

Modélisation du fonctionnement thermique, hydrologique et isotopique de systèmes lacustres : sensibilité aux changements climatiques et amélioration des reconstructions paléoclimatiques

Pierre-Alain Danis

▶ **To cite this version:**

Pierre-Alain Danis. Modélisation du fonctionnement thermique, hydrologique et isotopique de systèmes lacustres : sensibilité aux changements climatiques et amélioration des reconstructions paléoclimatiques. Hydrologie. Université de Savoie, 2003. Français. NNT : . tel-00360067

HAL Id: tel-00360067
https://theses.hal.science/tel-00360067

Submitted on 10 Feb 2009

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

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

THÈSE de DOCTORAT de l'UNIVERSITÉ de SAVOIE

Spécialité : **Géologie**

présentée par

Pierre-Alain DANIS

pour obtenir le grade de Docteur de l'UNIVERSITÉ de SAVOIE

Modélisation du fonctionnement thermique, hydrologique et isotopique de systèmes lacustres : sensibilité aux changements climatiques et amélioration des reconstructions paléoclimatiques

soutenue le 16 Décembre 2003 devant le jury composé de :

Président :	Pierre Ribestein
Rapporteurs :	Françoise Gasse
	John Gibson
Examinateurs :	Valérie Masson-Delmotte (co-directeur)
	Ulrich von Grafenstein
	Christian Beck (directeur)
	Jacque Brulhet

à l'Université Pierre et Marie Curie, 4 place Jussieu, 75005 Paris.

Thèse réalisée au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement
et au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines
et financée par l'Agence Nationale pour la Gestion des Déchets Radioactifs



♢

“Pour moi, “artiste” a une valeur qualitative et pas
catégorielle, et un individu habité d’une passion qu’il
saura exprimer avec un talent unique est plus important à
mes yeux que le véhicule qu’il aura choisi pour s’en délivrer,
et peu importe qu’il photographie, sculpte ou écrive”,
Jeanloup Sieff.

♢

“Si tu cherches la vérité, sois prêt à l’inattendu, car
elle est difficile à trouver et surprenante lorsqu’on y arrive”,
Héraclite.

♢



Remerciements

Si je devais procéder par ordre, je commencerai par remercier ceux qui ont eu confiance en moi en me proposant de travailler sur ce sujet et en me soutenant pour en obtenir le financement indispensable. Je pense à Uli von Grafenstein ainsi qu'à Jean Jouzel.

Durant ce parcourt de 3 années, j'ai été particulièrement conseillé par Valérie Masson-Delmotte qui a su faire mûrir mes réflexions par ses réponses, le plus souvent sous-forme de nouvelles questions. Son encadrement en tant que co-directeur m'a fait développé l'esprit scientifique qui m'a permis de mener à bien ce projet. Pour ces raisons, je l'en remercie sincèrement ainsi que pour sa disponibilité malgré ses nombreuses autres obligations.

Même si j'ai pu profiter pleinement de la présence de Uli von Grafenstein au LSCE que dans le tout début puis seulement durant la seconde moitié de ma thèse, nos discussions ont toujours été à l'origine d'avancées gigantesques dans le cheminement de mon travail. D'abord sur le terrain, puis dans nos bureaux, Uli a toujours cherché à m'apprendre quelque chose lorsque nous partagions du temps ; temps précieux car parfois rare. Merci à Uli pour cela et pour m'avoir proposé un sujet de thèse qui répondait en grande partie à mes envies.

Toujours disponible, efficace, curieux, attentif, Christian Beck, en tant que directeur de thèse, a non seulement toujours su régler les détails administratifs de l'université, rendus complexes par mon éloignement, mais a également été une source d'informations et de connaissances sur la région d'étude du lac d'Annecy et sur le fonctionnement des lacs en général ainsi qu'un soutien logistique très appréciable pour le travail de terrain. Merci donc à Christian pour tout.

Je remercie également sincèrement les membres du jury et notamment Françoise Gasse et John Gibson d'avoir accepté de juger ce travail, malgré leurs nombreuses autres obligations. Je remercie doublement John Gibson pour avoir accepté de traversé l'Atlantique pour être présent à la soutenance publique de ces travaux.

Le Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement m'a fourni un cadre efficace de travail avec des chercheurs, la plus part du temps, prêts à répondre à mes questions même s'ils sont, pour certains, bien confinés dans leur bureau. Je pense, en particulier, à Georg Hoffmann pour son soutien lors de mes premiers pas en Fortran, Dominique Genty pour sa constante bonne humeur et ses conseils pratiques sur le suivi isotopique des précipitations, Philippe Peylin pour ses conseils en inversion, Olivier Marti pour nos discussions sur les équations de diffusion, Nicolas Viovy pour les données CORINE Land Cover et Nathalie de Noblet pour ses indications in-extremis sur l'estimation de l'ETP.

Spécial remerciement à Marie-Agnès Courty. Son sens de l'humour a rendu fort agréable l'atmosphère que nous partagions. Sa sincérité et sa curiosité pour mon travail mon également permis de prendre du recul sur mes recherches et mes choix. Merci donc à Marie-Agnès pour m'avoir soutenu pendant les moments difficiles et pour m'avoir stratégiquement conseillé dans mes orientations.

Merci aussi à Marc Desmet, Jérôme Nomade, Fabien Arnaud et Pierre Bettinelli pour les bons moments partagés au LGCA et surtout pendant le carottage dans le Lac d'Annecy. Je remercie également Thierry Villemin et j'adresse un second merci à Marc et à Pierre pour leur aide dans mes recherches.

Les nombreuses collaborations engagées sur le terrain m'ont été essentielles pour suivre, en continu pendant deux années, l'évolution des conditions hydro-isotopiques du lac d'Annecy et de son bassin versant. Je remercie donc Gaston et de nouveau Christian du LGCA pour leur contribution, Jean-Christophe Hustache de l'INRA de Thonon pour le suivi isotopique de la colonne d'eau, Monsieur Fournier (Grand-Bornand) et Monsieur Verdan (Etercy) pour le suivi des précipitations dans leur jardin et Monsieur Guenot pour avoir accepté d'héberger et de surveiller un échantillonneur automatique pour le suivi journalier de l'Eau Morte gracieusement prêté par Marc Dzikowski du LGCA, que je remercie au passage.

Merci ensuite à Marie-Agnès Courty, Nicolas Fedoroff et Philippe Biron pour leurs collaborations efficaces sur le terrain, pour l'étude dendrologique. Viviane Lemaire, Marie-Thérèse Guillemin, Aurélie Ghettas, Olivier Cattani, Stéphane Cherrier sont également remerciés pour avoir mis la main à la patte lorsque cela a été nécessaire.

Merci à Sonia Falourd, Françoise Vimeux, Oliver Cattani, Michel Stievenard, Claude Alba pour leurs plus ou moins larges contributions et leurs précieux conseils pour les analyses isotopiques réalisées au LSCE.

Merci également aux autres personnes qui ont collaboré à ces recherches comme Jean-Marc Moisselin et Serge Planton de Météo France, Daniel Gerdeaux de l'INRA et surtout à Jacques Brulhet de l'ANDRA qui a veillé régulièrement au bon déroulement de mes travaux.

Merci à Nicolas, Marie-Pierre, Philippe, Gaël, Manu, Fred, Jérôme, Laurent, Seb, Viviane, Sophie, Edson, David, Fransisco, Laure, Camille, Liva, Nathalie, Marie, Nicolas, Diégo, Etienne et tou(te)s les autres stagiaires et thésard(e)s que j'ai rencontré(e)s au LSCE. Merci à eux (elles) pour les agréables moments partagés au labo mais également ailleurs avec ou sans chaussures de sport.

Une spéciale dédicace à Yannick, mon compagnon de "galère", qui me poursuit depuis plusieurs années et qui, chemin faisant, a dépassé la "fonction" de collègue pour tendre vers

celle d’ami. Principalement pour son attention et ses humeurs folles, mais également pour sa curiosité scientifique, Yannick a été, durant ces trois années, une bouteille d’oxygène qui m’a permis d’éviter la noyade dans cet océan qu’est le monde de la recherche scientifique et, en particulier, le LSCE. Spéciale dédicace à Yannick, mon partenaire des val…

Grosses bises à Maman pour m’avoir signalé certaines fautes d’orthographes et coquilles dissimulées dans les pages suivantes et à Papa pour ces conseils sur la forme. Merci aussi à mes parents, frère et soeurs et surtout mes sincères amis stéphanois pour leur présence et leur soutient. Spéciale dédicace à Bieke qui m’a soutenu quels que soient les états dans lesquels je suis passé depuis le début de cette thèse et que j’embrasse.

Et enfin merci aussi à ceux qui n’ont pas été cités et qui se reconnaîtront à raison …

♢



Table des matières

1 Introduction générale **1**

1.1 Contexte 1

1.2 Les isotopes stables des précipitations 3

1.3 Une archive isotopique indirecte des précipitations 4

1.4 Objectifs et organisation du manuscrit 7

2 Fonctionnement thermique des lacs **11**

2.1 Objectifs et contraintes par rapport au métabolisme des ostracodes benthiques (température des ostracodes du groupe *Candona sp.* : T_O) 12

2.2 Fonctionnement des systèmes “lac” 13

2.2.1 Particularité de l’eau douce et thermodynamique lacustre 13

2.2.2 Ammersee et lac d’Annecy : comportement de mélange 15

2.2.3 Interaction avec les rivières 15

2.3 Les différents types de modèles thermiques lacustres 17

2.4 Modèle monodimensionnel de température des lacs : principe 17

2.4.1 Modèle de diffusion de la chaleur 18

2.4.2 Le bilan énergétique Φ_N 19

2.4.3 Modèle de glace de lac 20

2.4.4 Modèle de coefficient d’extinction de la lumière 20

2.5 Validation du modèle et expériences de sensibilité 23

2.6 Simulations transitoires à long terme 51

2.6.1 Le lac d’Annecy 51

2.6.2 Ammersee 58

2.6.3 Conclusions 60

3 Suivi hydro-isotopique du lac d'Annecy **63**

3.1 Introduction . . . 63

3.1.1 Les isotopes stables de la molécule d'eau : généralités . . . 65

3.2 Compositions isotopiques des précipitations . . . 65

3.2.1 Protocole et méthode . . . 66

3.2.2 Analyse des résultats du suivi . . . 69

3.3 Les rivières . . . 69

3.3.1 Suivi isotopique des 9 principaux affluents (point 2a sur figure 3.8) . . . 72

3.3.2 Suivi isotopique de l'Eau Morte . . . 72

3.3.3 Température des affluents . . . 74

3.4 Suivi isotopique de la colonne d'eau lacustre . . . 79

3.5 $\delta^{18}O$ de la cellulose : effet hydrologique ? . . . 84

3.6 Conclusions . . . 85

4 Modèle hydro-isotopique des systèmes lacustres **89**

4.1 Introduction . . . 89

4.2 Modèle isotopique de lac (*MoIsoLac*) . . . 90

4.2.1 Principe . . . 91

4.2.2 Calibration . . . 93

4.2.3 Sensibilité du δ_H simulé à la contrainte bathymétrique et à la température des apports . . . 95

4.2.4 Résultats de la calibration du *MoIsoLac* et fonctionnement hydro-isotopique des lacs . . . 96

4.2.5 Conclusions . . . 99

4.3 Modèle hydro-isotopique de bassin-versant (*MoHydIsoBV*) . . . 101

4.3.1 Modèle hydrologique : choix et héritage . . . 101

4.3.2 Modélisation hydrologique : principe . . . 103

4.3.3 Incorporation des isotopes . . . 107

4.3.4 Contraintes sur les bassin-versants . . . 107

4.3.5 Calibration du modèle hydro-isotopique de bassin versant . . . 107

4.3.6 Résultats de la calibration du *MoHydIsoBV* et fonctionnement hydro-isotopique des bassins versants . . . 113

4.3.7 Conclusions . . . 117

4.4 Le *MoHydIsoLac* : applications paléoclimatiques . . . 118

4.4.1 Variations de la couverture végétale . . . 118

4.4.2 Variations de la saisonnalité des précipitations . . . 123

4.5 Conclusions et perspectives 124
4.5.1 Modèle isotopique de lac 124
4.5.2 Modèle hydro-isotopique de bassin versant 125
4.5.3 Modèle hydro-isotopique de lac 126
4.5.4 Simulations transitoires 126

