Dans le bassin ouest du lac, la baie de Keszthely, le pourcentage de biomasse par unité de volume a alors atteint 60 mg/l pour la moyenne annuelle, avec plus de 150 mg/m³ de chlorophylle *a* pendant la fleur d'eau estivale (Herodeck, 1988). En

1983, est adopté au Parlement hongrois le « Programme de développement de l'aménagement des eaux du Balaton » en réponse à l'alarme donnée l'année précédente par les riverains du lac et depuis 1976 par la communauté scientifique. Cependant, la planification de l'aménagement de la région remonte aux années 1950, sous le régime socialiste, et notamment en 1958 avec la prescription « d'études régionales systématiques » (Libault, 1962). Le programme d'aménagement de 1983 a donc pour principaux objectifs le maintien du niveau des eaux du Balaton, l'arrêt des sources externes de pollution et la réduction des effets de la charge interne. Pour le premier de ces objectifs, la capacité de débit de l'écluse de l'effluent du lac, le canal Sió, fut améliorée et portée à 80 m³/s en 1976. Grâce à cette augmentation, le seuil de fluctuation maximale annuel fut fixé par le programme de 1983, à 30 cm et à 15 cm à l'échelle du mois (Virág, 1988). En matière de qualité des eaux, trois étapes sont projetées pour les années à venir, avec pour chacune d'entre elles des limites inférieures de chlorophylle *a* et de phosphore total de l'eau à atteindre (Hajós, 1992) :

- 1987 : fin de la détérioration de la qualité des eaux
- 1987 - 1995 : mise en place des méthodes d'amélioration de la qualité des eaux
- 2005/2010 : retour au niveau de la qualité des eaux du début des années 1960

Outre les mesures d'interventions directes sur le lac et son bassin, le plan prévoit l'élargissement des limites de la « région touristique » créée en 1963 et modifiée en 1979. Cette zone administrative (*Fig. III-47*), appelée aire touristique du Balaton, est actuellement de 3 445 km² (Lackó, 1988). Elle est soumise à une série de mesures conduisant à une réglementation plus stricte. Ainsi, par exemple, chaque séjour dans les hôtels et campings de la zone est taxé. Parallèlement, l'utilisation de pesticides et de fertilisants est interdite en périphérie du lac et très limitée dans le reste du bassin d'alimentation. Les attributions de permis de construire sont restreintes et la superficie minimale des terrains privés est limitée afin d'éviter les ventes parcellaires entraînant la multiplication des constructions.

Figure III-45 : Températures de l'eau et de l'air et vent les 20 et 21 avril 2002 - Grand Etang de Cieux



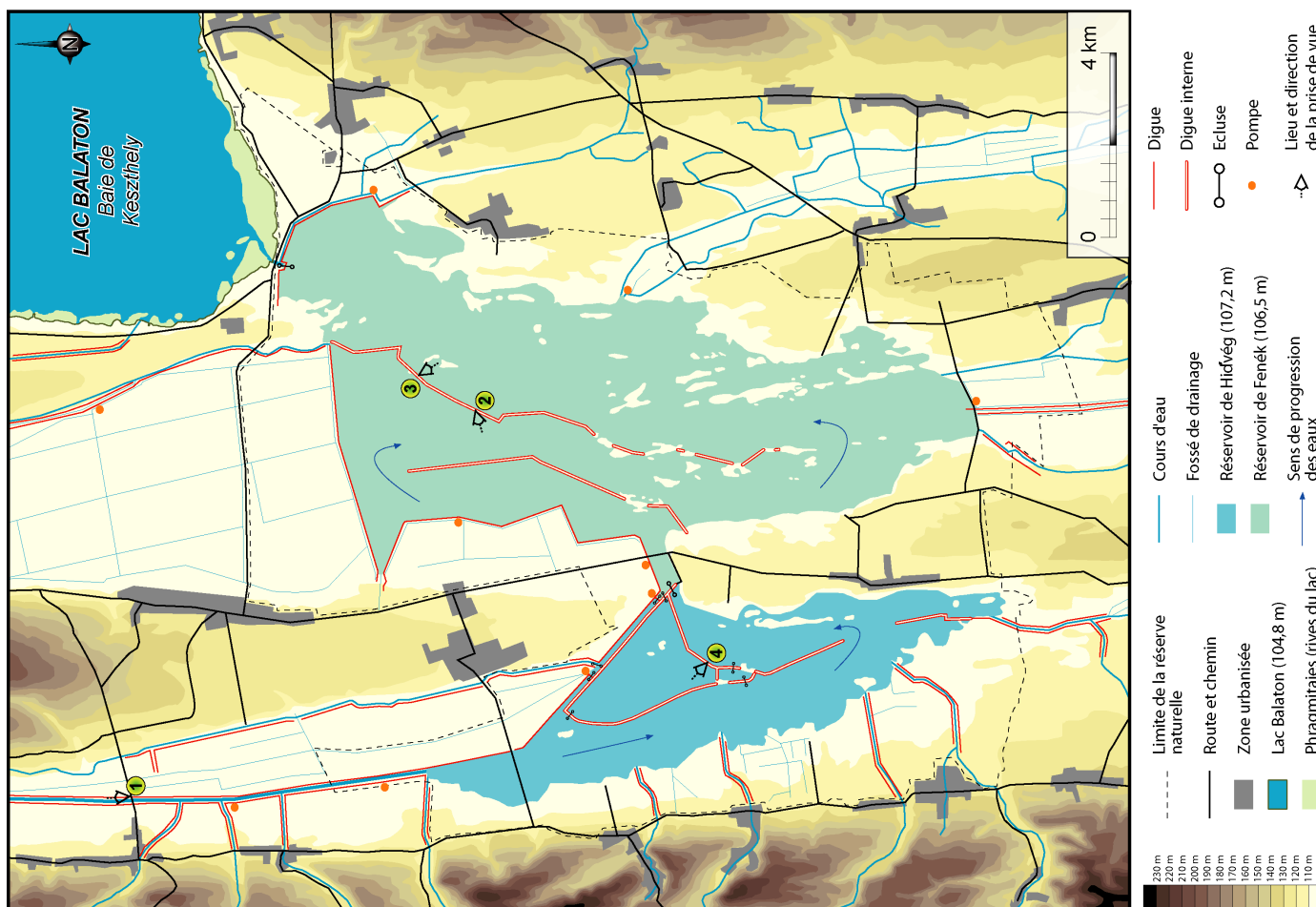
Mais faute de ne pouvoir éradiquer le phénomène d'eutrophisation par la seule réglementation, le programme de développement doit nécessairement proposer une intervention directe sur le bassin d'alimentation afin de filtrer le déversement de substances nuisibles.

III – 3.2.2. Les interventions directes dans le bassin d'alimentation

Le réseau d'épuration est organisé en sept districts, chacun contenant de une à quatre stations pour un total de 19 centres de traitement. Parmi elles, neuf sont équipées d'un système de traitement biologique, par l'utilisation d'algues consommatrices des substances nuisibles, et dont six sont munies de surcroît d'un système de déphosphatation chimique (*Fig. III-47*). La plupart rejettent les eaux traitées directement dans le lac. Trois stations les déversent dans le bassin d'alimentation : celle de Tapolca, trop éloignée, les restitue dans l'affluent, et les deux à l'ouest de Keszthely dans le Kis-Balaton. Enfin, quatre stations transfèrent leurs eaux hors du bassin d'alimentation du lac. Sur la presque totalité de la rive sud, au nord-est et partiellement sur la rive nord, un fossé relié au réseau d'épuration, récupère le ruissellement direct.

Ailleurs, 16 bassins de décantation empêchent une trop grande quantité de particules sédimentaires d'atteindre le lac. Sur la rive nord, cinq d'entre eux utilisent la capacité des Phragmites à filtrer les nutriments. Au sud-ouest du Balaton, le plus important système de décantation et de filtration a été aménagé sur le cours de la Zala, le principal affluent du lac. Le Petit Balaton (Kis-Balaton), immense marais faisant la transition entre terre ferme et eau libre, n'est autre qu'un ancien bassin du Balaton, séparé du lac dans un premier temps par la baisse du niveau de ses eaux et par la suite par l'endiguement de ses berges. Aujourd'hui d'une superficie de 69,4 km², la zone humide naturelle s'étendrait sur une bien plus grande surface si elle n'était pas drainée et endiguée (*Fig. III-48*).

Figure III-48 : Les aménagements du Kis-Balaton



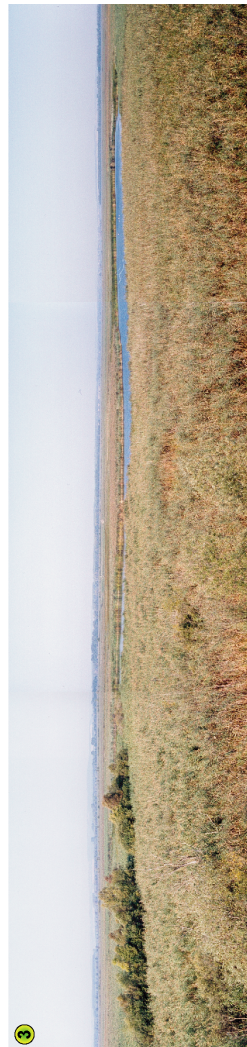
Réalisation : P. Papon - 2001
Clichés P. Papon - Septembre 2000
Source : Cartographia, 1998, carte au 1/40 000
Univ. Limoges - CNRS UMR 6042



La Zala endiguée avant son arrivée dans le Kis-Balaton



Une des rares poches d'eau libre dans le réservoir de Fenék



Le réservoir de Fenék recouvert presque exclusivement de Phragmites



Les eaux libres et les digues internes du réservoir de Hidvég

Constituée en réserve naturelle, cette zone humide forme un habitat privilégié pour un grand nombre d'espèces d'oiseaux et de végétaux hygrophiles. Le Kis-Balaton inclut deux étangs artificiels, celui de Hídvég et celui de Fenék, dont les profondeurs moyennes respectives sont de 1,14 m (Diósi, 1989) et 1,25 m (Csányi *et alii*, 1989). Le premier de ces réservoirs, situé à l'embouchure de la Zala, est en eau libre et constitue un bassin de décantation des particules sédimentaires, draguées par la suite. Le deuxième réservoir, hormis quelques poches d'eau libre, est quant à lui presque entièrement recouvert de *Phragmites* (Fig. III-48) et autres plantes aquatiques, ayant un rôle de filtre en consommant les nutriments disponibles. L'ensemble constitue donc un gigantesque bassin de rétention, dont le temps de résidence de eaux est estimé à 132 jours (Csányi *et alii*, 1989), qui agit comme une éponge à sédiments et nutriments.

III – 3.2.3. Un cas exemplaire de traitement : le dragage de la baie de Keszthely

Le principe de l'intervention sur le bassin d'alimentation est de réduire les apports nutritionnels en supprimant les rejets ou en les filtrant comme c'est le cas pour le Kis-Balaton. Or, nous l'avons vu, l'eutrophisation du grand lac hongrois trouve sa principale source dans la charge interne sédimentaire. De ce fait, la réduction de la charge externe, si elle est utile à long terme, ne suffit pas à rétablir l'équilibre de la chaîne trophique. C'est pourquoi une intervention sur le plan d'eau lui-même est nécessaire.

Vers la fin des années 1970, une première méthode fut mise au point afin de tenter un traitement sur le sédiment. Dans la baie de Keszthely, deux fosses ont été creusées dans le but de piéger les particules sédimentaires dans les zones où le taux de matières en suspension maximum a été mesuré (Herodeck, 1988). Le but est d'augmenter la profondeur de la colonne d'eau afin de réduire la remise en suspension et de constituer une zone de précipitation des sédiments. Le premier de ces pièges est situé à l'est de l'embouchure de la Zala et fait 1,5 m de profondeur, et le

deuxième, encaissé de 2,5 m, est à l'extrémité nord-est de la baie (Fig. III-49). Le projet prévoit leur excavation lorsque ceux-ci seront comblés.

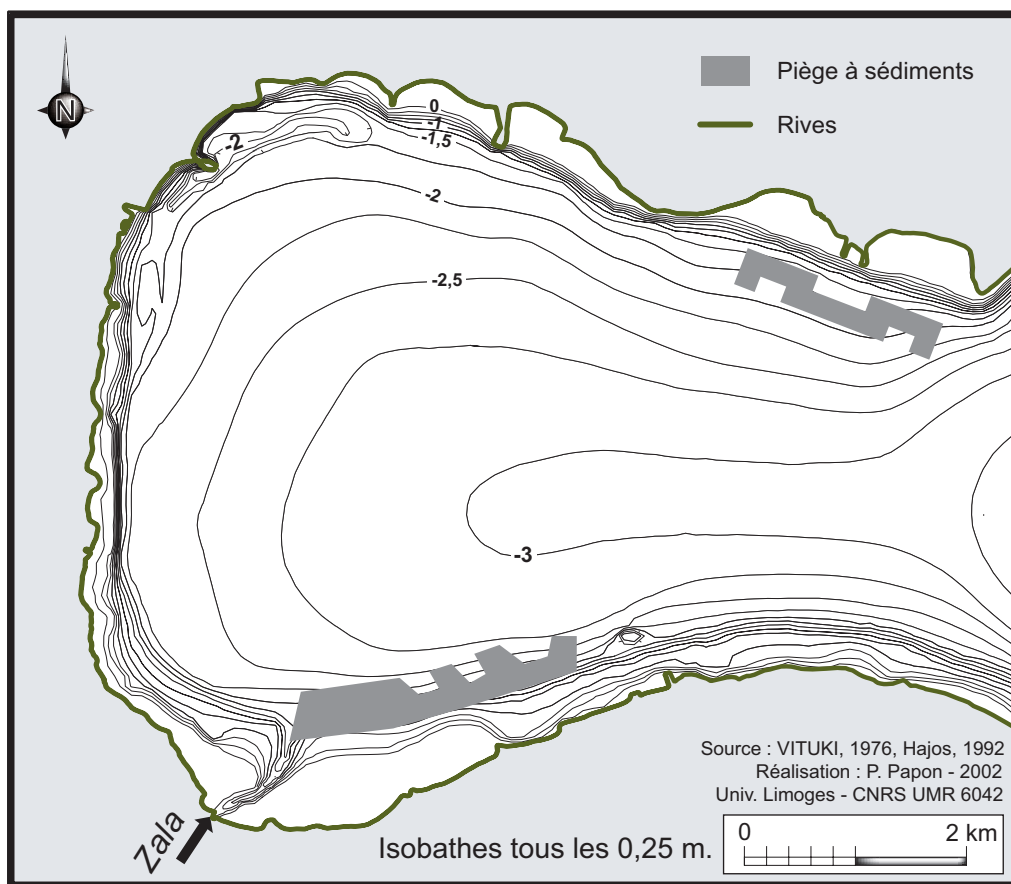


Figure III-49 : Les pièges à sédiments de la baie de Keszthely

La baie de Keszthely est de loin la plus touchée par les méfaits de l'eutrophisation de par ses caractères géographiques. C'est le bassin du lac qui se prête également le mieux à une intervention par dragage du sédiment (Papon, 2001). Le système utilisé est celui d'une drague hydraulique (Fig. III-50) qui pompe les matériaux de fond, et les achemine via une conduite de refoulement vers des zones de dépôts (Papon, 2001). L'épaisseur enlevée varie de 3 à 39 cm, pour une moyenne de 20 cm (Cserny, 1992), suffisante pour tronquer les 8 premiers centimètres constituant la couche sédimentaire la plus contaminée. Dans les plans d'eau habituellement traités par cette technique, une profondeur de 3 m correspond à des dimensions horizontales elles aussi réduites. Mais la baie de Keszthely a une superficie, à elle seule, de 38 km². La drague aspirant tout au plus le sédiment à

raison de 500 m² par heure, le traitement de l'ensemble de la baie, soit seulement 6,4 % du lac, prendrait déjà près de neuf ans en travaillant sans discontinuer. En réalité, il faut retrancher chaque année la période de gel du lac. Durant les périodes d'eau libre, deux équipes se succèdent pour faire fonctionner la machine dix à douze heures par jour et des zones préférentielles ont été choisies afin de limiter la surface à traiter (*Fig. II-51*). Malgré ces efforts, le traitement de la baie réclamerait en réalité 28 années de travail.