5 Conclusions et perspectives 129
5.1 La température de l'eau et T_O 130
5.2 La composition isotopique de l'eau 132
5.2.1 Suivi hydro-isotopique du lac d'Annecy et étude multiproxies 132
5.2.2 Modèle isotopique de lac (*MoIsoLac*) 133
5.3 Modèle hydro-isotopique de bassin-versant (*MoHydIsoBV*) 134
5.4 *MoHydIsoBV+MoIsoLac* : applications paléoclimatiques 135
5.5 Perspectives générales 136

A Bilan énergétique à la surface d'un lac 137
A.1 Estimation du flux solaire 137
A.2 Albédo aux courtes longueurs d'onde 140
A.3 Rayonnement thermique infra-rouge 140
A.4 Evaporation et flux de chaleur latente 141
A.5 Rapport de Bowen et flux de chaleur sensible 142

B Méthode de résolution numérique 143
B.1 Méthode des différences finies 143
B.2 Résolution matricielle 144
B.3 Méthode de Thomas 145

C Modèle de glace de lac 147
C.1 Généralités 147
C.2 Equation de la chaleur et distribution de la température 149
C.3 Estimation de la température de surface 151

D Vulnerability of two European lakes 155
D.1 Article soumis 156
D.2 Sensibilité des prédictions 164

E Gradient altitudinal des précipitations dans la région d'Annecy 167

Références 169

Liste des figures

1.1 Reconstructions et observations des températures de l'hémisphère nord et des teneurs atmosphériques en CO_2. 2
1.2 Cycle atmosphérique de l'eau associé au cycle isotopique 3
1.3 Carte de localisation des deux lacs 5
1.4 Comparaison des enregistrements paléoclimatiques du Groenland (glace) et de Ammersee (ostracodes benthique) entre 15 000 et 5 000 BP 5
1.5 Schéma présentant les différentes origines des informations isotopique et thermique du signal isotopique enregistré dans les carbonates d'ostracodes benthiques 7

2.1 Schéma présentant les principales origines des informations isotopique et thermique du signal isotopique enregistré dans les carbonates d'ostracodes benthiques 12
2.3 Schéma de la stratification et de l'homogénéisation thermique dans les lacs d'eau douce 14
2.2 Courbe de la relation densité-température de l'eau douce 14
2.4 Illustration de l'effet de la topographie du lac sur la zone de mélange des apports 15
2.5 Illustration de l'effet de passage estival 16
2.6 Illustration de la discrétisation verticale de la colonne d'eau lacustre 18
2.7 Profils thermiques du lac d'Annecy observés en 2000 21
2.8 Valeurs observées du coefficient d'extinction de la lumière dans le lac d'Annecy durant l'année 1990 22
2.9 Valeurs observées de la profondeur du disque de Secchi entre 1993 et 1994 dans Ammersee 23
2.10 Modèles de coefficient d'extinction de la lumière 24
2.11 Observations et simulations journalières des températures de l'eau de surface et de fond du lac d'Annecy avec η constant et avec un cycle saisonnier pour η . . 25
2.12 Carte de localisation des deux lacs 29
2.13 Algorithme du modèle thermodynamique de lac 31
2.14 Simulation mensuelle et journalière de la température du lac d'Annecy pendant les années 1993 à 1999 36

2.15 Simulation mensuelle et journalière de la température de Ammersee pendant les années 1993 à 1999 . . . 38
2.16 Simulations et observations climatologiques de la température du lac d'Annecy et de Ammersee . . . 40
2.17 Observations et simulations de la température moyenne de la période de calcification des coquilles de *candonidae* . . . 44
2.18 Etude de sensibilité de T_O à trois paramètres climatiques . . . 48
2.19 Corrélations entre observations et simulations des températures de surface et de fond . . . 53
2.20 Observations et simulations du comportement du lac d'Annecy entre 1877 et 2000 54
2.21 Observations et simulations des données historiques de la température du lac d'Annecy à la fin du IXX^e siècle . . . 55
2.22 Sensibilité de la température de l'eau du lac d'Annecy . . . 56
2.23 Sensibilité à η et à la force du vent de la durée des périodes d'homogénéisation annuelles de la colonne d'eau et de $T_O$pour le lac d'Annecy . . . 57
2.24 Observations et simulations du comportement de Ammersee entre 1782 et 2000 59
2.25 Sensibilité à η de la durée des périodes d'homogénéisation annuelles de la colonne d'eau et de T_O pour Ammersee . . . 60
2.26 Effet de la morphobathymétrie du lac sur la durée des périodes d'homogénéisation annuelles de la colonne d'eau et de T_O . . . 61

3.1 Schéma des principales étapes du suivi hydro-isotopique du lac d'Annecy . . . 64
3.2 Carte des stations de suivi isotopique des précipitations par rapport aux lacs . . 66
3.3 Photos du système d'échantillonnage des précipitations mensuelles à la station d'Etercy . . . 67
3.4 Photos du système d'échantillonnage des précipitations mensuelles à la station du Grand-Bornand . . . 68
3.8 Suivi hydro-isotopique des rivières . . . 69
3.5 Température, précipitations mensuelles aux stations d'Etercy, de Meythet et du Grand-Bornand . . . 70
3.6 Observations ($\delta^{18}O$, δD) des précipitations régionales . . . 70
3.7 Température, précipitations et $\delta^{18}O_P$ mensuels aux stations d'Etercy de Thonon-les-Bains et du Grand Bornand . . . 71
3.9 Observations du $\delta^{18}O$ des 9 principaux affluents du lac d'Annecy . . . 72
3.10 Excès en Deutérium pour les échantillons stockés dans l'échantillonneur automatique . . . 75

3.11 Photos du système d'échantillonnage automatique de l'Eau Morte 75
3.12 Observations et corrections du δ journalier de l'Eau Morte 76
3.13 Observations et modélisation de la température des principales rivières du bassin versant du lac d'Annecy 77
3.14 Observations de la température et des débits des principales rivières du bassin versant du lac d'Annecy 78
3.15 Suivi hydro-isotopique de la colonne d'eau 79
3.17 Observations historiques (SILA) et récente du lac d'Annecy à 40m en Septembre 80
3.16 Observations ($\delta^{18}O$, δD) de l'eau du lac d'Annecy 80
3.18 Profils isotopiques en oxygène-18 du Grand Lac et du Petit Lac d'Annecy entre Décembre 2000 et Juin 2002 82
3.19 Profils thermiques du Grand Lac d'Annecy entre Décembre 2000 et Juin 2002 . 83
3.20 Schématisation de la situation hydrologique des sites de La Serraz et du Bout-du-Lac 84
3.21 Observations du $\delta^{18}O$ annuel de la cellulose entre 1971 et 2001 au site de La Serraz et au site du Bout-du-Lac 87
3.22 Observations mensuelles utilisées pour la calibration du *MoHydIsoLac* 88

4.1 Différentes composantes du bilan isotopique d'un lac stratifié 94
4.2 Illustration de la sensibilité du δ de l'eau profonde à la profondeur maximale de mélange 97
4.3 Résultats de la calibration climatologique du *MoIsoLac* 98
4.4 Schéma du cycle hydrologique d'un lac 101
4.5 Schéma de la représentation du réservoir de sol en deux couches 102
4.6 Schéma des flux d'eau à l'échelle d'une maille altitudinale et illustration de la discrétisation verticale du bassin versant 104
4.7 Topographie du bassin-versant du lac d'Annecy (IGN) 109
4.8 Fréquence altimétrique, courbe hypsométrique et répartition altimétrique de la couverture du sol 110
4.9 Résultats du modèle hydro-isotopique de bassin versant pour le lac d'Annecy . 115
4.10 Résultats de la calibration du modèle hydro-isotopique de bassin versant pour Ammersee 116
4.11 Illustration de la sensibilité hydro-isotopique des bassins versants et des lacs à une déforestation des forêts actuelles et à un reboisement des prairies actuelles . 121
4.12 Illustration de la sensibilité hydro-isotopique du bassin-versant et du lac d'Annecy à la saisonnalité des précipitations 122

A.1 Rayonnement solaire incident à la station de Bellegarde-sur-Valserine : observations et simulations 139

C.1 Schéma de la couche de glace, du couvert neigeux et des différents flux aux limites 148

D.1 Carte de localisation des deux lacs 158
D.2 Observations and simulations of the mixing behaviour of Lac d'Annecy from 1877 to 2099 159
D.3 Observations and simulations of the mixing behaviour of Ammersee from 1877 to 2099 160
D.4 Etude de sensibilité des prédictions aux différents paramètres de forçage 165
D.5 Etude de sensibilité des prédictions aux différents paramètres de forçage 166

Liste des tableaux

2.1 Valeurs des paramètres d'ajustements 35

2.2 Variations locales des paramètres météorologiques de forçage du modèle 37

2.3 Effet des paramètres météorologiques secondaires sur T_O 39

2.4 Situations climatiques actuelles pour la calibration du modèle thermodynamique lacustre 41

2.5 Résultats des situations climatologiques simulées par GCM 46

3.1 Lignes des précipitations locales 69

3.2 Corrélation entre température de l'eau ou débits (source : DIREN) des 4 principaux affluents du lac d'Annecy et température de l'air journalière et mensuelle à la station de Meythet (Météo France) 74