Les caractéristiques du Balaton constituent un point crucial dans la perspective de son aménagement, alliant, pour l'aspiration du sédiment, les facilités offertes par la dimension verticale réduite et les contraintes d'une grande superficie. Car c'est cette dernière qui provoque l'étalement des sédiments non dragués sur les zones déjà traitées. Nos résultats ont démontré que la resédimentation autochtone est forte, si bien que les taux de calcite sont partout élevés, surtout en s'écartant de la Zala (Papon, 2001). L'étude visant à comprendre et à quantifier ce phénomène néfaste au traitement doit donc être poursuivie afin d'adapter les aménagements en cours.

III – 3.2.4. Les résultats du programme d'aménagements

Un programme d'intervention d'une telle ampleur porte heureusement ses fruits et il est indéniable que les eaux du Balaton ont recouvré une meilleure qualité. Les objectifs fixés en 1983 ont été partiellement atteints. Les moyennes annuelles de chlorophylle *a* sont toutes en dessous des seuils de tolérance, tandis que les taux de phosphore total dans presque tous les bassins sont extrêmement satisfaisants (*Tab. III-8*). En effet, même si les eaux des régions de Szigliget, Szemes et Siófok sont naturellement peu chargées en phosphore, les résultats obtenus prouvent bien l'efficacité des aménagements liés au programme de 1983. En revanche, la baie de Keszthely présente encore une concentration en phosphore trop élevée, bien que les valeurs de chlorophylle *a* y soient acceptables.

Figure III-50 : Dragage de la baie de Keszthely

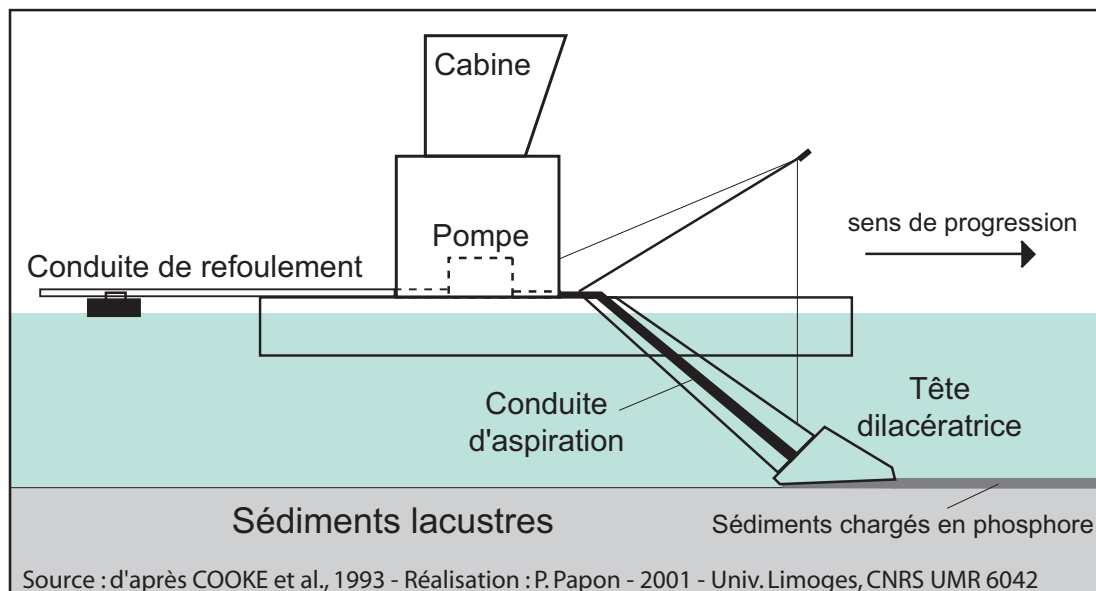
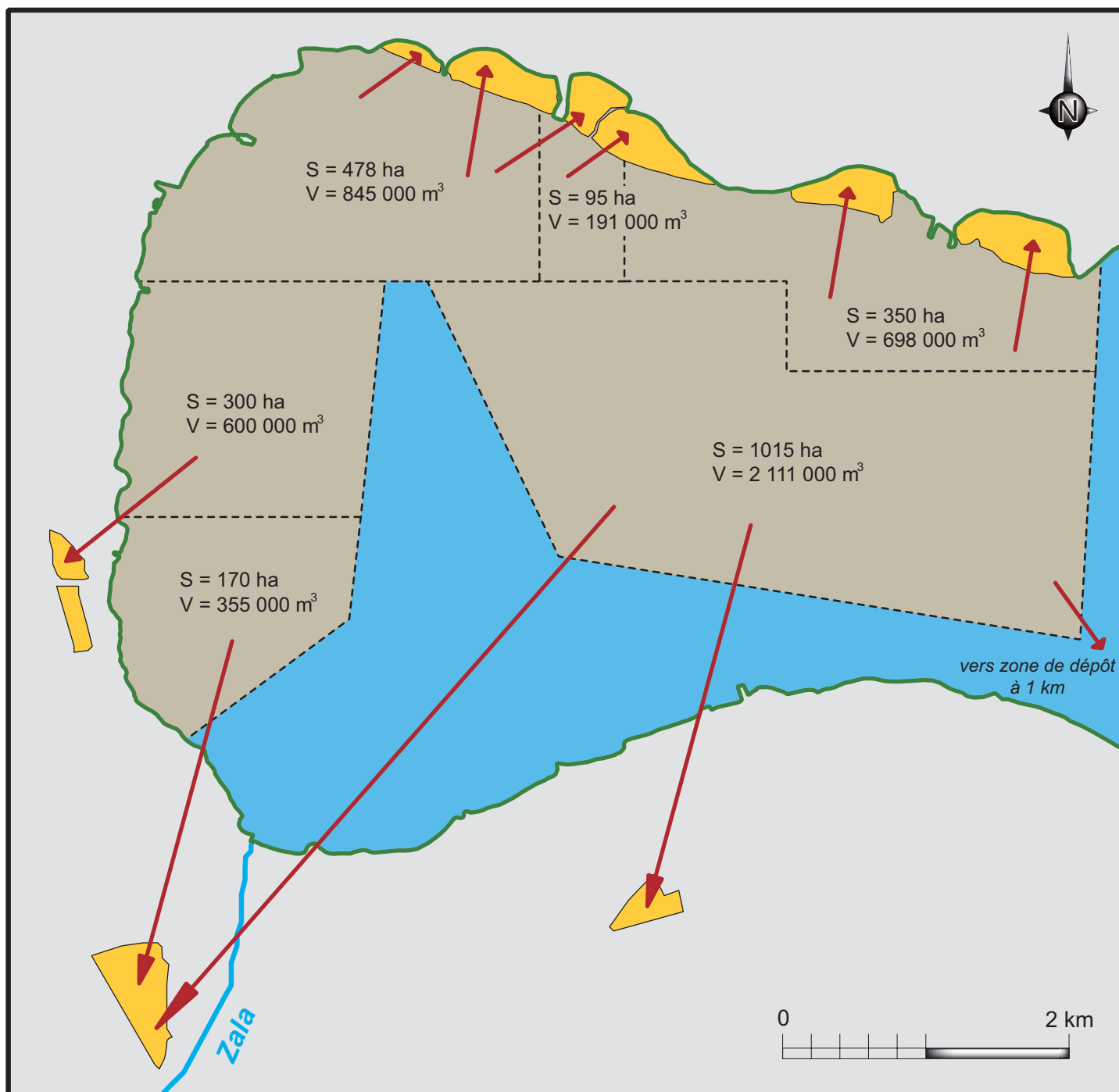
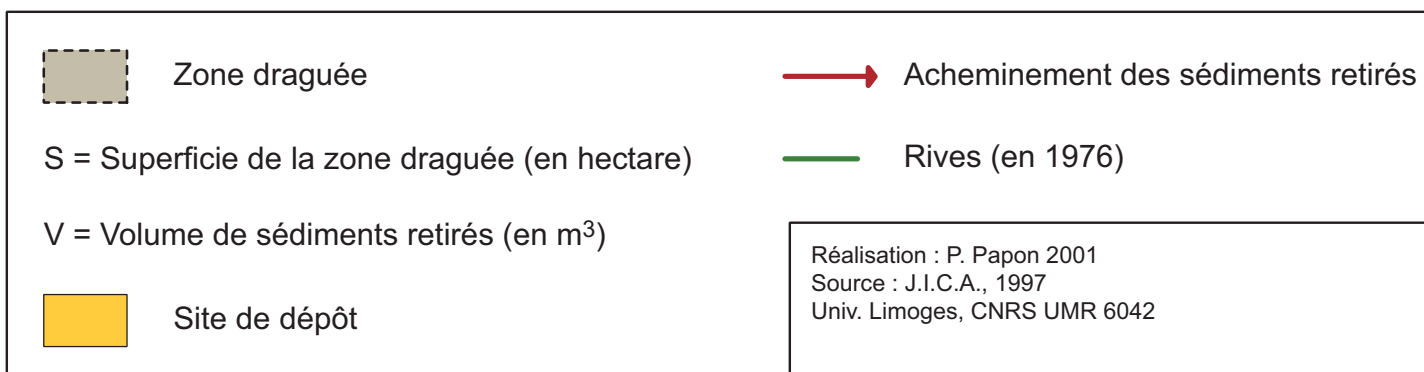


Figure III-51 : Organisation du dragage de la baie de Keszthely



Plan d'organisation du dragage fixé en 1992.



Bassin	Seuil de chlorophylle <i>a</i> prévu pour l'année 1987 (mg/m ³)	Chlorophylle <i>a</i> en 1989 (mg/m ³)	Seuil de phosphore total prévu pour l'année 1987 (mg/m ³)	Phosphore total en 1989 (mg/m ³)
Keszthely	60	48	40	50
Szigliget	40	35	30	8
Szemes	15	17	20	6
Siófok	17	11	20	0,5

Tableau III-8 : Comparaison entre les objectifs du programme pour l'année 1987 et la situation en 1989 (d'après Hajós, 1992)

D'une manière générale, si la qualité des eaux a effectivement augmenté depuis 1983, le maintien d'un niveau trophique satisfaisant semble extrêmement délicat et il n'est pas rare de voir certaines années la fleur d'eau estivale revenir avec toute son opulence (Fig. III-52).

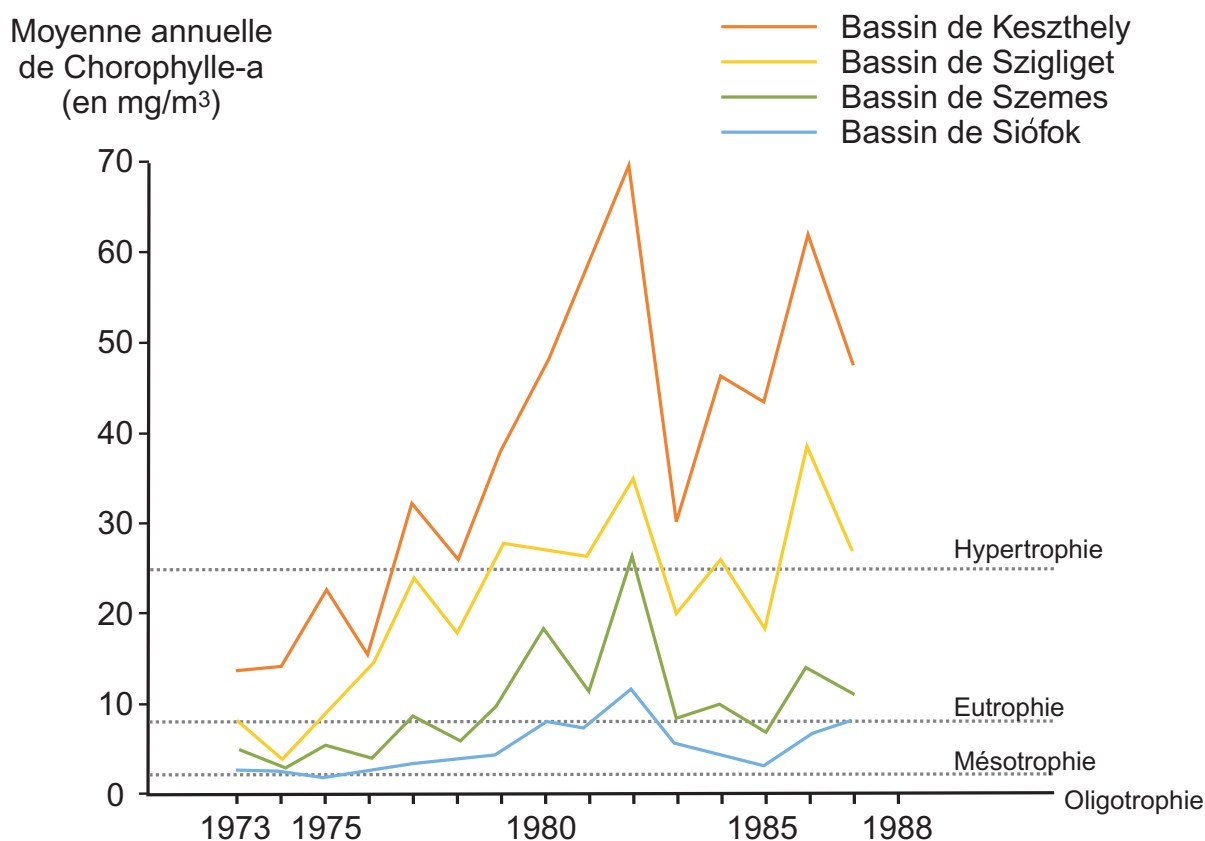


Figure III-52 : Evolution du niveau trophique des bassins du Balaton (d'après Herodek, 1988)

Le Balaton bénéficie d'un plan d'aménagement de premier ordre. Son statut national en fait une priorité des divers gouvernements hongrois. Au-delà de ses

richesses écologiques et de la manne économique qu'il représente, c'est le joyau d'un pays sans accès sur la mer. Les efforts menés pour sauvegarder le Balaton sont donc à la hauteur de ce qu'il représente. Jusqu'à présent, sa gestion peut-être considérée comme un succès, mais à quel prix...