3.3 Comparaison isotopique entre forçage et moyenne pondérée des apports aux lacs 81

4.1 Valeurs des paramètres d'ajustement pour le *MoIsoLac* 94

4.2 Paramètres de la texture du sol 106

4.3 Légende de la base de données CORINE LAND COVER (IFEN) et codes pour laprésente étude 108

4.4 Valeurs des paramètres d'ajustements pour le *MoHydIsoBV* 111

4.5 Moyennes des paramètres météorologiques et valeurs des paramètres d'ajustement pour le *MoIsoLac* 112

A.1 Détermination de la transmissivité atmosphérique à Bellegarde 139

C.1 Paramètres de la glace et de la neige 148

E.1 Valeurs mensuelles de l'angle de GAMS sur le bassin versant du lac d'Annecy entre 900 et 1600 m 168

Notations

A	albédo d'une surface (dans la gamme du rayonnement solaire) (-)
CC	couverture nuageuse (-)
C_p	chaleur spécifique de l'eau douce ($J.kg^{-1}.^{\circ}C^{-1}$)
C_{sol}	taux d'évaporation maximum à la surface du sol ($mm.h^{-1}$)
$\mathfrak{D}$	coefficient de diffusion ($m^2.s^{-1}$)
E	hauteur d'eau évaporée (m)
f_A	fraction de la masse d'air évaporante en surface du lac qui provient du bassin versant (-)
G	angle de GAMS (-)
G_I	flux d'eau apportée par les nappes phréatiques ($m^3.s^{-1}$)
G_o	flux d'eau évacuée par les nappes phréatiques ($m^3.s^{-1}$)
I	flux d'eau apportée au lac depuis le bassin versant via les rivières ($m^3.s^{-1}$)
IR	rayonnement infra-rouge ($W.m^{-2}$)
J	numéro du jour de l'année (entre 1 et 366)
K	constante empirique dépendante de la texture du sol (-)
O	flux d'eau évacuée du lac à l'exutoire ($m^3.s^{-1}$)
P	hauteur d'eau précipitée (m)
P_a	pression atmosphérique (Pa)
Rg	rayonnement solaire incident ($W.m^{-2}$)
RH	humidité relative (%)
$\mathbb{S}$	surface du lac (m^2)
T	température de l'air ($^{\circ}C$)
T_f	température de fusion de la glace ($^{\circ}C$)
T_R	température des apports au lac par les rivières ($^{\circ}C$)
$T(z,t)$	température de l'eau à la profondeur z et au temps t (^{o}C)
V_L	volume du lac (m^3)
w	vitesse du vent ($m.s^{-1}$)
$\mathbb{W}$	réserve en eau facilement utilisable (%)
Z_s	profondeur du disque de Secchi (m)
α	constante égale à 1,26 (-)
α_K	facteur de fractionnement isotopique cinétique (-)
$\alpha^\star$	facteur de fractionnement isotopique à l'équilibre (-)
β	proportion de radiation de courtes longueurs d'onde absorbée par la couche de surface (-)
δ	teneur isotopique (‰)
Δt	pas de temps (s)
ϵ	coefficient d'absoption moyen des rayons infra-rouge pour l'eau du lac (-)
η	coefficient d'extinction de la lumière dans l'eau liquide (m^{-1})
γ	constante psychrométrique ($Pa.K^{-1}$)
Γ_f	taux de fusion de la neige ($m.^{\circ}C^{-1}.jour^{-1}$)
λ_v	chaleur latente de vaporisation en ($J.kg^{-1}$)
Φ	flux énergétique ($W.m^{-2}$)
ρ	densité de l'eau douce ($kg.m^{-3}$)
σ	constante universelle dite de Stefan-Boltzmann ($W.m^{-2}.^{\circ}C^{-1}$
τ	constante empirique dépendante de la texture du sol (-)
θ	humidité volumique (%)
ε	émissivité ou coefficient d'absorption (-)

Chapitre 1

Introduction générale

1.1 Contexte

Le climat en un point du globe terrestre résulte des interactions complexes entre les différentes "composantes" du système climatique : atmosphère et océan (ces deux fluides organisent une redistribution de la chaleur entre l'équateur et les pôles) mais également atmosphère et surface continentales, jouant à des échelles de temps différentes. Tout changement subi par une composante a des répercussions sur l'équilibre du système entier, un système complexe et non-linéaire. Ce climat est appréhendé par une statistique (moyenne, variabilité diurne, saisonnière, interannuelle, ...) des variables atmosphériques (température de l'air, vitesse du vent, ...), sur plusieurs décennies.

Différentes archives paléoclimatiques ont permis de quantifier les variations naturelles du climat de la Terre. Ces variations sont pilotées notamment par la position de la terre par rapport au soleil (cycles de Milankovitch) à l'échelle de 10.000 ans et, aux échelles de temps de 100 ans, par le volcanisme, les changements d'énergie émise par le soleil [Lean *et al.*, 1995], les variations de la concentration des gaz à effet de serre (CO_2, CH_4, H_2O, ...) dans l'atmosphère ou à des processus internes au système climatique (rétroactions, couplages).

Les activités humaines sont responsables de nouveaux forçages : à l'échelle locale, par les villes, à l'échelle régionale par la déforestation et à l'échelle globale par les gaz à effet de serre et les aérosols. En particulier, l'utilisation de combustibles fossiles et la déforestation ont profondément influencé le cycle du carbone terrestre au cours des deux derniers siècles et entraîné une augmentation importante de la concentration en dioxyde de carbone et en méthane (CO_2 et CH_4) dans l'atmosphère. Ces gaz à effet de serre tendent à induire un réchauffement de la planète en surface. Actuellement, on considère qu'une grande partie du réchauffement observé au cours des 50 dernières années (figure 1.1 en bas) est due à cette augmentation de la concentration en gaz à effet de serre et on s'attend à ce qu'il s'amplifie au cours des prochaines décennies ("Projection" sur figure 1.1 en bas) [McCarthy *et al.*, 2001].

Dans ce contexte de changement climatique en cours, d'importants efforts nationaux (e.g. programme "Géoprospective" de l'ANDRA) et internationaux (Intergovernmental Panel on Climatic Change, IPCC) sont actuellement dirigés vers une meilleure connaissance de la variabilité climatique à différentes échelles temporelles et de sa prévisibilité *via* la modélisation du climat. Une des finalités de ces études est de faire de la prospective climatique à court (saisonnier) et moyen terme (pluri-décennal), notamment dans le contexte du développement durable des activités et aménagements humains. Actuellement, faute de séries instrumentales suffisamment longues (souvent 50 ans, parfois 100 ans [Moisselin *et al.*, 2002]), l'interaction entre changement lent et variabilité rapide (interannuelle, évènements extrêmes) est encore mal connue. Par conséquent, il faut passer par des archives paléoclimatiques indirectes pour compléter les connaissances de la variabilité climatique tirées des observations instrumentales.

Cette variabilité peut s'enregistrer au travers de ses principales composantes (température, précipitations, englacement, ensoleillement, vent), et ce par des accumulations ou des croissances minérales et/ou organiques, avec ou sans intervention de la biosphère (sédiments [*e.g.* Thouveny *et al.*, 1994], glaces [*e.g.* Grove et Switsur, 1994], végétaux [*e.g.* Jacoby *et al.*, 1997], coraux [*e.g.* Boiseau *et al.*, 1998], concrétions carbonatées des grottes [*e.g.* Genty *et al.*, 2003], ...). Les conditions thermiques superficielles peuvent également être temporairement "mémorisées" en profondeur dans le sous-sol en fonction de la conductivité thermique de celui-ci et de l'amplitude et de la fréquence des fluctuations de surface [Pollack *et al.*, 1998]. Les processus de changement de phase, de croissance et de précipitation, pouvant provoquer des fractionnements élémentaires ou isotopiques, ces derniers sont utilisés, depuis plusieurs décennies, comme mécanismes enregistreurs des conditions (paléo-)climatiques.

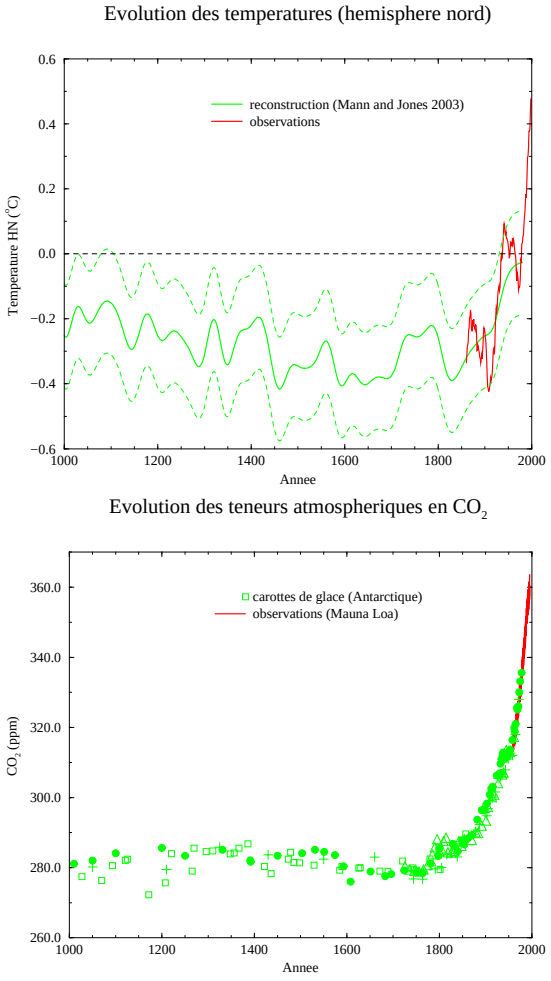


Figure 1.1: Reconstructions et observations des températures de l'hémisphère nord (haut) et des teneurs atmosphériques en CO_2 (bas).

Les enregistrements paléoclimatiques ont un double intérêt. Ils permettent, d'une part, de prolonger les périodes de temps déjà couvertes par les observations instrumentales (*e.g.* 150 ans

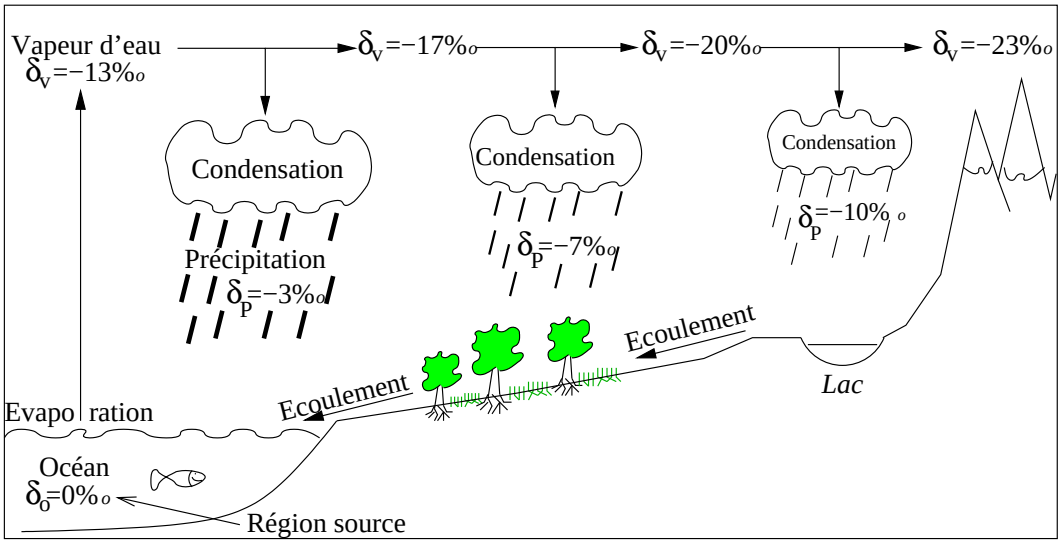


Figure 1.2: Cycle atmosphérique de l'eau associé au cycle isotopique. δ_V : composition isotopique de la vapeur, δ_P : composition isotopique des précipitations

en Europe), comme mentionnées ci-dessus, et d'autre part, d'obtenir des informations climatiques régionales. Une plus grande densité spatio-temporelle des informations paléoclimatiques est indispensable pour (i) quantifier la variabilité naturelle par rapport à l'influence des activités anthropiques, (ii) valider la paramétrisation des modèles de circulation générale atmosphérique utilisés en prédiction, (iii) tester leur performance dans des situations climatiques éloignées des conditions actuelles [Masson *et al.*, 1998 ; Masson *et al.*, 1999 ; Renssen *et al.*, 2001], (iv) évaluer l'impact des changements climatiques sur les écosystèmes.

Dans le cadre de cette étude, je me suis particulièrement intéressé aux archives qui permettent une reconstruction quantitative des conditions paléoclimatiques et de leurs changements *via* des enregistrements de la composition isotopique des précipitations (δ_P [Craig, 1961 dans Craig, 1965]). Ces archives du δ_P permettent ainsi une comparaison directe des enregistrements entre eux [e.g. von Grafenstein *et al.*, 1999a (figure 1.4)] et donc une étude de la variabilité climatique à différentes échelles spatiales.

1.2 Les isotopes stables des précipitations

Le long du cycle atmosphérique de l'eau, la distillation progressive des masses de vapeur d'eau depuis leur région source (évaporation) contribue à l'appauvrissement en isotopes lourds de la masse d'air (figure 1.2). Par conséquent, les teneurs isotopiques des précipitations (δ_P sur la figure 1.2) diminuent le long du parcourt des masses d'air depuis la source.

Des informations sur la composition isotopique (δ_P) des précipitations (pluie et neige) moyennes mensuelles ont été accumulées pendant les quatre dernières décennies principalement grâce au réseau IAEA/WMO GNIP (International Atomic Energy Agency/World Meteorological Organization Global Network for Isotopes in Precipitation). Ces données suggèrent que, en première approximation, la température contrôle δ_P aux hautes et moyennes latitudes alors que la quantité de précipitation est le facteur dominant en régions tropicales. Dans les deux cas, l'histoire du transport atmosphérique qui relie les régions sources de la vapeur et les lieux de précipitation contrôlent δ_P [Rozanski *et al.*, 1992 et 1993].

De ce fait, la relation δ_P-température de l'air a déjà été fréquemment utilisée dans de nombreuses études pour reconstruire des informations paléoclimatiques à partir d'enregistrements de δ_P des précipitations anciennes comme les glaces polaires [Epstein et Sharp, 1970 ; Lorius *et al.*, 1985 ; Jouzel *et al.*, 1997], les carbonates lacustres [Eicher et Siegenthaler, 1976 ; von Grafenstein *et al.*, 1999a], les aquifères [Rozanski, 1985], la cellulose des arbres [Epstein *et al.*, 1976 ; Lipp *et al.*, 1991] et les concrétions carbonatées des grottes [Fornaca-Rinaldi *et al.*, 1968 ; Duplessy *et al.*, 1969 ; Genty *et al.*, 2003].

En zones polaires, les calottes de glace sont l'archive isotopique idéale du δ_P du fait de la conservation directe des précipitations sous leur forme initiale. L'interprétation du δ de la glace nécessite tout de même la prise en compte de la répartition saisonnière des précipitations. Les changements passés de cette saisonnalité peuvent, en effet, significativement influencer les reconstructions de température basées sur une intégration annuelle du δ_P comme c'est le cas pour les conditions glaciaires dans le centre du Groenland [Werner *et al.*, 2000].

Aux moyennes latitudes en milieu continental, l'écoulement rapide des glaciers et l'érosion par les vents des précipitations neigeuses ne permettent pas des reconstitutions du δ_P comparables à celles issues des glaces polaires [Schotterer *et al.*, 1997]. Les carbonates lacustres bio-produits ou bio-induits sont des enregistreurs alternatifs aux glaciers mais leur interprétation nécessite la quantification des liens plus complexes entre le δ archivé et le δ_P. Selon les conditions d'enregistrement, ils peuvent fournir un enregistrement des conditions paléo-climatiques depuis la fin de la dernière déglaciation avec une résolution de l'ordre de la décennie.

1.3 Une archive isotopique indirecte des précipitations : les coquilles carbonatées d'ostracodes benthiques (*Candona sp.*)

Des travaux récents [von Grafenstein *et al.*, 1999a] ont montré un parallélisme remarquable entre l'évolution, sur plus de 10 000 ans, donc la teneur isotopique en oxygène-18 mesurée, d'une part, sur les glaces de l'inlandsis du Groenland et, d'autre part, sur des tests d'Ostracodes

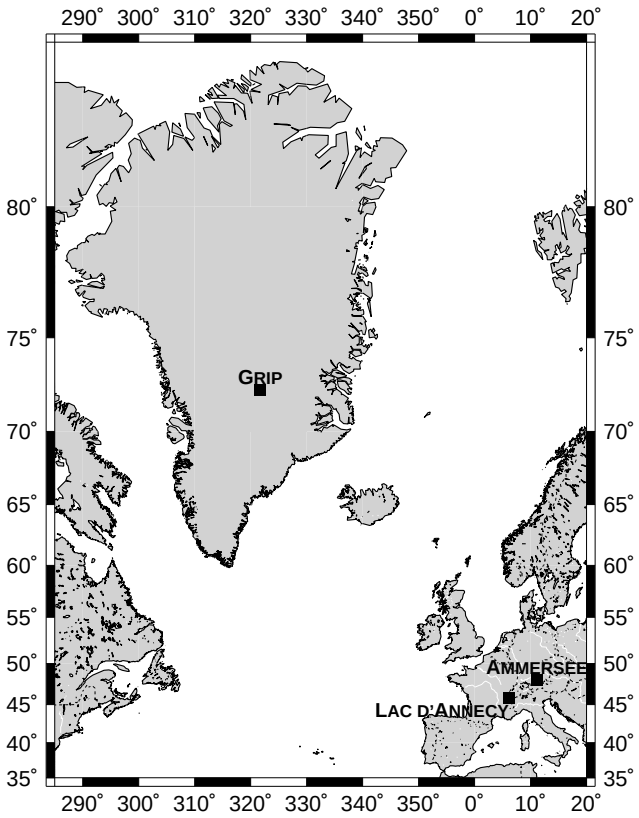


Figure 1.3: Carte de localisation d'Ammersee (11°10'E, 48°N), Allemagne, du forage GRIP (38°18'O, 72°21'N), Groenland et du Lac d'Annecy (6°07'E, 45°54'N), France.

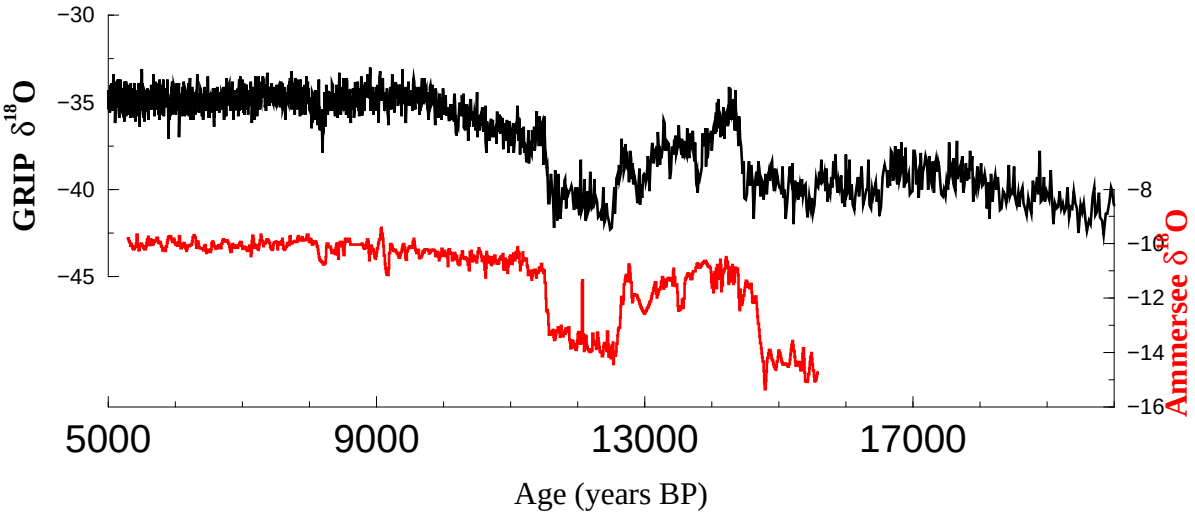


Figure 1.4: Comparaison de la reconstruction isotopique des précipitations à partir des coquilles carbonatées d'ostracodes benthiques à Ammersee (Allemagne) et à partir de la calotte glaciaire du Groenland (figure 1.3) entre 15 000 et 5 000 BP [von Grafenstein *et al.*, 1999a].

accumulés dans un lac de moyenne latitude, Ammersee (figure 1.3), en Allemagne (figure 1.4). La résolution des deux archives est de l'ordre de la décennie et le signal d'Ammersee a été obtenu grâce à une estimation de l'évolution passée des conditions environnementales et la connaissance des effets biologiques.

L'archivage du $\delta^{18}O_P$ dans les coquilles d'ostracodes préservées dans les sédiments lacustres dépend (figure 1.5) :

1. des processus biologiques (ou "effets vitaux") propres à chaque espèce,
2. de la température de l'eau au lieu de vie des ostracodes, pendant la période de précipitation des carbonates,
3. de la composition isotopique de l'eau du lac au lieu de vie des ostracodes, pendant la période de précipitation des carbonates.