La question réside alors dans l'engagement que les décideurs politiques, les aménageurs ou la population sont capables de montrer pour un plan d'eau. En d'autres termes, est-il possible de mener une gestion aussi approfondie pour chacun des plans d'eau superficiels en danger ?

III – 3.3. Des aménagements applicables à tous les plans d'eau superficiels ?

A travers l'exemple que nous venons de voir, l'eutrophisation, même avancée, d'un lac de très grande taille peut être combattue et repoussée avec succès. Si le Balaton est un cas exemplaire de gestion, il reste une exception, à l'image du lac et de sa place au cœur de son pays. Qu'en est-il pour les innombrables lacs et étangs atteints du même mal que la « mer hongroise » et qui ne jouissent pas d'une attention aussi grande ? Car la question repose bien sur l'équilibre entre maux et remèdes.

III – 3.3.1. Le cas du Grand Etang de Cieux

Les plans d'eau limousins, au nombre d'environ 22 000 (Bartout *et alii*, 2004), connaissent le phénomène d'eutrophisation. La situation des étangs de cette région française est bien trop différente pour imaginer une gestion similaire à celle du grand lac hongrois. Pour mieux cerner les problématiques rencontrées par certaines de ces petites pièces d'eau, il est auparavant utile de présenter les résultats concernant la qualité des eaux de l'un d'entre eux, en l'occurrence le Grand Etang de Cieux.

Tout d'abord, le bilan des entrées et des sorties en nutriments montre le pouvoir de rétention relative du plan d'eau. Pour ce qui est des concentrations en nitrates, sur l'année de mesure, l'étang de Cieux a engrangé plus de nutriments qu'il n'en a relâchés (Fig. III-53). Les taux de l'émissaire sont généralement plus faibles que

ceux des affluents sauf pour les mois de mai et d'octobre. Le cycle annuel des nitrates est bien représenté avec les plus fortes valeurs en janvier et février, témoignant de la faible consommation hivernale. A l'inverse, la fin du printemps est marquée par de faibles taux, conséquence d'une assimilation importante.

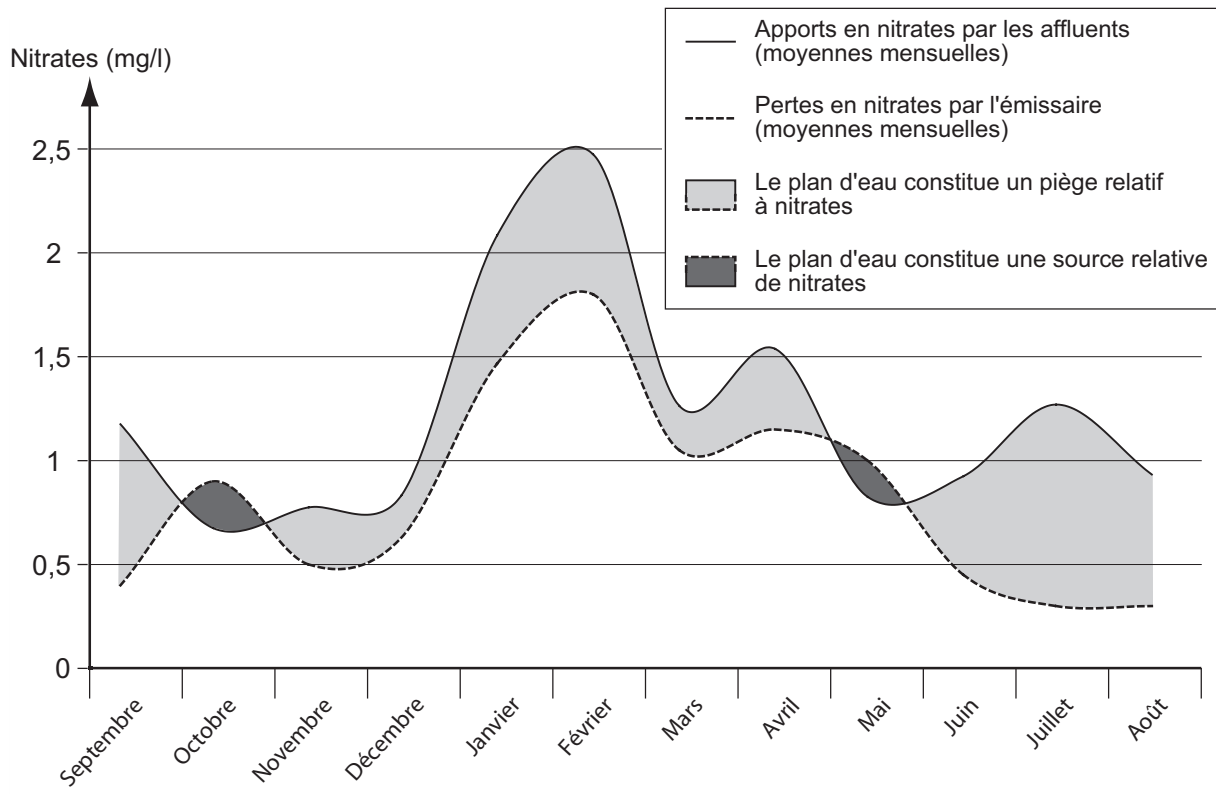


Figure III-53 : Taux moyens mensuels de nitrates dans les affluents et l'émissaire de l'étang de Cieux entre septembre 2002 et août 2003 (d'après Papon *et alii*, 2004)

En ce qui concerne l'eau de l'étang, la moyenne annuelle (entre septembre 2002 et août 2003) des taux de nitrates, pour les prélèvements de l'eau de surface au niveau de la digue, est de 0,7 mg/l (Papon *et alii*, 2004). Au-delà de cette faible moyenne, les plus fortes concentrations ne dépassent jamais 2 mg/l. Les taux de phosphates quant à eux n'ont pas excédé 0,4 mg/l, avec une grande majorité de valeurs en dessous de 0,1 mg/l. En revanche, les analyses des prélèvements effectués en profondeur lors d'une phase de stratification thermique, ont révélé des taux plus importants. Ainsi, les échantillons prélevés à 3,2 m de profondeur contenaient jusqu'à 4,4 mg/l de nitrates (contre 0,2 mg/l pour l'eau de surface) et 1,78 mg/l de

phosphates. Un profil vertical de l'oxygène dissous réalisé simultanément aux prélèvements, montrait une anoxie des couches profondes. Il semble donc que les sédiments, dans des conditions anoxiques, constituent une réserve en nutriments non négligeable. Cette hypothèse est confortée par les résultats du bilan entrée/sortie de nutriments, à travers lesquels le plan d'eau fonctionne comme un piège à nutriments. Lorsque les phases de stratification thermique sont prolongées, les nutriments adsorbés au sédiment sont libérés, les conditions aphotiques et anoxiques des couches profondes empêchent en grande partie leur consommation. C'est lors d'un brassage qu'ils sont rendus plus disponibles pour les producteurs primaires. Or, comme cela a été démontré précédemment, les phases de stratification dans cet étang restent toujours limitées dans le temps et les éléments nutritifs deviennent rapidement consommables. Il apparaît donc qu'un étang comme celui de Cieux cumule les désavantages. Sa profondeur relative est suffisante pour générer des stratifications thermiques capables de créer des conditions favorables à la désorption des nutriments. Parallèlement, la faible profondeur absolue engendre une sensibilité aux forçages externes suffisante pour que le plan d'eau soit brassé régulièrement, rendant les nutriments relargués plus disponibles.

La solution pour un étang comme celui-ci serait probablement un draguage de la couche superficielle de sédiment. Un engin tel que la drague flottante utilisée sur le Balaton est en revanche trop imposant pour un plan d'eau de quelques hectares et les manœuvres seraient difficilement réalisables. Le traitement des sédiments implique également une intervention dans le bassin d'alimentation, afin d'empêcher de nouveaux apports trop importants en éléments nutritifs, sans quoi, ces derniers viendraient réalimenter la charge interne. De plus, à bien regarder les taux de phosphates et de nitrates des affluents, il est difficile de justifier un plan d'aménagement à l'échelle du bassin d'alimentation.

III – 3.3.2. De l'aménagement d'un plan d'eau à un autre

La gestion des plans d'eau passe nécessairement par une évaluation de chaque étape qui la constitue. Les décisions partent la plupart du temps du constat des problèmes que le plan d'eau rencontre et de leurs conséquences écologiques et économiques. De là, les causes doivent être identifiées et les solutions proposées nécessitent une adaptation constante. Le plan de gestion doit tenir compte de l'ampleur du problème et de sa résolution, de la faisabilité de cette dernière principalement par rapport à son coût, son efficacité et sa réversibilité.

Comment alors proposer une solution idoine et commune aux plans d'eau superficiels ? Nous avons identifié leurs caractères et étudié leur comportement face aux forçages externes. S'il nous est permis d'en faire une synthèse en seulement quelques lignes, nous pourrions dire que les plans d'eau superficiels souffrent de leur faible volume d'eau. Une profondeur absolue réduite à quelques mètres leur confère une fragilité face aux forçages externes. En fonction de leur profondeur relative, l'influence respective de ces derniers varie. Un plan d'eau de faible profondeur absolue peut être considéré systématiquement comme pelliculaire. En revanche, pour les lacs plus profonds, c'est sur leur indice de creux qu'il faudra se fonder pour les qualifier de superficiels.

Conclusion partielle

La cartographie des différents types de fetch apporte de précieux renseignements. Que les courses soient potentielles, continues ou modulées, chacune offre un angle de vue différent, avec ses avantages et ses limites, sur le forçage externe qu'est le vent sur un plan d'eau. Les courses de vent potentielles permettent de définir, par une première approche, la répartition et les valeurs des longueurs théoriques de fetch. Le contraste des zones exposées et de celles à l'abri du vent s'avère très intéressant. Par l'indice de fetch potentiel, un plan d'eau peut être comparé à un autre par rapport à leur exposition naturelle au vent. Le fetch continu, en tenant compte de la progression du vent à la surface de l'eau, apporte un éclairage plus concret sur la distribution des valeurs à l'intérieur des berges. Enfin, l'intégration des roses des vents permet au fetch modulé de faire ressortir les zones les plus souvent exposées à de longues courses et, à l'opposé, les régions protégées faisant face à des vents rares.

Les analyses des températures de l'eau et des conditions météorologiques, ont fait émerger des points communs et des divergences dans les comportements de nos plans d'eau peu profonds. Une similitude réside dans leur temps de réponse court aux changements climatiques et dans l'absence de stratification saisonnière. Le lac de Grand-Lieu n'a d'ailleurs jamais été stratifié plus de quelques heures durant notre période de mesures. Quant aux différences entre le lac nantais et l'étang limousin, le premier s'est montré plus prompt à réagir à l'influence des vents. Ce constat semble prouver que la convection mécanique est le premier poste pesant sur la distribution verticale des températures. Le Grand Etang de Cieux quant à lui, moins sensible au forçage des courants aériens, voit ses températures de l'eau varier sous l'impulsion première de la convection libre. Au terme de nos analyses, il apparaît que faible profondeur absolue entraîne une sensibilité accrue aux forçages externes, rendant nos plans d'eau polymictiques. La profondeur relative quant à elle joue sur la place des différents forçages. Un faible indice de creux inclut une prédominance de l'effet

du vent tandis qu'une profondeur relative plus importante réduira l'impact de ce dernier, donnant ainsi plus de poids aux variations des températures de l'air.

Enfin, concernant les aménagements spécifiques aux plans d'eau superficiels, quelques pistes de réflexion ont émergé. Parmi les interventions dans le bassin d'alimentation, la mise en place de bassin de décantation et de rétention sont *a priori* plus facilement réalisables à proximité des cuvettes lacustres peu creusées. Pour les interventions à l'intérieur de ces dernières, l'utilisation d'appareillage comme le déstratificateur thermique apparaît comme inutile, au regard de la polymicticité naturelle des plans d'eau pelliculaires. A l'inverse, des techniques comme le dragage des sédiments sont plus adaptées à des tranches d'eau peu épaisses. L'aménagement du lac Balaton est à ce titre exemplaire, montrant que la lutte contre l'eutrophisation n'est pas vaine, même pour un des plus grands lacs européens. Cependant, il est nécessaire de replacer la « mer hongroise » dans son contexte et garder en mémoire que tous les plans d'eau peu profonds ne peuvent pas être l'objet de tant d'attentions. Ainsi, gérer un étang comme celui de Cieux nécessite une réflexion à une autre échelle.

Conclusion générale

Les limnologues s'attaquent depuis plus d'un siècle à la multitude de questions soulevées par les plans d'eau. La plupart de ces recherches ont eu jusqu'alors une orientation monographique avec pour principaux sujets les plus grands et les plus profonds lacs de la planète. Si la mer Caspienne, le Baïkal, les Grands Lacs états-uniens ou encore le Léman, ont vu leurs secrets dévoilés à travers une multitude d'études, c'est sans doute à cause des mystères qu'inspiraient leurs tréfonds. Contrairement à ces innombrables travaux, qui ont par ailleurs apporté de précieuses réponses, notre démarche fut transversale et orientée vers les fines pellicules d'eau. Le centre de gravité de notre questionnement n'était pas un lac mais une particularité que peuvent posséder certains plans d'eau, c'est-à-dire leur faible profondeur.

La première question liée à la spécificité d'une dimension verticale réduite est celle concernant l'identité des plans d'eau peu profonds. Sur ce sujet, la littérature limnologique reste ambiguë. Si les plans d'eau superficiels et leurs particularités sont couramment abordés, ils ne sont jamais définis clairement. Ce type de plans d'eau semble exister sous la plume des auteurs mais ce qu'ils désignent reste en réalité relativement flou. Seuls quelques-uns se sont aventurés à proposer une classification fondée sur leur creux mais sans pour autant en justifier les limites de valeurs.

Si de prime abord la profondeur absolue semble toute désignée pour définir un plan d'eau comme superficiel, il s'avère que le problème est plus complexe. En effet, une valeur absolue de profondeur n'aura pas les mêmes conséquences si elle se dissimule sous une surface de quelques hectares ou de plusieurs centaines de kilomètres carrés. La notion de profondeur relative à la superficie se révèle par conséquent capitale. Plusieurs auteurs proposent des modes de calcul mettant en relation les dimensions horizontales et la dimension verticale. Selon la formule employée, le résultat est appelé profondeur relative (exprimée en pourcentage) ou indice de creux (sans unité). Afin de clarifier le propos et l'utilisation de cette notion, nous avons préféré l'indice de creux à la profondeur relative, pour sa facilité de

lecture et sa pertinence. Quant aux valeurs permettant de délimiter les lacs creux, normaux ou plats, celles proposées jusqu'à présent semblent avoir été fixées de manière arbitraire. Seule une analyse statistique sur une population suffisamment importante de lacs s'avèrerait satisfaisante pour construire une telle classification.

Au-delà de l'indice de creux, précieux pour comparer les profils des cuvettes quelle que soit leur superficie, les plans d'eau pelliculaires présentent des traits communs. La faible épaisseur de la tranche d'eau induit un certain nombre de processus et de caractères propres à ce type de plan d'eau. Une des principales particularités réside dans l'impact des événements extérieurs sur le fond toujours proche. En comparaison avec les lacs profonds, les plans d'eau superficiels présentent des relations surface/fond étroites. Ainsi, les forçages externes tels que le vent ou la température de l'air auront une répercussion sur la colonne d'eau d'autant plus grande que celle-ci est mince. Cette sensibilité semble donc être bien l'apanage des plans d'eau pelliculaires. Cependant, le temps et l'intensité de réponse de leurs eaux face à ces forçages externes restaient à étudier, ainsi que le poids de la profondeur relative dans ces processus.

Afin de tenter d'apporter un éclairage sur ces interrogations, il fallait mettre en place une méthode de travail fondée sur les observations précédemment énoncées. C'est pourquoi nous avons choisi de comparer des plans d'eau dont la caractéristique commune était la faible profondeur. Ce principe de variable bloquée permettait ainsi d'en faire varier d'autres. Nous considérons plusieurs plans d'eau de faible profondeur absolue mais dont les profondeurs relatives étaient différentes. La question fondamentale de notre étude pouvait alors trouver son expression. Il s'agissait de savoir si une profondeur absolue faible induisait un comportement commun.

Après avoir choisi les plans d'eau à étudier, il était nécessaire de déterminer les paramètres pertinents pour arriver à nos fins. L'étude du vent nous a permis d'observer un des forçages externes. La mesure et la cartographie de ses courses sur

nos plans d'eau ont révélé l'importance des dimensions verticales, exprimant ainsi les relations entre surface et profondeur. Les méthodes employées ont trouvé un appui important dans les Systèmes d'Information Géographique. La mise au point de calcul semi-automatique des distances pour les courses de vent a été nécessaire. Ces techniques se sont avérées efficaces par leur précision et par un gain de temps important. Cependant, notre expérience nous a montré la nécessité d'une réflexion préalable. Si les outils informatiques sont utilisés sans la mise en place d'un protocole précis, la perte de temps devient le principal caractère de ces méthodes. La maîtrise approfondie de ces techniques est donc indispensable pour une réelle exploitation des atouts de la géomatique.

Parallèlement aux mesures de vent, un autre poste météorologique, la température de l'air, a été observé afin de compléter le faisceau de l'estimation des influences externes. Afin d'appréhender l'impact de ces forçages externes sur le plan d'eau, nous avons mesuré simultanément les températures de l'eau à différentes profondeurs.

La cartographie du fetch sur les plans d'eau étudiés a montré l'intérêt de ce facteur. La course du vent peut être abordée selon différentes approches. Ce n'est donc pas une mais plusieurs courses du vent qui peuvent être cartographiées. Chacune d'entre elles possède ses avantages et ses limites.

Les courses de vent potentielles expriment les distances que le vent peut parcourir dans l'absolu sur le plan d'eau. Elles sont en premier lieu le reflet de la superficie du plan d'eau. Ainsi atteignent-elles les 75 km sur le Balaton tandis qu'elles ne dépassent pas les 1 200 m sur l'étang de Cieux. Mais au-delà des valeurs ponctuelles maximales, les valeurs moyennes apportent un éclairage capital sur l'importance de la forme du trait de côte. A superficie égale, un plan d'eau très digité aura des potentialités de fetch moindres qu'un lac aux berges peu découpées. Afin de mieux rendre compte de ce phénomène, un indice a été mis en place. L'indice de fetch constitue alors un témoin de la sensibilité d'un lac face au vent et aux courses

qu'il lui offre. Proche du développement du trait de côte, cet indice n'en est pas moins différent et permet la comparaison entre des plans d'eau de tailles et de formes dissemblables. Les courses de vent potentielles s'expriment également dans leur distribution au sein du plan, faisant apparaître les zones d'abris et les zones exposées aux courses importantes.

Le fetch effectif continu correspond aux distances parcourues par le vent sur le plan d'eau selon une provenance de vent donnée. Il est l'expression la plus simple de la course du vent sur un plan d'eau. Sa cartographie nécessite un calcul pour chaque provenance de vent. Une fois ces mesures réalisées, les courses de vent peuvent être moyennées afin d'obtenir une seule carte. Il est alors intéressant de mettre en opposition leur distribution avec celle des courses de vent potentielles. Cette comparaison n'est cependant réalisable que par le calcul des valeurs relatives, les valeurs absolues de ces deux types de fetch étant trop importantes. Le fetch effectif continu permet alors de faire ressortir les couloirs de vent, zones dans lesquelles le vent ne parcourt pas les plus grandes distances mais qu'il balaye quelle que soit sa provenance. Généralement situées au large, ces zones s'opposent au littoral exposé au long fetch d'une seule provenance.

Dans un souci d'exhaustivité, un nouveau calcul de course de vent a été créé. Ce fetch modulé reprend les valeurs du fetch continu en intégrant les données de répartition de provenance des vents. Il apparaît que l'application des coefficients en fonction de la fréquence des vents met en exergue les zones exposées à la fois aux longues courses et de manière récurrente. Ainsi, à partir des observations météorologiques, ces courses modulées permettent de localiser plus précisément les zones exposées et à l'inverse, les zones d'abris. L'application de ces coefficients est bien entendu d'autant plus visible que la distribution des vents est déséquilibrée.

L'analyse croisée des températures de l'air et des forçages externes (température de l'air et vent), sur l'étang de Cieux et le lac de Grand-Lieu, apporte

un éclairage sur les comportements des plans d'eau superficiels et l'implication de leur profondeur relative.

A l'échelle mensuelle, les relevés de température font poindre des différences de comportement entre l'étang de Cieux et le lac de Grand-Lieu. Sur une période de mesures comprise entre mai et octobre, le lac nantais présente des écarts de température moyenne mensuelle entre la surface et le fond ne dépassant pas 1,3 °C. En revanche, l'étang de Cieux présente une amplitude verticale allant jusqu'à 4,6 °C dès la première moitié du mois de juin.

A l'échelle journalière, la tendance constatée à l'échelle de temps mensuelle se confirme. Tandis que le lac de Grand-Lieu connaît une différence maximale de moyenne journalière entre la surface et le fond de seulement 3,9 °C, le contraste vertical de l'étang de Cieux atteint les 11 °C. De plus, à cette échelle de temps, le rôle de la température de l'air est mis en exergue. Lorsque celle-ci chute en dessous des températures de l'eau de fond et qu'elle s'y maintient de manière prolongée, nos plans d'eau restent systématiquement homothermes. Par conséquent, d'après nos observations, une des conditions de stratification des plans d'eau peu profonds est que les moyennes journalières de température de l'air soient supérieures à celles de l'eau de fond.

L'analyse des données à l'échelle horaire fait apparaître un grand nombre de renseignements sur le comportement de nos plans d'eau superficiels.

Durant notre période de mesures, le principal caractère du lac de Grand-Lieu fut une homothermie presque constante (92,7 % du temps). Les rares stratifications thermiques n'ont jamais duré plus de 13 heures. Elles ne pouvaient également exister qu'avec un vent inférieur à 4 m/s et avec des durées d'ensoleillement supérieures à environ 8 heures. Ce lac fut homotherme au moins une fois par jour, témoignant ainsi de sa très faible inertie face aux forçages externes. Cependant, en comparant les amplitudes diurnes de températures de l'air et de l'eau, ce plan d'eau garde une certaine indépendance.

L'étang de Cieux quant à lui connaît des stratifications thermiques plus durables et plus marquées que le lac nantais. Le contraste vertical de température instantanée a atteint les 11,6 °C. En revanche, il s'est lui aussi montré sensible aux forçages externes avec des phases de stratification et de brassage de seulement quelques heures.

Nos deux exemples de plans d'eau peu profonds révèlent donc une sensibilité importante aux forçages externes et présentent clairement un caractère polymictique. Pour les deux plans d'eau, la convection mécanique joue un rôle capital et suffit à elle seule à provoquer un changement de distribution verticale des températures en seulement quelques heures. En revanche, le rôle de la convection mécanique semble plus important sur un lac comme celui de Grand-Lieu où nous avons observé des brassages de forte intensité liés à des épisodes venteux violents.

Il paraissait important de mettre en exergue les résultats obtenus afin de les rendre directement utiles aux gestionnaires de plans d'eau et notamment lorsqu'ils font face à une eutrophisation. Récurrente dans les plans d'eau superficiels, plusieurs auteurs se sont attachés à en présenter les différents remèdes. Cependant, une réflexion centrée sur une faible épaisseur d'eau manquait. Ainsi, en démontrant l'aspect polymictique de nos plans d'eau peu profonds, l'utilisation d'un déstratificateur thermique s'avèrerait stérile. A l'inverse, la technique de l'élimination d'une partie des sédiments par dragage apparaît adaptée aux faibles tranches d'eau. A travers l'exemple de l'aménagement du Balaton, nous avons pu montrer que des solutions efficaces pouvaient être appliquées. Cependant, ce déploiement exceptionnel de moyens devait être mis en perspective avec des cas de gestion plus modeste. Ainsi, un étang comme celui de Cieux, qui connaît également des problèmes de qualité d'eau, même à son échelle ne peut raisonnablement bénéficier d'une intervention similaire à la « mer hongroise ».

Bibliographie

- Aalderink R.H., Lijklema L., Breukelman J., Raaphorst W. (van) & Brinkman A. G., 1985, "Quantification of wind induced resuspension in a shallow lake", *Water Science and Technology*, Amsterdam, 17 (6-7) : 903-914
- Balbi A., 1933, "Abrégé de géographie", Paris, Jules Renouard, cité par Cholnoky J., 1897, "A Balaton limnológiája" in Lóczy L., *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*. B. I, T. 3, Magyar Földrajzi Társaság Balaton bizottsága, Budapest, 118 p.
- Baranyi S., 1975, « Hydrological characteristics of lake Balaton », *Vizügyi Közlemények*, 2 : 249-262
- Barroin G., 1999, *Limnologie appliquée au traitement des lacs et des plans d'eau*. Lyon, Agence de l'eau RMC, Etude n° 62, 215 p.
- Bartout P., Savy B., Graffouillère M., Touchart L., & Mathelin E., 2004, "Le Limousin est-il une région d'étangs ?" in Touchart L. & Graffouillère M., *Les étangs limousins en questions*. Limoges, L'AIGLE, 179 p. : 13-36
- Béll B. & Takács L., 1974, *A Balaton éghajlata*. Budapest, OMSZ 40, 361 p.
- Beudant, 1818, "Voyage minéralogique et géologique en Hongrie", Paris, cité par Cholnoky J., 1897, "A Balaton limnológiája" in Lóczy L., *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*. B. I, T. 3, Magyar Földrajzi Társaság Balaton bizottsága, Budapest, 118 p.
- Birge E.A., « An unregarded factor in lake temperatures » *Transactions of the Wisconsin Academy of Sciences, Arts and Letters*, Madison, 16 : 1005-1016
- Biró P., 1984, « Lake Balaton : a shallow Pannonian water in the Carpathian basin » in Taub F.B., Ed, *Lakes and reservoirs*. Amsterdam, Elsevier, 643p. : 231-245
- Boret P., Marion L., Clavier J., Carpentier A. & Reeber S., 2000, *Carte bathymétrique de la zone centrale de Grand-Lieu*. SNPN, carte au 1/10 000^e, 1 p.
- Boret P. & Reeber S., 2004, *Cartographie de la zone des herbiers flottants sur le lac de Grand-Lieu*. SNPN, rapport interne, 19 p.
- Budai T. & Császár G., Dir., 1999, *A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000*. Budapest, Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary, 257 p., 3 cartes

- Bulla B., 1943, "Geomorfológiai megfigyelések a Balatonfelvidéken" *Földrajzi Közlemények*, 71 (1-2): 18-45
- Burgis M.J. & Morris P., 1987, *The natural history of lakes*. Cambridge, Cambridge University Press, 218 p.
- Carlini M., 2006, *Morphologie et hydrodynamique des plans d'eau : Le cas des étangs-lacs en Limousin*. Limoges, Thèse de doctorat, 352 p.
- Carmouze J.-P., Durand J.-R. & Lévêque C., Ed, 1983, *Lake Chad, Ecology and productivity of a shallow tropical ecosystem*. The Hague, Dr W. Junk, Monographiae Biologicae vol. 53, 575 p.
- Carmouze J.-P. & Lemoalle J., 1983, « The lacustrine environment » 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, Monographiae Biologicae vol. 53, 575:28-64 pp.
- Carper G. L. & Bachmann R. W., 1984, "Wind resuspension of sediments in a prairie lake", *Canadian journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 41 : 1763-1767
- C.I.P.E.L. (Commission Internationale pour la Protection des Eaux du Léman), 1999, *Rapports sur les études et recherches entreprises dans le bassin lémanique. Campagne 1998*. C.I.P.E.L., Lausanne, 240 p.
- Cholnoky J., 1897, "A Balaton limnológiája" in Lóczy L., *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*. B. I, T. 3, Magyar Földrajzi Társaság Balaton bizottsága, Budapest, 118 p.
- Cholnoky J., 1918, "A Balaton hydrográfiája" in Lóczy L., *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*. B. I, T. 2, Magyar Földrajzi Társaság Balaton bizottsága, Budapest, 316 p.
- Cooke D., Newroth P.R., Peterson S.A. & Welch E., 1993, *Restoration and management of lakes and reservoirs*. 2^{ème} édition, Boca Raton, Lewis Publisher, 548 p.
- Crouzevialle R., Graffouillère M., Touchart L., Savy B., Nion G. & Papon P., 2004, "Les étangs réduisent-ils les ressources en eau ?" in Touchart L. & Graffouillère M., *Les étangs limousins en questions*. Limoges, L' AIGLE, 179 p.