De plus, la composition isotopique de l'eau du lac au lieu de vie n'est pas exactement celle des précipitations du fait :

4. des processus de fractionnement et de mélange isotopiques dans le lac,
5. des processus de fractionnement et de mélange isotopiques sur le bassin versant.

Les effets biologiques (point 1) des principaux groupes taxonomiques d'ostracodes des lacs d'eau douce européens sont parfaitement connus d'après les travaux de von Grafenstein *et al.* [1999b].

En 1999, von Grafenstein *et al.* [1999a] ont montré que dans le cas particulier d'un lac profond comme Ammersee, la température, pendant la période de précipitation de la calcite, peut être considérée constante et proche de 4°C (point 2). Ensuite, les effets du bassin versant et de ce lac (points 3 à 5) dans le passé peuvent être similaires à ceux de la période d'observation (von Grafenstein, 2002) moyennant une estimation des biais maximaux engendrés par ces simplifications. Ceux-ci ont été calculés à l'aide d'un bilan hydrologique et isotopique simple en considérant des conditions climatiques extrêmes. L'incertitude obtenue de $\pm$0,4‰ dans le cas d'Ammerse est petite par rapport à certaines variations reconstruites du $\delta^{18}O_P$ (figure 1.4) comme la transition tardi-glaciaire et les changements majeurs pendant l'Holocène. Cependant, pendant de longues périodes durant l'Holocène, les variations reconstruites de $\delta^{18}O_P$ sont de faible amplitude (figure 1.4) impliquant un très faible rapport signal sur bruit. De plus, cette estimation d'incertitude est une simple addition des écarts maximaux de chaque étape du transfert du $\delta^{18}O_P$ vers l'archive et ne prend pas en compte le fait que la plupart des paramètres intervenant dépendent l'un de l'autre et interviennent à plusieurs reprises avec des signes opposés [von

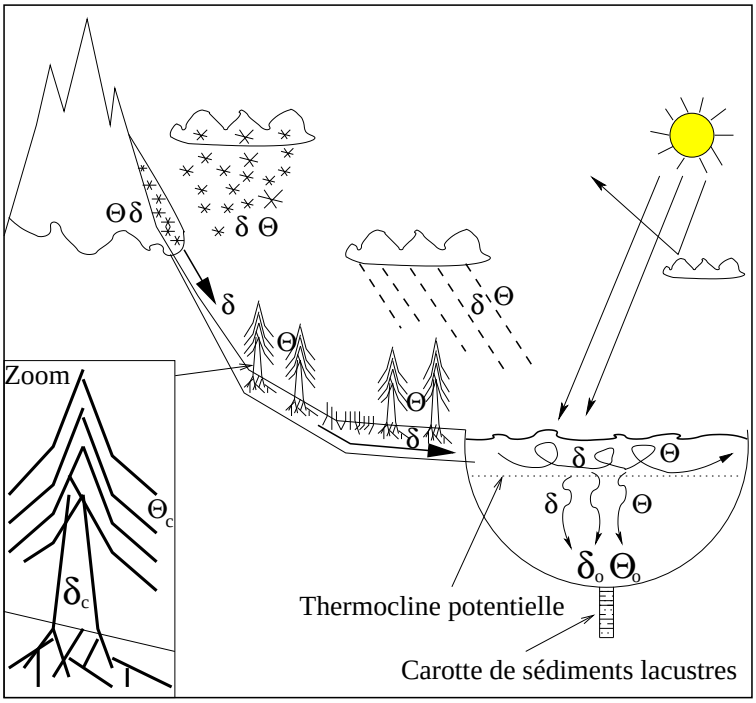


Figure 1.5: Schéma présentant les principales différentes origines de l'information isotopique (différents δ) et de l'information thermique (différents Θ) du signal isotopique enregistré dans les carbonates d'ostracodes benthiques préservés dans les sédiments (δ_o) et du signal isotopique enregistré dans la cellulose des arbres (δ_c).

Grafenstein, 2002]. L'estimation de cette incertitude ne prend également pas en considération les effets résultants de l'interaction dynamique entre le système hydrologique du bassin versant et la stratification lacustre car elle est basée sur des états stationnaires. Cette hypothèse d'état stationnaire est d'ailleurs incompatible avec les amplitudes et les fréquences de la variabilité climatique inter-décennale reconstruite ici pour l'Holocène (comme par exemple l'évènement froid à 8 200 ans BP, figure 1.4). Enfin, cette incertitude dépend des caractéristiques de chaque lac et n'est pas facilement transposable pour des lacs de morphologie, de contexte climatique et/ou de contexte hydrologique différents.

Pour aller vers une meilleure compréhension des enregistrements paléoclimatiques à partir des tests d'ostracodes benthiques lacustres, j'ai effectué une modélisation quantitative intégrée des systèmes complexes non linéaires"lac-bassin-versant" ainsi que de leurs interactions avec les paramètres climatiques.

1.4 Objectifs et organisation du manuscrit

L'objectif premier de ce travail est de développer un modèle relativement simple et facilement transposable sur des lacs différents. Ce choix est également motivé par la nécessité d'étudier

dans un premier temps les capacités d'un modèle simple avant de passer à des niveaux de complexité supérieurs.

Par le suite, j'utiliserai le terme *MoTempLac* pour désigner le modèle thermique de lac, le terme *MoHydIsoBV* pour désigner le modèle hydro-isotopique de bassin versant, le terme *MoIsoLac* pour désigner le modèle isotopique de lac et enfin, le terme *MoHydIsoLac* pour désigner le modèle hydro-isotopique de lac, qui correspond au *MoIsoLac* forcé par le *MoHydIsoBV*.

Dans le cadre du programme de géoprospective de l'ANDRA, je me suis particulièrement intéressé aux reconstructions paléoclimatiques dans l'Est de la France où peu de séries paléoclimatiques quantitatives sont disponibles à l'heure actuelle (voir, par exemple l'étude qualitative du programme CLIMASILAC[1] et les travaux de De Beaulieu et Reille [1992]). En finançant cette thèse, l'ANDRA souhaite améliorer l'exploitation des archives paléo-climatiques continentales pour aller vers une meilleure connaissance de la variabilité climatique à différentes échelles géographiques et temporelles. Ce travail va vers une décomposition quantitative des signaux climatiques et non-climatiqes (*e.g.* hydrologiques) enregistrés dans une archive continentale afin d'en réduire les barres d'erreur et donc d'améliorer l'interprétation des variations climatiques hautes fréquences (pluri-annuelle) et basses amplitudes ; celles-ci étant, jusqu'à présent, comprises dans les barres d'incertitude [*e.g.* von Grafenstein *et al.*, 1999a].

Mon travail se situe en parallèle à une étude de reconstruction d'un signal isotopique des tests d'ostracodes benthiques du lac d'Annecy, France (figure 1.3) (en cours, étude similaire aux travaux effectués par von Grafenstein *et al.* [1999a] à Ammersee). Cette étude fait également partie du programme de géoprospective de l'ANDRA. J'ai donc développé le *MoHydIsoLac* dans le but de l'appliquer à ce lac et effectué le suivi hydrologique et isotopique du lac d'Annecy et de son bassin versant pour valider le *MoHydIsoLac*.

Cette région présente l'avantage de disposer de séries d'observations météorologiques. De plus, le lac se situe à proximité de l'unique station de suivi isotopique mensuelle des précipitations du réseau IAEA/WMO GNIP : stations de Thonon-les-Bains (France), autant de relevés qui sont fondamentaux pour la calibration des enregistreurs paléoclimatiques et, dans mon cas, du modèle.

Afin d'affiner la validation du *MoHydIsoLac*, j'ai procédé en parallèle à son application au système lac-bassin-versant d'Ammersee où sont également disponibles des observations des conditions météorologiques sur les deux derniers siècles ainsi qu'un enregistrement de la composition isotopique des précipitations (station de Hohenpeißenberg, Allemagne).

Ces deux lacs sont aussi idéaux pour la calibration du *MoHydIsoLac* car ils présentent des caractéristiques morphologiques, des contextes climatiques et des contextes hydrologiques

[1] numéro spécial, *Journal of Paleolimnology* **25**, 2001

différents. De plus, leurs comportements thermodynamiques sont représentatifs des deux principaux types de fonctionnement des lacs aux moyennes latitudes (chapitre 2).

Enfin, l'amélioration des reconstructions quantitatives de $\delta^{18}O_P$ dans l'Ouest de l'Europe permettra par la suite une compréhension fine des mécanismes de changement climatique dans l'hémisphère Nord *via*, en particulier, une comparaison directe avec les enregistrements du Groenland (GRIP, North GRIP).

Je montrerai dans le chapitre 2 qu'un modèle thermique monodimensionnel de lac permet de quantifier les variations de la température de calcification (point 2 dans § 1.3). Ce modèle est basé sur les travaux pionniers de Orlob et Selna [1970] et de Henderson-Sellers [1985 et 1986] et a été amélioré ici pour une étude fine des variations intra-mensuelles de la température du fond des lacs.

Dans le chapitre 4, nous verrons que le *MoTempLac* peut-être adapté pour l'estimation de la composition isotopique de l'eau au lieu de vie des ostracodes selon Hostetler [1994] (point 3) en prenant en compte les effets de l'évaporation en surface du lac (point 4) et en couplant un modèle hydro-isotopiques du bassin-versant, d'après Vassiljev *et al.* [1995]. Nous verrons donc dans ce chapitre comment un modèle hydrologique monodimensionnel, basé sur les travaux de Federer *et al.* [1982], de Haxeltine *et al.* [1996], et de Vassiljev *et al.* [1995], peut permettre de simuler les effets hydrologiques des bassin-versants étudiés (point 5). Et, nous verrons comment ce modèle a été également adapté pour simuler les isotopes stables de la molécules d'eau (point 5).

Les observations effectuées dans la région du lac d'Annecy pour la calibration du modèle hydro-isotopique couplé seront présentées et discutées dans le chapitre 3.

Les simulations hydro-isotopiques présentées dans la suite du document, ne concernent que les isotopes de l'oxygène. Le *MoHydIsoLac* comprend également les isotopes de l'hydrogène mais les résultats ne sont discutés ici car ils n'ont pas encore été interprétés.

Dans le cadre du changement du climat actuel et des changements du climat futur prédit par les modèles [McCarthy *et al.*, 2001], j'ai également effectué une étude de la vulnérabilité des systèmes lacustres aux changements de climat présenté dans le chapitre 2 sous la forme d'un article soumis.

Enfin, je présenterai les principales conclusions de ce travail, ainsi que les lignes directrices pour progresser dans la compréhension de l'impact du fonctionnement des systèmes lacustres dans les reconstructions paléoclimatiques (chapitre 5).

Chapitre 2

Fonctionnement thermique des lacs

Introduction

L'interprétation du signal isotopique des tests carbonatés des ostracodes benthiques préservés dans les sédiments lacustres passe par la quantification de la température de l'eau au lieu de vie des ostracodes pendant la formation de la calcite (eau de fond).