- Csányi B., Gullyás P. & Németh J., 1989, "Hydrobiological survey of the Kis-Balaton reservoir" in Salánki J. & Herodek S., 1989, Ed., *Conservation and management of lakes*. Budapest, Akadémiai Kiadó, 644 : 517-529
- Cserny T., 1992, *A Keszthelyi-öböl kísérleti kotrása*. Kutatási program keretében elkészült földtani, geofizikai és geokémiai vizsgálatokról és azok eredményeiről – I. rész, Országos Földtani- és Geofizikai Adattár (OFGA) T 16211. Rapport interne inédit.
- Cserny T. & Nagy-Bodor E., 2000, "Limnogeology of lake Balaton" in Gierlowski-Kordesch E. H. & Kelts K. R., 2000, *Lake basin through space and time*, AAPG Studies in Geology, 46 : 605-618
- Delebecque A., 1898, *Les lacs français*. Paris, Chamerot et Renouard, 436 p.
- Diósi A., 1989, "Post-project analysis of the reconstructed Kis-Balaton" in Salánki J. & Herodek S., 1989, Ed., *Conservation and management of lakes*. Budapest, Akadémiai Kiadó, 644 : 489-505
- Dussart B., 1966, *Limnologie, l'étude des eaux continentales*, Paris, Gautier Villars, 677p., rééd. 1992, Paris, Boubée, 681 p.
- Dussart B., 2004, « Limnologie ». *Encyclopaedia Universalis*, CD-ROM Version 10
- Eberly W.R., 1964, "Further studies on the metalimnic oxygen maximum, with special reference to its occurrence throughout the world". *Investigations of Indiana Lake Stremms*. 6 : 103-139 pp.
- Gautier E. & Touchart L., 1999, *Fleuves et lacs*. Paris, Armand Colin, collection « Synthèse », 96 p.
- Godard A. & Tabeaud M., 2004, *Les climats. Mécanismes, variabilité, répartition*. Paris, Armand Colin, 3^{ème} édition, 217 p.
- Goldman C.R. & Horne A.J., 1983, *Limnology*. Mc Graw-Hill, 465 p.
- Golterman H.L. & De Groot C.J., 1994, « Nouvelles connaissances des formes de phosphates : conséquences sur le cycle du phosphate dans les sédiments des eaux douces peu profondes », *Annls Limno.*, 30(3) : 221-232
- Graffouillère M., 2000, *Etude limnologique et hydrologique de trois étangs de la région de Cieux*. Mémoire de maîtrise, Université de Limoges, 93 p.

- Graffouillère M., 2001, *Les deltas d'étang : une étude limnologique à différentes échelles*. Mémoire de DEA, Université de Limoges, 84 p.
- Guilcher A., 1979, *Précis d'hydrologie marine et continentale*. Paris, Masson, 2^{ème} édition, 344 p.
- Győrke O., 1975, "Studies of the factors affecting the morphological processes in shallow lakes by means of a hydraulic model", *Proc. 16th Congress of the I.A.H.R.*, Sao Paulo, Paper B4, vol. 2, 24 p.
- Hajós B., 1992, "Development of water quality and economics at lake Balaton", *European Water Pollution Control*, 2(2) : 20-25
- Håkanson L., 1981, *A manual of lake morphometry*. Berlin, Springer-Verlag, 1981, 78p.
- Håkanson L. & Jansson M., 1983, *Principles of lake sedimentology*. Heidelberg, Springer, 321 p.
- Hamilton D. P. & Mitchell S. F., 1996, "An empirical model for sediment resuspension in shallow lakes." *Hydrobiologia*, 317 : 209-220
- Harleman D., Luettich R.A. & Somlyódy L., 1990, "Dynamic behaviour of suspended sediment concentrations in a shallow lakes perturbed by episodic wind events", *Limnology and Oceanography*, 35(5) : 1050-1067
- Hejný S., Raspopov I. & Květ J., 1986, *Studies on shallow lakes and ponds*. Prague, House of the Czechoslovak Academy of Sciences, 256 p.
- Herdendorf C. E., 1990, "Distribution of the world's large lakes" in Tilzer M. M. & Serruya C., Ed., *Larges lakes, ecological structure and function*. Berlin, Springer, 691 p. : 3-38
- Herodek S., Lackó L. & Virág Á., 1988, *Lake Balaton, research and management*. Budapest, ILEC, 110 p.
- Hutchinson G. E., 1957, *A treatise on limnology. Volume 1. Geography, physics and chemistry*. New York, John Wiley and Sons, 1015 p.
- Jackson H. O. & Starrett W. C., 1959, "Turbidity and sedimentation at lake Chautauqua, Illinois." *Journal of Wildlife Management*, 23 : 157-168

- J.I.C.A. (Japan International Cooperation Agency), 1997, *The study on environmental improvement of lake Balaton in the Republic of Hungary*. Interim Report, unpublished, 63 p.
- Johnson T. C., 1980, "Sediment redistribution by waves in lakes, reservoirs and embayments" *Symposium Surface Water Impoundments*, ASCE, 2-5/06/1980, Minneapolis, Minnesota, 7-9 : 1307-1317
- Kertész Á., Richter G. & Varga G., 1997, "Water balance and sediment yield in lake Balaton catchment", *Zeitschrift für Geomorphologie*, n° suppl. 110 : 125-136
- Labroue L., Capblancq J. & Dauta A., 1995, "Cycle des nutriments : l'azote et le phosphore" in Pourriot R. & Meybeck M., Ed, *Limnologie générale*. Paris, Masson, 956 p. : 727-794
- Lackó L., 1988, "Regional development of the Balaton tourist district" in Herodeck S., Lackó L., et Virág Á., 1988, *Lake Balaton, research and management*. Budapest, ILEC, 110 : 89-102
- Laloy L., 1906, "La couleur du Balaton". *Bulletin de la société de Géographie*. 13(1) : 376-377
- Lemmin U., 1995, "Limnologie physique" in Pourriot R. & Meybeck M., 1995, Ed, *Limnologie générale*. Paris, Masson, 956 p. : 60-114
- Lengyel M., 1995, *A Balaton turizmus fejlesztési koncepciója*. Budapest, KIT Nyomda, 314 p.
- Létolle R. & Mainguet M., 1993, *Aral*. Paris, Springer, 357 p.
- Lewis W. M. Jr, 1983, "A revised classification of lakes basing on mixing" *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 40 : 1779-1787
- Libault M. A., 1962, « L'aménagement de la région du Balaton », *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 309-310 : 279-287
- Lóczy L., 1913, *Results of scientific investigations of the lake Balaton region. I.1.1. Geologic formations of the Balaton area and their regional distribution*. Magyar Földrajzi Társaság Balaton-bizottsága, 617 p.
- Loup J., 1974, *Les eaux terrestres : hydrologie continentale*. Paris, Masson, 174 p.

- Maleval V., 2002, *Le lac de Saint-Pardoux et l'évolution morphologique des lacs de barrage artificiel*. Limoges, Thèse de doctorat, 350 p.
- Marion L., 1999, "Grand-Lieu. Un lac africain perdu en Europe" *Le courrier de la nature*. 175 : 4-5
- Martonne E. de, 1931, *Europe Centrale*. Paris, Armand Colin, Géographie Universelle, dir. Vidal de la Blache P. & Gallois L., tome IV, 846 p., pp. 510-512
- Meybeck M., 1995, "Les lacs et leurs bassins" in Pourriot R. & Meybeck M., 1995, Ed, *Limnologie générale*. Paris, Masson, 956 p. : 6-59
- Munk W.H., 1950, *Origin and generation of waves*. Long Beach, 1^{ère} CCE : 1-4
- Muszkalay L., 1966, "La mesure des dénivélations longitudinales et transversales de la nappe d'eau du lac Balaton" *Symposium sur l'hydrologie des lacs*, AIHS, 9-15/10/1966, Garde (Italie), publication n° 70, 1 : 100-107
- Nagy A., 1997, *Comportement géochimique des éléments traces dans le système aquatique rivière Zala - réservoir Kis-Balaton – lac Balaton (Hongrie)*. Montpellier, Thèse, 81p.
- Neumann G., 1953, "An ocean wave spectra and a new method forecasting wind generated sea" *Beach Erosion Board, Technical Memor.*, 43. Cité par Guilchert, 1979.
- Nion G., 2002, *Etude du plan d'eau de recherche expérimental de Cieux : l'évaporation et les questions d'hydroclimatologie en Limousin*. Limoges, Mémoire de maîtrise, 98 p.
- Nion G., 2003, *Hydroclimatologie des plans d'eau dans l'ouest de la France et en Limousin : la question de l'évaporation*. Limoges, Mémoire de D.E.A., 82 p.
- Norrman J. O., 1964, "Lake Vättern. Investigations on shore and bottom morphology" *Geogr. Ann.*, 1-2 : 1-38
- 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.
- Papon P., 2002, *Le fonctionnement des plans d'eau superficiels : les problèmes de vulnérabilité et de gestion au Balaton et en Limousin*. Univ. Limoges, mémoire de DEA de géographie, 98 p.
- Papon P. & Touchart L., 2003, » Le Balaton, archétype du lac-étang ? » *Annales de Géographie*, 112(632) : 339-356

- Papon P., Touchart L., Savy B., Brunaud D. & Graffouillère M., 2004, « Les étangs présentent-ils un risque pour la qualité des eaux en Limousin ? » in Touchart L. & Graffouillère M., 2004, *Les étangs limousins en questions*. Limoges, L'AIGLE, 179 p. : 129-150
- Papon P., Maleval V. & Nedjâi R., 2005, « Le bilan sédimentaire en lac : l'influence de la course du vent sur l'érosion », *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 82(2) : 213-223
- Pourriot R. & Meybeck M., 1995, Ed, *Limnologie générale*. Paris, Masson, 956 p.
- Pourriot R. & Meybeck M., 1995, « Zonation physique, chimique et écologique dans les lacs » in Pourriot R. & Meybeck M., Ed, *Limnologie générale*. Paris, Masson, 956 p. : 404-410
- 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., 1998, *Dictionnaire encyclopédique des sciences de l'eau*. Paris, Ediscience, 786 p.
- Rodier J. & Champsaur H., 2005, « Interprétation des résultats analytiques » in Rodier J., *L'analyse de l'eau : eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer*. Paris, Dunod, 8^{ème} édition, 1381 : 915-1186
- Rousseau E., 1908, « Société Hongroise de Géographie », *Revue générale des sciences pures et appliquées*, 15 : 245-248
- Roussel P., Dir., 1999, *Système d'évaluation de la qualité de l'eau des cours d'eau*. Agence de l'Eau Loire-Bretagne, Orléans, Etudes des Agences de l'Eau n°64, 59 p.
- Salánki J. & Herodek S., Ed, 1989, *Conservation and management of lakes*. Budapest, Akadémiai Kiadó, 644 p.
- Sáringér J., 1901, « Temperaturverhältnisse » in Lóczy L., *Resultate der Wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees*. B. I, T. 5, S. 1, Magyar Földrajzi Társaság Balaton-bizottsága, 55 p.
- Savy B., 2006, *Hydro-limnologie du haut bassin de la Charente : Une approche de géographie appliquée aux relations lac de barrage – émissaire. La température de l'eau en aval des lacs de Lavaud et Mas Chaban*. Limoges, Thèse de doctorat, 375 p.
- Scheffer M., 1998, *Ecology of shallow lakes*. Dordrecht, Hardbound, rééd. 2004, 357 p.

- Servant M. & Servant S., 1983, "Paleolimnology of an Upper Quaternary Endorheic Lake in Chad basin" in Carmouze J.-P., Durand J.-R. & Lévêque C., Ed, *Lake Chad, Ecology and productivity of a shallow tropical ecosystem*. The Hague, Dr W. Junk, Monographiae Biologicae vol. 53, 575 : 11-26 pp.
- Shanahan P., Harleman D.R.F. & Somlyódy L., 1981, "Modeling wind-driven circulation in lake Balaton", *Collaborative Paper CP-81-7*, IIASA, Laxenburg, Autriche
- Sly P. G., 1978, "Sedimentary processes in lakes" in Lerman A., Ed., *Lakes : chemistry, geology, physics*. Berlin, Springer, pp. 65-89
- Smith I. R. & Sinclair I. J., 1972, "Deep water waves in lakes", *Freshwater Biol.* 2 : 387-399
- Somlyódy, V. & Van Straten, G., 1986, *Modeling and managing shallow lake eutrophication : with application to lake Balaton*. Berlin, Springer, 386 p.
- Stuart C. & Stuart T., 1992, *Guide to southern African game and nature reserves*. Struik, Cape Town, 374 p.
- Székely L., 2001, Ed., *Budapest ortofotók*. Pécs, Székely & Társá, 127 p.
- Szilárd J., 1970, "La formation du lac Balaton", *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 12 : 127-136
- Timms B.V., 1992, *Lake geomorphology*. Adelaide, Gleneagles, 180 p
- Timstet C., 1997, *Le traitement du phosphore constitue-t-il une bonne réponse aux risques d'eutrophisation ?* ENGREF, Montpellier, 9 p.
- Thompson R.O. & Imberger J., 1980, "Response of a numerical model of a stratified lake to wind stress" in *Stratified flow*. Proceedings of the second International Symposium of Trondheim, vol. 1 : 562-570
- Touchart L., 2000a, *Les lacs, Origines et morphologie*. Paris, l'Harmattan, 209 p.
- Touchart L., 2000b, "Qu'est-ce qu'un lac ?" *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 77(4) : 313-322
- Touchart L., 2001, *De la température de l'eau à la géographie des lacs*. Univ. Limoges, Thèse d'HDR en géographie. 480 p.

- Touchart L., 2002, *Limnologie physique et dynamique. Une géographie des lacs et des étangs*. Paris, L'Harmattan, 385 p.
- Touchart L., 2003, *Hydrologie. Mers, fleuves et lacs*. Paris, Armand Colin, coll. Campus, 190 p.
- Touchart L. & Graffouillère M., 2004, *Les étangs limousins en questions*. Limoges, L'AIGLE, 179 p.
- Touchart L., 2006, « Définition de l'étang : le point de vue de la géographie limnologique », Cluj-Napoca, *Studia Universalis Babes-Bolyai, Geographia*, LI(1) : 117-132
- Vanney J.R., 1993, *Le mystère des abysses*. Paris, Fayard, col. « Le temps des sciences », 522 p.
- Viers G., 1990, *Eléments de climatologie*. Poitiers, Nathan, 223 p.
- Vigneau J.-P., 1996, *L'eau atmosphérique et continentale*. Paris, SEDES, 191 p.
- Vigneau J.-P., 2005, *Climatologie*. Paris, Armand Colin, 200 p.
- Virág Á., 1988, "Engineering and pollution control on lake Balaton" in Herodeck S., Lackó L., et Virág Á., 1988, *Lake Balaton, research and management*. Budapest, ILEC, pp. 110 : 59-89
- V.I.T.U.K.I. (Research Center for Water Ressources Development), 1976, *Balaton Atlasz, Hydrographic map series*. Budapest
- Vollenweider R.A., 1968, *Les bases scientifiques de l'eutrophisation des lacs et des eaux courantes sous l'aspect particulier du phosphore et de l'azote comme facteurs d'eutrophisation*. Paris, OCDE, Rapport technique DAS/CIS 68-27, 250 p.
- Webb B. & Walling D. E., 1996, "Long-term variability in the thermal impact of river impoundment and regulation" *Applied geography*, 16(3) : 211-223
- Webb B. & Walling D. E., 1997, "Complex summer water temperature behaviour below a UK regulating reservoir" *Regulated Rivers : Research and Management*, 13(5) : 463-477
- Welch P. S., 1952, *Limnology*. 2^e édition, New York, Mc Graw-Hill, 538 p.
- Wetzel R. G., 1983, *Limnology*. Philadelphia, Saunder College Publishing, 858 p.

Wetzel R.G., 2001, *Limnology. Lake and river ecosystems*. San Diego, Academic Press, 3^e édition, 1006 p.

Zólyomi B., 1987, "Degree and rate of sedimentation in lake Balaton" in Pécsi M., "Pleistocene environment in Hungary", Budapest, *Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. Of Sci.*, pp. 57-79

Webographie

www.ilec.or.jp

Site de l'*International Lake Environment Committee Foundation*, organisation internationale non gouvernementale née au Japon en 1986. Le site met à la disposition du public une importante base de données sur plusieurs centaines de lacs à travers le monde.

www.wetlands.org

Wetlands International est une organisation non gouvernementale pour la conservation des zones humides. Comme sur le site de l'I.L.E.C., une base de données est disponible en ligne.

www.worldlakes.org

L'organisation *LakeNet* est similaire à l'I.L.E.C. Leur site propose aussi une base de données sur les lacs de la planète et constitue un bon complément aux données en ligne précédemment citées.

Annexe

Base de données sur les grands lacs mondiaux

Ce tableau présente les données morphométriques et l'origine de 168 lacs.
d'après Herdendorf (1990)

Nom	Superficie (km ²)	Profondeur max (m)	Profondeur moyenne (m)	Volume (km ³)	Origine
Abaya	1160	13	6,9	8	Tectonique
Alakol	2650	54	21,5	57	Tectonique
Albert	5590	58	27,0	151	Tectonique
Alexandrina	580	5	3,4	2	Littorale
Aral	64100	68	15,9	1020	
Argentino	1410	300	119,9	169	Tectonique
Athabasca	7935	120	25,7	204	Glaciaire
Atlin	774	283	86,6	67	Glaciaire
Baikal	31500	1631	730,0	22995	Tectonique
Baker	1887	230	93,3	176	Glaciaire
Balaton	596	11	3,4	2	Tectonique
Balkhash	18200	26	6,2	112	Tectonique
Bangweulu	4920	5	1,0	5	Tectonique
Bay	890	6	3,4	3	Tectonique
Becharof	1190	92	37,0	44	Glaciaire
Beloye	1290	20	3,9	5	Glaciaire
Beysehir	650	9	3,1	2	Tectonique
Big Trout	661	40	16,6	11	Glaciaire
Biwa	688	103	40,7	28	Tectonique
Bras d'Or	1099	70	28,2	31	Littorale
Buyr	610	11	3,3	2	Tectonique
Caratasca	1110	5	1,8	2	Littorale
Caspienne	374000	1025	209,1	78200	Tectonique
Chad	16600	12	2,7	44	Tectonique
Champlain	1100	122	49,1	54	Tectonique
Chany	2500	10	2,0	5	Tectonique
Chapala	1140	13	8,8	10	Tectonique
Chilka	1170	5	3,4	4	Littorale
Chilwa	1040	5	1,9	2	Tectonique
Churchill	559	21	8,9	5	Glaciaire
Claire	1436	2	1,4	2	Glaciaire
Colhue Huapi	800	4	2,5	2	Tectonique
Constance	540	252	88,9	48	Glaciaire
Cree	1440	60	12,5	18	Glaciaire
Cross	755	27	7,9	6	Glaciaire
Dead	1020	426	184,3	188	Tectonique
Deschambaul	542	22	5,5	3	Glaciaire
Dore	640	20	10,9	7	Glaciaire
Edward	2150	117	36,3	78	Tectonique
Egridir	520	13	5,8	3	Tectonique
Enriquillo	500	2	2,0	1	Tectonique

Erie	25657	64	18,8	483	Glaciaire
Evans	547	13	5,5	3	Glaciaire
Eyre	7690	4	3,0	23	Tectonique
Fagnano	590	449	211,9	125	Glaciaire
Faguibine	590	10	6,8	4	Tectonique
Flathead	500	113	48,0	24	Glaciaire
Frobisher	516	19	3,9	2	Glaciaire
Frome	2410	1	0,8	2	Tectonique
Gairdner	4770	1	0,8	4	Tectonique
Genève	580	310	153,4	89	Glaciaire
Goose	503	7	4,0	2	Tectonique
Grand	537	110	52,1	28	Glaciaire
Great Bear	31326	452	76,0	2381	Glaciaire
Great Salt	4360	15	4,4	19	Tectonique
Great Slave	28568	625	73,1	2088	Glaciaire
Hammar	1940	2	1,0	2	Tectonique
Helmand	2080	11	3,8	8	Tectonique
Hottah	984	70	17,3	17	Glaciaire
Hovsgol	2620	270	183,2	480	Tectonique
Hulun	1590	2	1,3	2	Fluviatile
Huron	59500	229	59,4	3537	Glaciaire
Iliamna	2590	299	123,2	319	Glaciaire
Ilmen	2100	11	5,7	12	Glaciaire
Imandra	900	67	12,2	11	Glaciaire
Inari	1050	92	14,3	15	Glaciaire
Issyk kul	6240	702	277,2	1730	Tectonique
Izabal	590	20	13,6	8	Tectonique
Khanka	4190	11	4,5	19	Tectonique
Kivu	2370	480	240,1	569	Tectonique
Koko	4460	38	13,9	62	Tectonique
Kulundinskoe	728	5	1,4	1	Tectonique
Kurisches	1610	7	3,7	6	Littorale
Kyoga	4430	8	6,1	27	Tectonique
Ladoga	17700	230	51,3	908	Glaciaire
Lesser Slave	1169	21	12,0	14	Glaciaire
Llanquihue	800	350	132,5	106	Glaciaire
Lop	3100	5	1,6	5	Tectonique
Luang	1073	6	1,9	2	Littorale
Mai-Ndombe	2325	10	5,2	12	Tectonique
Malaren	1096	64	12,8	14	Glaciaire
Managua	1040	80	31,7	33	Tectonique
Manitoba	4625	4	3,7	17	Glaciaire
Manzala	1360	1	0,7	1	Littorale
Maracaïbo	13010	60	21,5	280	Tectonique
Melville	3069	256	97,1	298	Glaciaire
Michigan	57750	282	85,2	4920	Glaciaire
Michikamua	2030	80	33,0	67	Glaciaire
Mille Lacs	540	11	5,6	3	Glaciaire
Mirim	3750	18	5,1	19	Littorale
Mistassini	2335	183	74,9	175	Glaciaire

Mweru	4350	37	7,4	32	Tectonique
Nahuel Huapi	550	438	205,5	113	Glaciaire
Namak	750	1	1,3	1	Tectonique
Nicaragua	8150	70	13,3	108	Tectonique
Nipigon	4848	165	6,4	31	Glaciaire
Nipissing	833	22	8,4	7	Glaciaire
Nyasa	22490	706	273,0	6140	Tectonique
Oder	900	9	3,3	3	Littorale
Okeechobee	1810	6	2,2	4	Tectonique
Onega	9700	127	30,4	295	Glaciaire
Ontario	19000	245	86,2	1637	Glaciaire
Oulu	928	35	7,5	7	Glaciaire
Paijanne	1090	95	16,5	18	Tectonique
Panjong	600	43	16,7	10	Tectonique
Patos	10140	5	2,0	20	Littorale
Peipus	4300	15	5,8	25	Glaciaire
Peter Pond	4300	15	5,8	25	Glaciaire
Pielinen	960	60	9,4	9	Glaciaire
Pontchartrain	1620	5	1,9	3	Fluviatile
Poopo	1340	3	1,5	2	Tectonique
Poyang	3350	20	8,1	27	Fluviatile
Pyä	660	49	19,7	13	Glaciaire
Pyramid	510	101	54,9	28	Tectonique
Rainy	940	49	9,6	9	Glaciaire
Red	1170	9	6,0	7	Glaciaire
Reindeer	6640	219	14,5	96	Glaciaire
Ronge	1413	38	12,7	18	Glaciaire
Rudolph	8660	73	29,0	251	Tectonique
Rukwa	2716	1	0,7	2	Tectonique
Saimaa	4380	82	13,9	61	Glaciaire
Saint Clair	1210	7	4,1	5	Glaciaire
Saint Jean	1003	63	24,9	25	Glaciaire
Sakami	592	110	52,4	31	Glaciaire
Salton	950	12	6,3	6	Fluviatile
San Martin	1010	170	67,3	68	Glaciaire
Sap	2450	12	4,1	10	Fluviatile
Sasykkol	740	5	2,7	2	Tectonique
Scurati	600	60	3,3	2	Solution
Seg	910	97	37,4	34	Glaciaire
Seletyteniz	780	3	2,6	2	Glaciaire
Seul	1658	34	7,8	13	Glaciaire
Sevan	1360	83	27,9	38	Tectonique
Shamo	550	13	5,5	3	Tectonique
Simcoe	744	41	16,1	12	Glaciaire
South Indian	2247	18	7,1	16	Glaciaire
Superieur	82100	407	149,0	12230	Glaciaire
Tahoe	500	501	24,0	12	Tectonique
Tai	2210	5	1,8	4	Fluviatile
Tana	3600	20	7,8	28	Tectonique
Tanganyika	32900	1471	574,5	18900	Tectonique

Taupo	616	165	95,8	59	Volcanique
Taymyr	4560	26	2,9	13	Glaciaire
Tengiz	1590	8	3,1	5	Tectonique
Terminos	1550	1	0,6	1	Littorale
Titicaca	8030	304	103,0	827	Tectonique
Toba	1150	529	216,5	249	Volcanique
Top	990	56	21,2	21	Glaciaire
Torrens	5780	1	0,9	5	Tectonique
Tumba	500	5	2,0	1	Tectonique
Tungting	6000	10	3,0	18	Fluviatile
Tuz	1640	1	0,6	1	Tectonique
Ubinskoe	559	3	1,8	1	Tectonique
Upemba	530	4	1,9	1	Tectonique
Urmia	5800	16	7,8	45	Tectonique
Uvs	3350	1	0,9	3	Tectonique
Van	3740	145	55,1	206	Tectonique
Vanern	5648	106	27,1	153	Glaciaire
Vattern	1856	128	39,9	74	Glaciaire
Victoria	68460	92	39,4	2700	Tectonique
Vyg	1250	24	5,6	7	Glaciaire
Winnebago	560	7	5,4	3	Glaciaire
Winnipeg	24387	18	15,2	371	Glaciaire
Winnipegosis	5375	12	3,0	16	Glaciaire
Wollaston	2690	97	14,9	40	Glaciaire
Woods	4350	21	8,0	35	Glaciaire
Zaysan	1800	9	3,9	7	Tectonique
Ziling	1860	8	3,2	6	Tectonique

Tables

Table des figures

Figure I-1	Les grands lacs pelliculaires de la planète.....	28
Figure I-2	Le nombre de lacs en fonction de la profondeur moyenne.....	31
Figure I-3	Distribution statistique des grands lacs mondiaux en fonction de leur indice de creux moyen.....	45
Figure I-4	Pourcentage de types de lacs selon la classification de Meybeck.....	46
Figure I-5	Le poids des postes atmosphériques dans les bilans hydriques du Léman et du Balaton.....	49
Figure I-6	Les principaux mécanismes de l'eutrophisation en fonction de la profondeur.....	57
Figure I-7	Le lac Balaton au sein du réseau hydrographique danubien.....	68
Figure I-8	L'évolution du lac Balaton durant le Pléistocène tardif et l'Holocène.....	71
Figure I-9	Les variations du niveau du Balaton à l'échelle historique.....	72
Figure I-10	Le bassin d'alimentation du lac Balaton.....	73
Figure I-11	Carte bathymétrique du lac Balaton.....	77
Figure I-12	Les gradients du lac Balaton.....	84
Figure I-13	Le bassin d'alimentation du lac de Grand-Lieu.....	88
Figure I-14	Les différents milieux de Grand-Lieu.....	89
Figure I-15	Carte bathymétrique de la zone centrale du lac de Grand-Lieu.....	91
Figure I-16	Le bassin d'alimentation du Grand Etang de Cieux.....	93
Figure I-17	Carte bathymétrique du Grand Etang de Cieux.....	95
Figure II-1	Le caractère des vagues en fonction de la profondeur.....	109
Figure II-2	Relation entre la hauteur de vague, la vitesse du vent et le fetch effectif.....	111
Figure II-3	L'augmentation de la longueur des vagues en relation avec la vitesse du vent et le fetch.....	112
Figure II-4	Répartition des vitesses de vent nécessaires pour la remise en suspension des sédiments dans le lac de Little Wall.....	113
Figure II-5	Relation entre la taille des sédiments remués, la profondeur et le fetch, pour une vitesse de vent de 25 nœuds.....	114
Figure II-6	Diagramme de mesure pour la détermination du fetch effectif.....	115
Figure II-7	Exemple de matrice régulière pour le calcul du fetch : la zone centrale en eaux libres du lac de Grand-Lieu.....	120
Figure II-8	Les types d'objets utilisés par le logiciel en mode vectoriel.....	122
Figure II-9	Calcul de la distance entre un point de la matrice et un point du tracé de berge d'après leurs coordonnées.....	123
Figure II-10	Exemple d'erreur induite par la méthode de détermination des courses de vent maximales.....	125
Figure II-11	Les différentes étapes du calcul du fetch selon une direction donnée.....	127
Figure II-12	Calcul des coordonnées des segments de droite selon une direction donnée.....	128
Figure II-13	Les représentations cartographiques du fetch : isolignes ou dégradé de couleurs L'exemple du fetch effectif sur le lac de Vassivière.....	131
Figure II-14	La station thermométrique.....	135
Figure II-15	Les variations de niveau sur le lac de Grand-Lieu et position des thermomètres à l'intérieur de la tranche d'eau.....	138
Figure II-16	Les courses de vent pour les stations thermométriques de Cieux et de Grand-Lieu.....	141
Figure II-17	Le carottage sédimentaire.....	143