Pour comprendre le poids des différents paramètres externes au lac (paramètres climatiques) et internes (morphobathymétrie et transparence) qui influencent cette température, j'ai re-développé un modèle thermodynamique d'après les équations mathématiques de la littérature. Une attention particulière a été portée sur la simulation de la température du fond qui a été considérablement améliorée par la prise en compte originale d'un modèle saisonnier de la transparence.

Après une présentation du métabolisme des ostracodes benthiques du groupe des *Candona* (§ 2.1) et du fonctionnement théorique des lacs caractéristiques des moyennes latitudes (§ 2.2), nous aborderons les bases du modèle lacustre utilisé (§ 4.2.1).

Le paragraphe suivant sera consacré à la méthode de calibration et validation du modèle (§ 2.5) et s'organisera sous la forme d'un article (sous presse) précédé de la présentation des principaux résultats.

Une étude de la variabilité de la température de formation des carbonates sur le dernier siècle pour le lac d'Annecy et sur plus des deux siècles à Ammersee sera présentée dans le paragraphe 2.6.

Enfin, avant de conclure et d'aborder les perspectives de ce type de modèle (§ 2.6.3), je présenterai une application du modèle pour l'évaluation des incertitudes dues à la variabilité inter-annuelle de la température du fond de Ammersee et du lac d'Annecy.

2.1 Objectifs et contraintes par rapport au métabolisme des ostracodes benthiques (température des ostracodes du groupe *Candona sp.* : $\mathbf{T}_O$)

Les ostracodes sont de petits crustacés (1 mm de long environ) protégés par une carapace calcique. Pendant leur vie, ils perdent 8 mues. Après chacune d'elles, un test adapté à la nouvelle taille de l'individu est produite jusqu'à l'âge adulte (stade A). Chaque individu peut donc abandonner 9 paires de valves (stade A-8 à stade A) dont le $\delta^{18}O$ est une empreinte de la température et du $\delta^{18}O$ de l'eau ambiante (figure 2.1). Un échantillon typique à partir duquel les enregistrements de Ammersee et du lac d'Annecy sont produits est un assemblage de plus de 25 coquilles individuelles des 5 derniers stades (stade A-4 au stade A) pour trois espèces du groupe *Candona*. Les dynamiques de population de trois espèces de ce groupe ont été étudiées à partir d'échantillons de sédiments de surface dans l'hypolimnion (voir définition § 2.2) de ces deux lacs et indiquent que ces 5 derniers stades se déroulent préférentiellement en hiver et commencent avec le mélange de la colonne d'eau lacustre. Les stades A sont principalement présents à la fin de l'hiver et au début de l'automne. Par conséquent, la période de calcification de ces coquilles a lieu pendant les deux mois qui suivent le retournement du lac [von Grafenstein, comm. pers.].

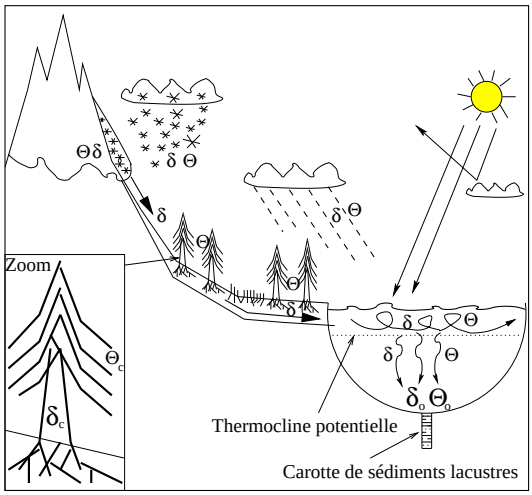


Figure 2.1: Schéma présentant les principales origines de l'information isotopique (différents δ) et de l'information thermique (différents Θ) du signal isotopique enregistré dans les carbonates d'ostracodes benthiques préservés dans les sédiments (δ_o) et du signal isotopique enregistré dans la cellulose des arbres (δ_c).

Dans la suite de ce document, la température moyenne de l'eau du fond des lacs pendant cette période de deux mois sera appelée "température des ostracodes" et notée "T_O" bien que ce soit strictement la température de calcification des 5 derniers stades de ce groupe particulier et non pas des ostracodes benthiques de lac profond en général.

J'ai donc sélectionné un modèle thermodynamique lacustre qui doit permettre de simuler les variations mensuelles de la température de l'eau du lac au niveau de la zone d'échantillonnage des sédiments.

2.2 Fonctionnement des systèmes “lac”

Un système lacustre est limité par deux unités différentes : le bassin-versant en bordure et l’atmosphère en surface. Avec ces ”voisins”, un lac entretient des échanges d’énergie et de masse. Ces flux induisent des réponses dynamiques dans l’ensemble de l’étendue d’eau et modifient, de cette façon, son état interne. Donc, pour étudier la dynamique d’un lac, il faut comprendre les processus qui interviennent à ses limites.

Avec le bassin-versant, les échanges sont essentiellement des apports de masses par les rivières et des pertes à l’exutoire. Les effets thermiques liés aux rivières sur la colonne d’eau lacustre peuvent être négligés lorsque le temps de résidence des eaux est de l’ordre de l’année [Hostetler et Bartlein, 1990] (Lac d’Annecy : 4,5 ans [Benedetti-Crouzet, 1972] ; considérant un volume de lac de $1{,}1.10^9 m^3$ à la température moyenne de 6°C et un débit moyen des affluents de $0{,}22.10^9 m^3$ par an (7 $m^3.s^{-1}$) à la température de 8°C, la variation de la température moyenne du lac est alors inférieure à 0,002°C par jour).

Les échanges de masse d’eau avec les sédiments peuvent être ici négligés ainsi que les échanges d’énergie avec les sédiments, principalement du fait de l’isolation procurée par l’épaisseur de ces derniers et leur texture (composante argileuse).

Avec l’atmosphère, trois flux sont à prendre en compte : (i) les apports d’énergie cinétique par le vent, (ii) les apports et les pertes d’énergie thermique (flux radiatifs et non radiatifs) et (iii) les échanges de masse par les précipitations et l’évaporation. (i) Le vent engendre un courant de dérive dans l’eau à cause des couplages par friction entre l’eau et l’air. (ii) L’énergie thermique gagnée par le lac s’accumule dans l’eau à cause de sa chaleur spécifique élevée. (iii) Tout comme les rivières, les précipitations n’ont pas d’effet sur la température journalière dans le cas des lacs profonds étudiés.

La réponse d’un lac aux forçages externes est en partie conditionnée par les propriétés physiques particulières de l’eau et essentiellement par la relation entre sa masse volumique et sa température

2.2.1 Particularité de l’eau douce et thermodynamique lacustre

Comme la circulation thermohaline dans l’océan, les mouvements de convection d’eau dans les lacs sont principalement gouvernés par la densité. Dans les lacs d’eau douce, celle-ci dépend essentiellement de la température et de la pression. D’après les études de Farmer et Carmack [1982], la température du maximum de densité de l’eau douce diminue avec la pression à un taux de $0{,}020°C.b^{-1}$. Cet effet sera négligé dans ce travail car il induit une erreur inférieure à

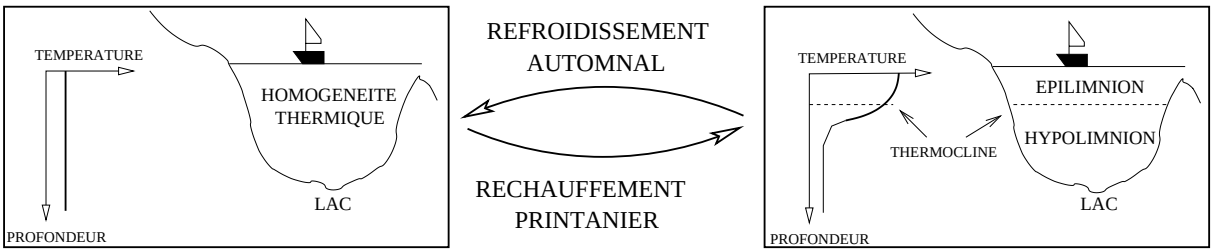


Figure 2.3: Schéma de la stratification et de l'homogénéisation thermique dans les lacs d'eau douce.

0,2°C au fond des deux lacs étudiés. Nous considérerons donc uniquement la relation [Heggen, 1983 dans Hostetler et Bartlein, 1990] :

$$\rho = (1 - 1,9549.10^{-5} \times (|T| - 4))^{1,68} \times 1000$$

où ρ est la densité de l'eau douce (kg.m^{-3}) à la température T exprimée en °C.

A la différence de l'eau salée, la relation densité-température de l'eau douce comporte un maximum à la température de 4°C (figure 2.2). Cette particularité engendre la formation de structures thermiques originales dans les lacs non-salés.

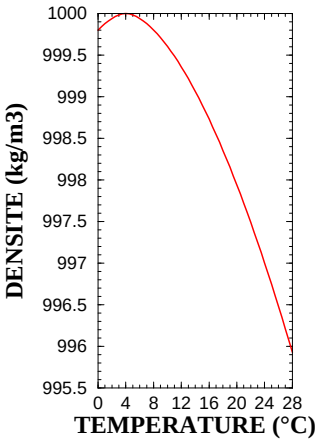


Figure 2.2: Courbe densité-température de l'eau douce [Heggen, 1983 dans Hostetler et Bartlein, 1990].

En milieu tempéré, au printemps et en été, les échanges d'énergie avec l'atmosphère provoquent le réchauffement de l'eau en surface qui s'accompagne d'une diminution de sa densité. Du fait de la faible conductivité thermique de l'eau, la chaleur s'accumule principalement en surface et une couche d'eau chaude et légère se met en place, c'est la stratification thermique. Cette couche, appelée épilimnion, "flotte" sur un couche plus froide et donc plus dense, l'hypolimnion (figure 2.3). Ces deux couches sont séparées par une zone de fort gradient de température/densité, le métalimnion ou thermocline.

En automne, le refroidissement de la partie superficielle de l'épilimnion provoque des courants descendants sous l'effet de la gravité. Ces courants vont creuser progressivement la thermocline jusqu'à sa destruction complète et le mélange de l'ensemble de la colonne d'eau, c'est le retournement du lac ou holomixie.

L'holomixie, qui induit une homogénéisation thermique, chimique et isotopique, permet l'oxygénation des eaux profondes indispensable à la survie des organismes aérobies tels que les ostracodes benthiques.

Si la température de l'hypolimnion est proche de 4°C, alors l'homogénéisation a lieu à une température également proche de 4°C. Puis, si le refroidissement se prolonge en surface,

la température de l’eau diminue au-dessous de 4°C. Une couche d’eau plus légère, mais plus froide, se met en place et “flotte” sur une couche d’eau plus lourde, mais plus chaude, c’est la stratification thermique inverse.