Figure II-18	Répartition des taux de calcite des sédiments de la baie de Keszthely : les défauts de l'interpolation et de l'extrapolation.....	145
Figure II-19	Distribution statistique des valeurs de taux de calcite.....	146
Figure II-20	Répartition des valeurs ponctuelles des taux de calcite des sédiments superficiels de la baie de Keszthely.....	148
Figure II-21	Corrélation entre la distance à l'embouchure de la Zala et le taux de calcite.....	149
Figure II-22	Répartition des écarts de taux de calcite observés par rapport à la loi théorique....	150
Figure II-23	Localisation des points de prélèvement des échantillons d'eau autour du Grand Etang de Cieux.....	154
Figure II-24	L'équipement de prélèvement et de mesure sur un plan d'eau.....	157
Figure II-25	La chaîne alimentaire dans un plan d'eau.....	158
Figure II-26	Cycle schématique du phosphore dans un plan d'eau.....	160
Figure II-27	Cycle interne simplifié de l'azote dans un plan d'eau.....	162
Figure III-1	Les courses de vent potentielles sur le lac Balaton.....	173
Figure III-2	Les courses de vent potentielles sur le lac de Grand-Lieu et le Grand Etang de Cieux.....	174
Figure III-3	La représentativité du fetch moyen.....	176
Figure III-4	Les courses de vent potentielles des lacs de barrage de Saint-Pardoux et de Vassivière.....	177
Figure III-5	Fetch continu selon 8 sens sur le lac Balaton.....	181
Figure III-6	Comparaison entre les courses de vent potentielles et la moyenne des fetch continus sur le lac Balaton.....	183
Figure III-7	Comparaison des valeurs relatives de courses de vent potentielles et de fetch continu moyen sur le lac Balaton.....	184
Figure III-8	Carte synthétique des valeurs relatives de courses potentielles et de courses continues sur le lac Balaton.....	185
Figure III-9	Fetch continu selon 18 sens sur le lac de Grand-Lieu.....	187
Figure III-10	Comparaison entre les courses de vent potentielles et la moyenne des fetch continus sur le lac de Grand-Lieu.....	188
Figure III-11	Carte synthétique des valeurs relatives de courses potentielles et de courses continues sur le lac de Grand-Lieu.....	190
Figure III-12	Fetch continu selon 18 sens sur le Grand Etang de Cieux.....	192
Figure III-13	Comparaison entre les courses de vent potentielles et la moyenne des fetch continus sur le Grand Etang de Cieux.....	193
Figure III-14	Carte synthétique des valeurs relatives de courses potentielles et de courses continues sur le Grand Etang de Cieux.....	194
Figure III-15	Rose des vents pour le lac Balaton.....	197
Figure III-16	Fetch modulé en fonction de la répartition annuelle des vents sur le lac Balaton...	198
Figure III-17	Comparaison entre le fetch effectif continu et le fetch modulé sur le lac Balaton....	200
Figure III-18	Différence absolue entre le fetch continu et le fetch modulé en fonction de la répartition des vents sur le lac Balaton.....	201
Figure III-19	Rose des vents pour le lac de Grand-Lieu.....	202
Figure III-20	Fetch modulé en fonction de la répartition annuelle des vents sur le lac de Grand-Lieu.....	204
Figure III-21	Comparaison entre le fetch effectif continu et le fetch modulé sur le lac de Grand-Lieu.....	206
Figure III-22	Différence absolue entre le fetch continu et le fetch modulé en fonction de la répartition du vent sur le lac de Grand-Lieu.....	207
Figure III-23	Rose des vents pour l'étang de Cieux.....	208

Figure III-24	Fetch modulé en fonction de la répartition annuelle des vents sur le Grand Etang de Cieux.....	210
Figure III-25	Comparaison entre le fetch effectif continu et le fetch modulé sur le Grand Etang de Cieux.....	211
Figure III-26	Différence absolue entre le fetch continu et le fetch modulé en fonction de la répartition du vent sur le Grand Etang de Cieux.....	212
Figure III-27	Températures moyennes mensuelles de l'eau et de l'air sur le lac de Grand-Lieu de mai à octobre 2004.....	215
Figure III-28	Températures moyennes mensuelles de l'eau et de l'air sur le Grand Etang de Cieux d'avril à juin 2002.....	216
Figure III-29	Températures moyennes journalières de l'eau et de l'air au lac de Grand-Lieu du 19 mai au 31 octobre 2004.....	218
Figure III-30	Corrélation entre les moyennes journalières des températures de l'air et des températures de l'eau à 25 cm et de fond au lac de Grand-Lieu.....	219
Figure III-31	Températures moyennes journalières de l'eau et de l'air au Grand Etang de Cieux du 16 avril au 17 juin 2002.....	221
Figure III-32	Moyennes journalières des températures de l'eau et des forçages externes au Grand d'Etang de Cieux du 16 avril au 17 juin 2002.....	222
Figure III-33	Corrélation entre les moyennes journalières des températures de l'air et de l'eau à 25 cm et à 300 cm au Grand Etang de Cieux.....	224
Figure III-34	Distribution statistique des quotients de températures horaires.....	226
Figure III-35	Les différences de température entre la surface et le fond en rapport avec l'ensoleillement et le vent moyen au lac de Grand-Lieu.....	231
Figure III-36	Profil thermique vertical de l'eau au Grand Etang de Cieux, le 17 juin 2002 à 1H...	233
Figure III-37	Profils verticaux thermique, oxymétrique et d'azote ammoniacal au Grand Etang de Cieux, le 9 juillet 2003 à 15H.....	235
Figure III-38	Températures de l'eau et de l'air les 13 et 14 juin 2002 - Grand Etang de Cieux.....	236
Figure III-39	Profils thermiques verticaux de l'eau Grand Etang de Cieux, 13 et 14 juin 2002....	237
Figure III-40	Profils thermiques verticaux au Grand Etang de Cieux, du 24 au 26 avril 2002....	238
Figure III-41	Températures de l'eau et de l'air du 24 au 26 avril 2002 - Grand Etang de Cieux ...	239
Figure III-42	Températures de l'eau et de l'air au Lac de Grand-Lieu, du 23 au 25 juillet 2004....	241
Figure III-43	Températures de l'eau et de l'air du 9 au 11 mai 2002 - Grand Etang de Cieux.....	244
Figure III-44	Températures de l'eau et de l'air et vent du 3 au 10 septembre 2004 Lac de Grand-Lieu.....	246
Figure III-45	Températures de l'eau et de l'air et vent les 20 et 21 avril 2002 Grand Etang de Cieux.....	248
Figure III-46	Profils thermiques verticaux au Grand Etang de Cieux, 20 et 21 avril 2002.....	249
Figure III-47	Les aménagements du bassin d'alimentation du lac Balaton.....	259
Figure III-48	Les aménagements du Kis-Balaton.....	261
Figure III-49	Les pièges à sédiments de la baie de Keszthely.....	263
Figure III-50	Drague de la baie de Keszthely.....	265
Figure III-51	Organisation du dragage de la baie de Keszthely.....	266
Figure III-52	Evolution du niveau trophique des bassins du Balaton.....	267
Figure III-53	Taux moyens mensuels de nitrates dans les affluents et l'émissaire de l'étang de Cieux entre septembre 2002 et août 2003.....	269

Table des photographies

Photo I-1	Couverture de la <i>Limnologie du Balaton</i> par J. Cholnoky (1897).....	69
Photo I-2	La ceinture de phragmites sur la rive nord du Balaton.....	78
Photo I-3	Les eaux vertes de la baie de Keszthely en été.....	81
Photo I-4	Carottages sédimentaires dans la baie de Keszthely.....	82
Photo I-5	L'écluse de sortie sur l'Acheneau.....	87
Photo I-6	Les prés au printemps, lorsque les eaux se retirent.....	87
Photo I-7	Les "levis" où se mêlent roselières, saules et aulnes traversés par les rades.....	87
Photo I-8	Une des plus grande rades de Grand-Lieu, le canal Guerlain.....	87
Photo I-9	L'herbier flottant.....	87
Photo I-10	La limite entre l'herbier et les eaux libres.....	87
Photo I-11	Le Grand Etang de Cieux vu depuis l'extrémité nord de la digue.....	94
Photo II-1	Le départ de la course du vent sur l'eau libre du lac de Grand-Lieu.....	119
Photo II-2	La station météorologique Weather Monitor II.....	140
Photo II-3	Vue aérienne infrarouge de l'embouchure de la Zala dans la baie de Keszthely.....	152
Photo II-4	Spectrophotomètre Hach DR/2010.....	163

Table des tableaux

Tableau I-1	Classification des lacs suivant leur indice de creux.....	25
Tableau I-2	Les indices de creux pour les lacs d'une profondeur de 10 m en fonction de leur superficie.....	39
Tableau I-3	Indices de creux, profondeurs relatives et dimensions de quelques célèbres lacs mondiaux.....	39
Tableau I-4	Classement des lacs superficiels selon leur indice de creux (calcul à partir de la profondeur maximale).....	42
Tableau I-5	Classement des lacs superficiels selon leur indice de creux moyen (calcul à partir de la profondeur moyenne).....	43
Tableau I-6	Classification de Meybeck des lacs suivant leur indice de creux et conversion des valeurs en profondeur relative moyenne.....	44
Tableau I-7	La carte d'identité du lac Balaton.....	76
Tableau I-8	La carte d'identité du lac de Grand-Lieu.....	90
Tableau I-9	La carte d'identité du Grand Etang de Cieux.....	94
Tableau I-10	Comparaison des 3 plans d'eau superficiels étudiés.....	97
Tableau II-1	Relation entre la hauteur des vagues et le fetch selon plusieurs vitesses de vent.....	110
Tableau III-1	Comparaison entre l'indice de fetch effectif et le développement du trait de côte.....	178
Tableau III-2	Pourcentages de répartition annuelle des sens du vent sur le Balaton.....	197
Tableau III-3	Données météorologiques sur les vents pour le lac de Grand-Lieu.....	203
Tableau III-4	Données météorologiques sur les vents pour l'étang de Cieux.....	208
Tableau III-5	Moyennes mensuelles de températures de l'eau et de l'air au lac de Grand-Lieu	214
Tableau III-6	Comparaison des indices de creux et des moyennes mensuelles de températures de l'eau, de mai et de juin, pour Grand-Lieu et l'Etang de Cieux...	216
Tableau III-7	Données de températures de l'eau et de l'air durant les jours complets d'homothermie.....	228
Tableau III-8	Comparaison entre les objectifs du programme pour l'année 1987 et la situation en 1989.....	267

Table des matières

Avant-propos.....	3
Sommaire.....	9
Introduction générale.....	13
PARTIE I : DE LA NECESSITE D'UNE ETUDE SUR LES PLANS D'EAU SUPERFICIELS : DE LEUR EXISTENCE FLOUE DANS LA LITTERATURE A LA RECHERCHE DE LEUR IDENTITE.....	21
I – 1. Les plans d'eau superficiels à travers la littérature et le monde.....	24
I – 1.1. Les plans d'eau peu profonds dans la littérature limnologique : un sujet superficiel.....	24
I – 1.2. Les lacs superficiels dans le monde.....	27
I – 1.2.1. L'origine des plans d'eau superficiels.....	27
I – 1.2.2. La répartition des plans d'eau superficiels sur la planète.....	30
I – 2. Qu'est-ce qu'un plan d'eau superficiel ?.....	32
I – 2.1. Les définitions proposées : des lacs et étangs aux plans d'eau superficiels.....	32
I – 2.1.1. Que sont les lacs et les étangs ?.....	32
I – 2.1.2. Les définitions des plans d'eau pelliculaires dans les manuels de limnologie.....	34
I – 2.2. Une donnée essentielle : la profondeur.....	36
I – 2.2.1. De la profondeur absolue à la profondeur relative.....	36
I – 2.2.2. Le choix entre plusieurs profondeurs relatives.....	38
I – 2.2.2.1. <i>Profondeur relative ou indice de creux ?</i>	38
I – 2.2.2.2. <i>L'utilisation de la profondeur maximale ou moyenne dans le calcul de l'indice de creux.</i>	40
I – 2.2.3. L'indice de creux : un critère de classification ?.....	44
I – 2.3. Les caractéristiques des plans d'eau superficiels.....	48
I – 2.3.1. Une sensibilité accrue aux forçages externes.....	48
I – 2.3.1.1. <i>Un faible volume d'eau</i>	48
I – 2.3.1.2. <i>L'interface air-eau</i>	50
I – 2.3.1.3. <i>L'absence de stratification thermique stable ou la polymicticité</i>	52
I – 2.3.2. Entre eau claire et eau turbide ou entre macrophytes et phytoplancton.....	54
I – 2.3.3. La rapidité des cycles biochimiques.....	55
I – 2.4. L'eutrophisation : un phénomène naturel des plans d'eau superficiels.....	56
I – 2.4.1. Les mécanismes de l'eutrophisation dans les plans d'eau creux.....	56
I – 2.4.2. Les mécanismes de l'eutrophisation dans les plans d'eau superficiels.....	58
I – 2.4.2.1. <i>L'eutrophisation dans les plans d'eau peu profonds et de faible superficie</i>	60
I – 2.4.2.2. <i>L'eutrophisation dans les plans d'eau peu profonds de grande superficie</i>	60
I – 3. De l'impératif de la faible profondeur aux choix des terrains d'études.....	62
I – 3.1. Principes de l'étude : des différents plans d'eau peu profonds.....	62
I – 3.1.1. La profondeur : une variable bloquée.....	62
I – 3.1.2. La variation des dimensions horizontales.....	63

I – 3.1.2.1. <i>Le changement d'échelle</i>	63
I – 3.1.2.2. <i>Le changement de forme</i>	63
I – 3.1.3. La variation des bassins d'alimentation.....	64
I – 3.1.4. La variation des conditions climatiques.....	65
I – 3.1.5. Des plans d'eau semi-naturels aux plans d'eau artificiels.....	66
I – 3.2. Trois plans d'eau peu profonds pour terrains d'étude.....	67
I – 3.2.1. Le lac Balaton.....	67
I – 3.2.1.1. <i>Le sujet d'une étude très ancienne</i>	67
I – 3.2.1.2. <i>Origine, bassin d'alimentation et bilan hydrologique du Balaton</i>	70
I – 3.2.1.3. <i>Un fonctionnement lié à ses paradoxes morphométriques</i>	76
I – 3.2.1.4. <i>Les mécanismes de l'eutrophisation du Balaton</i>	80
I – 3.2.2. Le lac de Grand-Lieu.....	85
I – 3.2.3. Un étang limousin : le Grand Etang de Cieux.....	92
I – 3.3. De la « mer hongroise » en milieu semi-continental à l'étang limousin, en passant par un Grand-Lieu océanique.....	97
Conclusion partielle.....	100

PARTIE II : DU CHOIX DES PARAMETRES ETUDIES

A LEURS METHODES DE MESURES..... 103

II – 1. La course du vent : un facteur représentatif de l'influence des dimensions horizontales..... 106

II – 1. 1. Le vent et sa course sur le plan d'eau.....	106
II – 1.1.1. Le vent générateur de mouvements de l'eau.....	106
II – 1.1.1.1. <i>Les vagues</i>	106
II – 1.1.1.2. <i>Du brassage à la remise en suspension des sédiments</i>	107
II – 1.1.2. Le rôle du fetch dans l'impact du vent.....	108
II – 1.2. De la course du vent potentielle au fetch modulé.....	115
II – 1.2.1. Le fetch effectif maximum ou la course du vent potentielle.....	115
II – 1.2.2. Le fetch effectif continu.....	117
II – 1.2.3. Le fetch modulé selon la répartition annuelle des vents.....	118
II – 1. 3. La méthode de mesure et de cartographie du fetch.....	118
II – 1.3.1. La délimitation de la course du vent sur un plan d'eau.....	118
II – 1.3.2. L'appui de la géomatique dans la cartographie du fetch.....	120
II – 1.3.2.1. <i>La mise en place de matrices de points</i>	120
II – 1.3.2.2. <i>Le calcul semi-automatique des distances</i>	121
II – 1.3.2.2.1. Le calcul des courses de vent potentielles.....	123
II – 1.3.2.2.2. Le calcul des courses de vent selon des directions données.....	126
II – 1.3.2.3. <i>La représentation cartographique</i>	130

II – 2. Les mesures des témoins de l'impact du vent..... 132

II – 2.1. La température de l'eau croisée avec les conditions météorologiques.....	132
II – 2.1.1. Principes d'observation.....	132
II – 2.1.2. La mesure verticale de la température en continu.....	134
II – 2.1.2.1. <i>Le thermomètre subaquatique</i>	134
II – 2.1.2.2. <i>La station thermométrique</i>	135
II – 2.1.2.3. <i>La prise en compte du marnage</i>	137
II – 2.1.3. Les mesures météorologiques.....	138

II – 2. 2. La charge sédimentaire.....	142
II – 2.2.1. L'échantillonnage sédimentaire.....	142
II – 2.2.2. La cartographie « brute » : une interpolation parfois inefficace.....	144
II – 2.2.3. Du traitement statistique à la cartographie des valeurs ponctuelles.....	146
II – 2.2.3.1. L'analyse statistique à une variable.....	146
II – 2.2.3.2. L'analyse statistique à deux variables.....	148
II – 3. La mesure de la qualité de l'eau.....	153
II – 3.1. L'échantillonnage de l'eau.....	153
II – 3.1.1. La localisation et la fréquence des prélèvements.....	153
II – 3.1.2. Les techniques de prélèvements de l'eau.....	155
II – 3.1.2.1. Les prélèvements d'eau superficiels en plan d'eau et en cours d'eau.....	155
II – 3.1.2.2. Les prélèvements d'eau en profondeur.....	156
II – 3.2. La mesure de la fraction dissoute : les nutriments.....	158
II – 3.2.1. Les cycles de l'azote et du phosphore.....	158
II – 3.2.1.1. Des facteurs limitants de la productivité biologique.....	158
II – 3.2.1.2. Le cycle du phosphore.....	160
II – 3.2.1.3. Le cycle de l'azote.....	161
II – 3.2.2. La mesure des concentrations en phosphates et en composés azotés.....	163
II – 3.3. La mesure de la fraction en suspension : MES et transparence de l'eau.....	164
II – 3.3.1. La mesure de la matière en suspension dans les cours d'eau.....	164
II – 3.3.2. La mesure de la transparence de l'eau.....	165
II – 3.4. La mesure <i>in situ</i> de la température et de l'oxygène dissous.....	166
Conclusion partielle.....	167

**PARTIE III : DE LA REPARTITION DES COURSES DE VENT
A L'IMPACT DES CONDITIONS METEOROLOGIQUES SUR LES PLANS
D'EAU SUPERFICIELS, POUR UNE GESTION ADAPTEE.....** 169

III – 1. Les courses de vent sur des exemples de plans d'eau superficiels.....	172
III – 1.1. Les courses de vent potentielles.....	172
III – 1.1.1. Des différences de potentialités absolues et relatives.....	172
III – 1.1.2. La mise en place d'un indice comparatif des courses de vent potentielles.....	175
III – 1.1.3. L'utilité et les limites des courses de vent potentielles	178
III – 1.2. Le fetch effectif continu.....	179
III – 1.2.1. Le fetch effectif continu sur le lac Balaton.....	180
III – 1.2.1.1. Le fetch effectif continu selon chaque provenance de vent sur le lac Balaton.....	180
III – 1.2.1.2. Fetch continu versus courses potentielles sur le lac Balaton.....	182
III – 1.2.2. Le fetch effectif continu sur le lac de Grand-Lieu.....	186
III – 1.2.2.1. Le fetch effectif continu selon chaque provenance de vent sur le lac de Grand-Lieu.	186
III – 1.2.2.2. Fetch continu versus courses potentielles sur le lac de Grand-Lieu.....	189
III – 1.2.3. Le fetch effectif continu sur le Grand Etang de Cieux.....	191
III – 1.2.3.1. Le fetch effectif continu selon chaque provenance de vent sur le Grand Etang de Cieux.....	191
III – 1.2.3.2. Fetch continu versus courses potentielles sur le Grand Etang de Cieux.....	191
III – 1.2.4. L'utilité et les limites du fetch effectif continu.....	195

III – 1.3. Les courses de vent croisées avec la répartition annuelle des vents : le fetch modulé.....	196
III – 1.3.1. Le fetch modulé selon la répartition annuelle des vents sur le lac Balaton	196
III – 1.3.1.1. <i>Le fetch modulé selon chaque provenance de vent sur le lac Balaton.....</i>	196
III – 1.3.1.2. <i>Fetch modulé versus fetch continu sur le lac Balaton.....</i>	199
III – 1.3.2. Le fetch modulé selon la répartition annuelle des vents sur le lac de Grand-Lieu	202
III – 1.3.2.1. <i>Le fetch modulé selon chaque provenance de vent sur le lac de Grand-Lieu.....</i>	202
III – 1.3.2.2. <i>Fetch modulé versus fetch continu sur le lac de Grand-Lieu.....</i>	205
III – 1.3.3. Le fetch modulé selon la répartition annuelle des vents sur le Grand Etang de Cieux.....	207
III – 1.3.3.1. <i>Le fetch modulé selon chaque provenance de vent sur le Grand Etang de Cieux....</i>	207
III – 1.3.3.2. <i>Fetch modulé versus fetch continu sur le Grand Etang de Cieux.....</i>	209
III – 1.3.4. L'utilité et les limites du fetch modulé.....	213
III – 2. Le comportement des plans d'eau superficiels : de l'échelle mensuelle à l'échelle horaire.....	214
III – 2.1. L'analyse des températures de l'échelle mensuelle à journalière.....	214
III – 2.1.1. Des différences de comportements à l'échelle mensuelle.....	214
III – 2.1.2. ...confirmées à l'échelle journalière.....	217
III – 2.2. L'analyse des températures de l'échelle horaire.....	225
III – 2.2.1. L'absence de stratification thermique en plan d'eau superficiel : mythe ou réalité ?.....	225
III – 2.2.1.1. <i>Les eaux du lac de Grand-Lieu : des températures toujours changeantes.....</i>	225
III – 2.2.1.1.1. Une colonne d'eau homotherme rarement stratifiée.....	226
III – 2.2.1.1.2. Une tranche d'eau homotherme rythmée par des cycles journaliers.....	227
III – 2.2.1.1.3. Les phases de réchauffement de la couche de surface : un phénomène toujours ponctuel.....	228
III – 2.2.1.1.4. Grand-Lieu : une faible ou une forte inertie face aux forçages externes ?.....	232
III – 2.2.1.2. <i>Le Grand Etang de Cieux : des stratifications peu durables et instables.....</i>	233
III – 2.2.1.2.1. Un petit plan d'eau superficiel pouvant être stratifié.....	233
III – 2.2.1.2.2. Des stratifications parfois fragiles.....	235
III – 2.2.1.2.3. Des stratifications éphémères.....	238
III – 2.2.2. Le mode de brassage prépondérant des plans d'eau superficiels : convection libre ou mécanique ?.....	240
III – 2.2.2.1. <i>Le rôle de la convection libre à Grand-Lieu et à l'Etang de Cieux.....</i>	240
III – 2.2.2.1.1. Le rôle de la convection libre sur le lac de Grand-Lieu.....	240
III – 2.2.2.1.2. Le rôle de la convection libre sur le Grand Etang de Cieux.....	243
III – 2.2.2.2. <i>Le rôle de la convection mécanique à Grand-Lieu et à l'Etang de Cieux.....</i>	245
III – 2.2.2.2.1. Le rôle de la convection mécanique sur le lac de Grand-Lieu.....	245
III – 2.2.2.2.2. Le rôle de la convection mécanique sur le Grand Etang de Cieux.....	247
III – 2.2.2.3. <i>Des plans d'eau différemment sensibles aux forçages externes.....</i>	250
III – 3. Les solutions d'aménagements.....	251
III – 3.1. La lutte contre l'eutrophisation dans les plans d'eau superficiels.....	251
III – 3.1.1. Les interventions dans le bassin d'alimentation.....	252
III – 3.1.2. Les interventions dans le plan d'eau.....	254
III – 3.1.2.1. <i>L'intervention sur les sédiments.....</i>	254
III – 3.1.2.2. <i>L'intervention sur la masse d'eau.....</i>	255
III – 3.1.2.3. <i>L'intervention sur les végétaux.....</i>	256

III – 3.2. Les aménagements du lac Balaton : un exemple de gestion contre l'eutrophisation.....	257
III – 3.2.1. La mise en place d'un programme d'intervention et de réglementation.....	257
III – 3.2.2. Les interventions directes dans le bassin d'alimentation.....	260
III – 3.2.3. Un cas exemplaire de traitement : le dragage de la baie de Keszthely.....	262
III – 3.2.4. Les résultats du programme d'aménagements.....	264
III – 3.3. Des aménagements applicables à tous les plans d'eau superficiels ?.....	268
III – 3.3.1. Le cas du Grand Etang de Cieux.....	268
III – 3.3.2. De l'aménagement d'un plan d'eau à un autre.....	271
Conclusion partielle	272
Conclusion générale.....	275
Bibliographie.....	283
Annexe.....	295
Table des figures.....	303
Table des photographies.....	306
Table des tableaux.....	306
Table des matières.....	307

Résumé : Parmi les millions de plans d'eau parsemant la surface terrestre, certains ont la particularité d'être peu profonds. Ces fines pellicules d'eau sont des organismes lacustres fragiles, prompts à réagir de manière prononcée aux changements environnants. Le fonctionnement des plans d'eau superficiels est intimement lié aux forçages externes que sont les conditions climatiques ou les activités anthropiques au sein de leur bassin d'alimentation. Ce type de plan d'eau, même s'il est souvent évoqué dans les manuels de limnologie, reste mal défini. La difficulté de circonscrire ce sujet réside dans l'emploi de la profondeur absolue en tant que critère. C'est pourquoi la profondeur relative, mettant en rapport la superficie et la profondeur absolue, s'avère être un paramètre important. Ce travail propose l'étude de trois plans d'eau, dont la profondeur n'est que de quelques mètres, présentant des superficies allant de quelques dizaines d'hectares à plusieurs centaines de kilomètres carrés. Ainsi, l'étang de Cieux (Limousin), le lac de Grand-Lieu (Loire-Atlantique) et le lac Balaton (Hongrie) possèdent une faible profondeur absolue mais des profondeurs relatives différentes. Pour chacun d'entre eux, une cartographie des courses de vent, assistée par S.I.G., a été réalisée. L'étude du fetch a été poussée jusqu'à la création d'un indice de fetch et l'intégration des données météorologiques dans les calculs. Une analyse croisée du comportement thermique et des conditions météorologiques a permis de mieux comprendre les réactions de ces fines tranches d'eau face aux forçages externes. Ainsi, la faible profondeur entraîne une polymicticité caractérisée par des stratifications éphémères. La profondeur relative, quant à elle, influence le poids des différents postes météorologiques dans les mécanismes de brassage de la colonne d'eau. Ces observations permettent d'appréhender la gestion de ces plans d'eau d'une manière adaptée.

Mots-clés : géographie limnologique, fetch, température de l'eau, forçages externes, lac, étang, Limousin, Grand-Lieu, Balaton

Abstract : Among the million bodies of water stewing terrestrial surface, some have the characteristic to be shallow. These fine water layers are fragile organisms, quick to react in a marked way to surrounding changes. Shallow bodies of water functioning is very close to external pressures which are climatic conditions and human activities into their basin. This body of water type, even if it's often mentioned in limnology handbooks, left badly defined. The difficulty to circumscribe this topic lies in the use of absolute depth as a criterion. That's the reason why relative depth, putting in ratio area and absolute depth, is an important parameter. This work proposes the study of three bodies of water, having areas of a few tens of hectares to several hundred square kilometres. In this way, Cieux pond (Limousin), Grand-Lieu lake (Loire-Atlantique) and Balaton lake have a small absolute depth but different relative depths. For each one of them, wind course cartography, G.I.S. assisted, have been realised. The fetch study was thorough until the creation of the fetch factor and the integration of weather data into the calculus. An analysis of thermal functioning crossing to weather conditions has allowed to better understand reactions of this shallow layer of water confronted to external pressures. The small absolute depth drives a polimicticity characterized by ephemeral stratifications. The relative depth influences the weight of meteorological factors into the water layer mixing mechanics. This observation allows grasping the management of these bodies of water in an adapted way.

Keywords : limnological geography, fetch, water temperature, external pressures, lake, pond, Limousin, Grand-Lieu, Balaton