Au printemps suivant, la colonne d’eau s’homogénéise une seconde fois avant le redéveloppement de la stratification.

2.2.2 Ammersee et lac d’Annecy : comportement de mélange

Selon les caractéristiques (morphologie, climat et transparence) propres à chaque lac, les périodes de stratification et d’homogénéisation (holomixie) alternent plus ou moins régulièrement. D’après les observations Ammersee subit annuellement deux périodes holomictiques séparées par une période de stratification en été et une période d’inversion thermique en hiver (figure 2.15A). Pour ces raisons, Ammersee est un lac typiquement dimictique. Par contre, le lac d’Annecy est dans un contexte tel que l’hypolimnion est toujours à une température supérieure à 4°C (figure 2.14A). Après l’holomixie à la température de l’hypolimnion, les hivers ne sont généralement pas suffisamment froids pour refroidir l’ensemble de la colonne jusqu’à 4°C et permettre ainsi la mise en place d’une inverse thermique. Ce lac est dit monomictique car il ne subit qu’une seule phase de retournement par an.

Lorsque les conditions climatiques ne sont pas favorables au refroidissement de la surface du lac, la période d’holomixie peut être fortement réduite voir même inexistante. Ce phénomène de méromixie (année sans holomixie), qui est caractéristique des lacs méromictiques, peut survenir de façon exceptionnelle certaines années dans les lacs monomictiques et les lacs dimictiques.

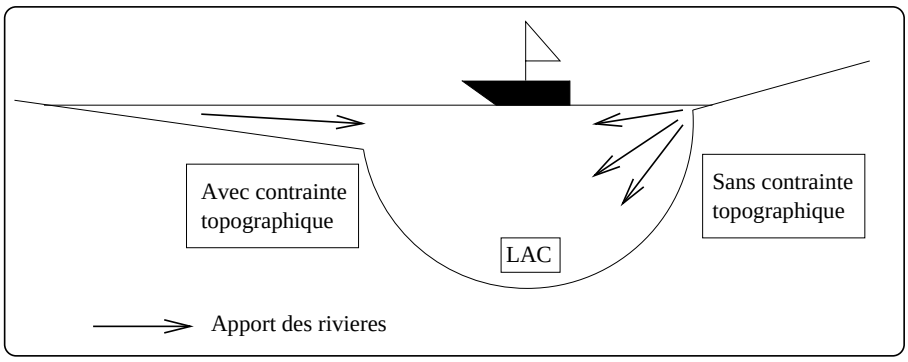


Figure 2.4: Illustration de l’effet de la topographie du lac sur la zone de mélange des apports.

2.2.3 Interaction avec les rivières

Si l’effet thermique des rivières sur le lac peut être négligé (§ 2.2), la signature isotopique de ces apports influence celle du lac (voir chapitre 4).

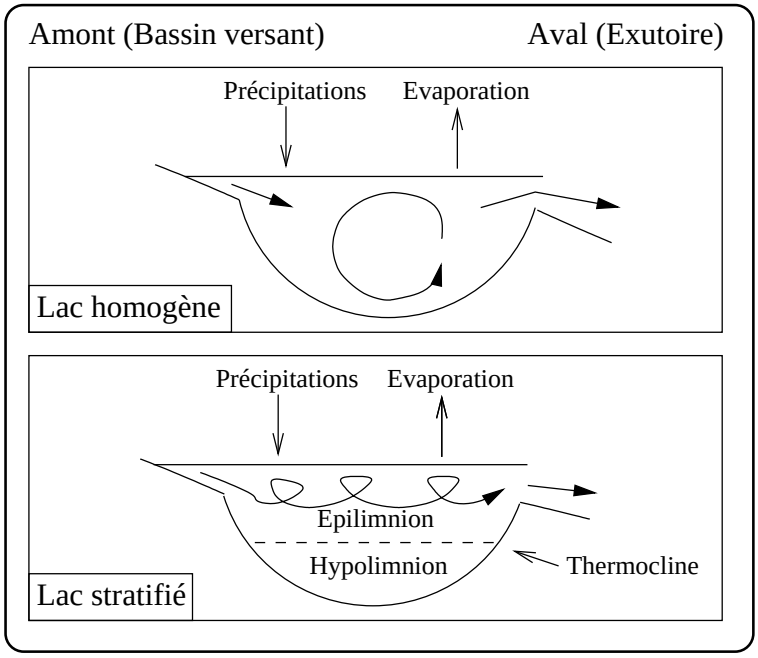


Figure 2.5: Illustration de l'effet de passage estival (ou 'summer bypass effect' en anglais).

La zone de mélange (isotopique) des apports par les rivières dans la colonne d'eau est définie par la densité/température de l'eau des rivières et par le profil densité/température de la colonne d'eau. Lorsque la topographie ne permet pas le plongement des apports vers la zone d'égale densité (figure 2.4), la température des eaux des rivières s'équilibre avec la température des eaux du lac et contraint le mélange (isotopique) à une profondeur plus faible (figure 2.4). La connaissance tridimensionnelle de la topographie des lacs apparaît donc importante pour les simulations couplées lac-bassin-versant.

D'autre part, la synchronisation de la structure thermique de la colonne d'eau et des apports (isotopiques) par les rivières est fondamentale pour l'étude de l'effet isotopique du bassin-versant sur le lieu de vie des ostracodes benthiques, l'hypolimnion. En effet, les écarts de densité au niveau de la thermocline freinent les échanges de masse d'eau et d'énergie entre l'épilimnion et l'hypolimnion. Par conséquent, lorsque les apports par les rivières se mélangent uniquement dans l'épilimnion, ils n'affectent isotopiquement qu'une partie du volume du lac et sont vidangés par l'exutoire, c'est l'effet de passage estival (ou 'summer bypass effect' en anglais) (figure 2.5, en bas). Par contre, pendant le brassage complet du lac, la totalité de la masse d'eau est affectée (isotopiquement) par les apports latéraux (figure 2.5 en haut). L'efficacité de l'effet de passage estival ne dépend donc pas seulement de la présence ou non de la stratification mais également de la densité/température des apports.

2.3 Les différents types de modèles thermiques lacustres

Les modèles de simulation de la structure thermique des lacs et des réservoirs d'eau sont de plusieurs types en fonction de l'échelle spatiale et du pas de temps de simulation. Certaines méthodes permettent de représenter les processus d'advection par la résolution des équations de Navier-Stokes à un pas de temps de l'ordre de la seconde à deux ou trois dimensions. Mais, parce que ces méthodes sont très lourdes en temps de calcul, elles ne sont pas adaptées aux simulations à long terme pour des études de sensibilité appliquées aux reconstitutions paléoclimatiques. De plus, elles nécessitent de nombreuses données de calage (répartition des températures et des courants) et donc, ne sont pas applicables aux deux lacs étudiés dans le cadre de ces travaux.

Par ailleurs, pour les lacs profonds et peu étendus l'hypothèse de l'homogénéité horizontale du lac pour les variables d'état (température et composition isotopique de l'eau) est raisonnable [Gaillard, 1981]. De ce fait, de nombreuses études ont déjà montré l'aptitude des modèles monodimensionnels à simuler l'évaporation et la structure thermique [Hostetler et Bartlein, 1990 ; Vassiljev *et al.*, 1994 ; Peeters *et al.*, 2002 ; Benson et Paillet, 2002] et isotopique des lacs [Hostetler et Benson, 1994, Benson et Paillet, 2002] (voir chapitre 4).

Dans la plupart des cas, ces études portaient principalement sur la température des couches d'eau superficielles ou sur un bilan d'énergie moyen pour la compréhension des variations des niveaux lacustres [Hostetler et Bartlein, 1990 ; Vassiljev *et al.*, 1994 ; Peeters *et al.*, 2002 ; Benson et Paillet, 2002].

Ici, j'ai surtout cherché à identifier les principaux processus qui gouvernent l'évolution de la température de l'eau profonde pour l'étude du lac d'Annecy (France) et Ammersee (Allemagne) (figure 2.12) en me basant sur ce type de modèles monodimensionnels.

2.4 Modèle monodimensionnel de température des lacs : principe

Ce *MoTempLac* est basé sur les travaux pionniers de Orlob et Selna [1970] et de Henderson-Sellers [1985 et 1986]. Il a été redéveloppé d'après les équations mathématiques proposées dans la littérature [Henderson-Sellers, 1985 et 1986] et son originalité réside dans son amélioration pour une étude fine des variations intra-mensuelles de la température du fond des lacs grâce à la prise en compte d'un modèle saisonnier du coefficient d'extinction de la lumière [Danis *et al.*, 2003, § 2.5].

Le *MoTempLac* repose sur l'estimation du bilan des échanges d'énergie entre l'atmosphère et la masse d'eau lacustre (§ 2.4.2) et la diffusion de cette énergie vers l'eau profonde par le biais

de la diffusion turbulente (§ 2.4.1) et de l'advection. Un modèle de glace de lac (§ 2.4.3) permet de simuler le gel en surface ainsi que l'accumulation des précipitaions sous forme neigeuse sur la glace de lac.

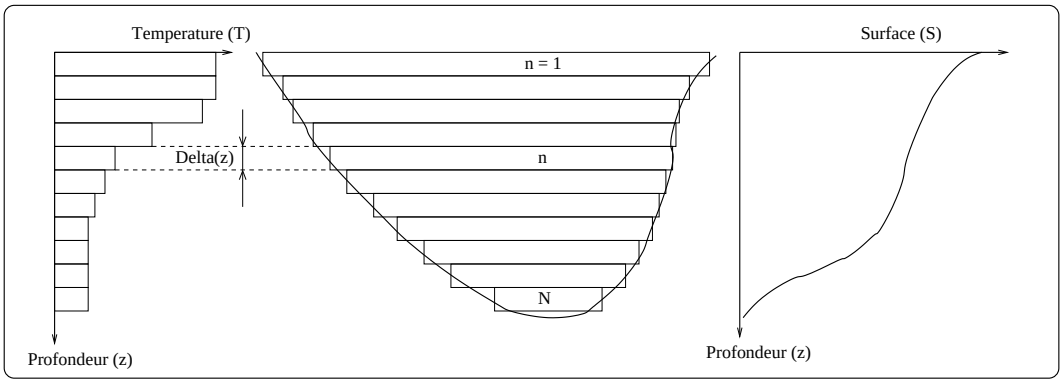


Figure 2.6: Illustration de la discrétisation verticale de la colonne d'eau lacustre.

La colonne d'eau lacustre est représentée par une empilement de couches homogènes de 1 m d'épaisseur (figure 2.6). S'il existe une variabilité latérale et/ou intra-journalière de la température dans un lac due à des ondes internes (seiches) [Pourriot et Meybeck, 1995)] visibles sur la figure 2.7 (données du SILA[1], le modèle ne représente qu'un état moyen journalier de la température de l'eau. paléoclimatiques. La calibration et la validation du *MoTempLac* (§ 2.5) ne se fera qu'avec les profils du Grand lac dans le cas du lac d'Annecy car ces derniers ont été réalisés à proximité des sites de prélèvement des archives paléoclimatiques.

Dans les quatre paragraphes suivants, seules les équations principales sont présentées ; certains détails sont développés dans l'annexe A et l'annexe C.

2.4.1 Modèle de diffusion de la chaleur

Suivant les travaux initiaux d'Henderson-Sellers [1985], la répartition de la chaleur dans la colonne d'eau lacustre est gouvernée par l'équation de la diffusion suivante :

$$\mathbb{S}(z)\frac{\partial T(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[\mathbb{S}(z)(\mathfrak{D}_m + \mathfrak{D}(z,t))\frac{\partial T(z,t)}{\partial z}\right] + \frac{1}{\rho C_p}\frac{\partial[\mathbb{S}(z)\Phi(z)]}{\partial z} \qquad (2.1)$$

où $T(z,t)$ est la température de l'eau à la profondeur z (^{o}C), t est le temps (s), z est la profondeur (m), $\mathbb{S}(z)$ est la surface du lac à la profondeur z (m^2), $\mathfrak{D}_m$ et $\mathfrak{D}$ sont, respectivement, le coefficient de diffusion moléculaire et turbulente de la chaleur ($m^2.s^{-1}$), ρ est la densité de l'eau douce ($kg.m^{-3}$), C_p est sa chaleur spécifique ($J.kg^{-1}.^oC^{-1}$) et, Φ_z est le terme source de chaleur ($W.m^{-2}$).

[1]Le Syndicat Intercommunal du Lac d'Annecy créé en 1957 procède au suivi physico-chimique de la colonne d'eau dans le Grand-Lac et le Petit-Lac depuis le début des années 1990.

Le coefficient de diffusion turbulente $\mathfrak{D}$ est estimé selon Henderson-Sellers [1985] d'après la force du vent en surface et le gradient de densité le long de la colonne [voir aussi Hostetler et Bartlein, 1990].

Le terme source de chaleur est défini en fonction du bilan des flux radiatifs et non-radiatifs à la surface du lac et des échanges de chaleur à la surface du sédiment. Les profondeurs importantes de ces deux lacs permettent de négliger les pertes d'énergie entre l'eau et les sédiments [Hostetler and Bartlein, 1990]. Les conditions limites s'écrivent alors :

$$\left[(\mathfrak{D}_m + \mathfrak{D})\frac{\partial T}{\partial z}\right]_{z=0} = \frac{\Phi_N}{\rho.C_p} \tag{2.2}$$

$$\left[(\mathfrak{D}_m + \mathfrak{D})\frac{\partial T}{\partial z}\right]_{z=Z_{max}} = 0 \tag{2.3}$$

où Φ_N est le bilan énergétique net à la surface du lac (§ 2.4.2).

Le terme source de chaleur de l'équation 2.1 résulte de la pénétration du rayonnement visible dans la colonne d'eau et est estimé selon la loi décrivant l'atténuation de ce rayonnement en profondeur :

$$\Phi(z) = (1-\beta)(1-A_{lac}).Rg.exp(-\eta z) \tag{2.4}$$

où β est la proportion de radiation de courtes longueurs d'onde qui est absorbée par la couche de surface, A_{lac} est l'albédo de la surface d'eau libre (dans la gamme du rayonnement solaire) et η est le coefficient d'extinction de la lumière dans l'eau liquide. Ce coefficient est déterminé de façon empirique d'après les mesures de la profondeur Z_s du disque de Secchi [Pourriot et Meybeck, 1995] selon $\eta = \frac{1,7}{Z_s}$.

2.4.2 Le bilan énergétique Φ_N

A la surface d'un lac, le bilan énergétique net entre la masse d'eau de l'atmosphère est décrit par la relation suivante [Henderson-Sellers, 1986] :

$$\Phi_N = (1-A_{lac}).Rg + \epsilon.IR_a - IR_l - (\Phi_s + \Phi_l) \tag{2.5}$$

où Rg est le rayonnement solaire incident, IR_a est le rayonnement atmosphérique infra-rouge net incident, ϵ est le coefficient d'absoption moyen des rayons infra-rouge pour l'eau du lac et IR_l est le rayonnement infra-rouge émis par la surface du lac. Les termes Φ_s et Φ_l sont les flux de chaleur sensible et latente échangés entre la surface d'eau libre et l'atmosphère. Tous ces termes sont calculés à partir des paramètres météorologiques et de la température du lac en surface selon Henderson-Sellers [1986] (annexe A).

2.4.3 Modèle de glace de lac

Dérivé du modèle de Patterson et Hamblin [1988], le modèle de glace de lac comprend (i) la formation d'une couche de glace en surface du lac lorsque la température de l'eau décroît sous la température de fusion (T_f) ; (ii) l'accumulation de neige sur la glace lorsque la température de rosée est inférieure à un seuil ; (iii) la formation de glace à partir de la neige lorsque le poids de la neige fait couler la glace ; (iv) le calcul du bilan énergétique à la surface de la glace (rayonnement solaire, gain et perte par rayonnements infra rouge, échange par flux non radiatifs entre air et glace ou entre air et neige ; (v) l'estimation de la conduction de la chaleur au travers du manteau neigeux et de la glace avec calcul journalier des températures de surface, intermédiaire (entre neige et glace) et de l'eau 50 centimètres sous la glace ; la température de l'eau et de la glace à l'interface étant T_f (annexe C).

D'après la taille des lacs étudiés, il est raisonnable de ne considérer que les périodes de gel de la totalité de la surface aérienne du lac. Dans le modèle, la glace est prise en compte lorsque son épaisseur est supérieure à une valeur minimale considérée constante et fixée à 0,01 mètre.

2.4.4 Modèle de coefficient d'extinction de la lumière

Dans l'eau, le coefficient d'extinction de la lumière (η) est déterminé de façon empirique d'après les mesures de la profondeur Z_s du disque de Secchi selon $\eta = \frac{1,7}{Z_s}$ [Pourriot et Meybeck, 1995]. Les observations de η présentent de larges variations spatiales et temporelles dans un même lac (figure 2.8). Les variations temporelles dépendent de la quantité de matières en suspension et de la production algale [Van Duin *et al.*, 2001]. Elles se retrouvent en particulier dans les deux lacs étudiés ici (figure 2.8 et figure 2.9) et oscillent autour de valeurs moyennes qui dépendent des caractéristiques propres à chaque lac.

Si plusieurs études utilisant le même type de modèle thermodynamique ont toujours pu seulement considérer une valeur constante de ce paramètre, elles n'en ont pas moins omis de mentionner l'existence et les causes de ses fluctuations [*e.g.* Vassiljev *et al.*, 1994 ; Peeters *et al.*, 2002].

La figure 2.10 présente les tests réalisés pour le choix du modèle de transparence dans le cas du d'Annecy. Pour ce lac, seule la prise en compte d'un cycle saisonnier de la transparence de l'eau permet de simuler les variations saisonnières de la température de l'eau profonde (figure 2.11).

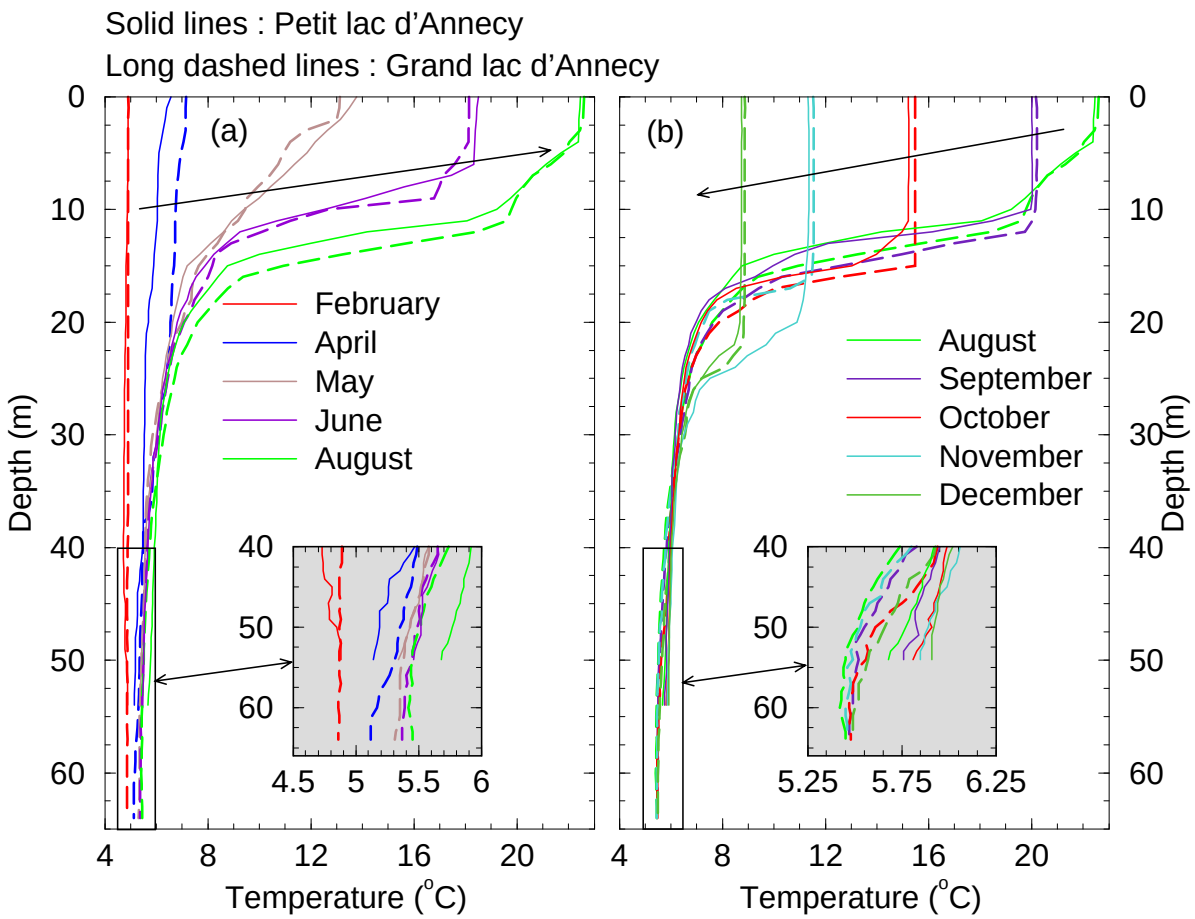


Figure 2.7: Profils thermiques observés dans le lac d'Annecy durant l'année 2000 (SILA). Pour un mois donné, les profils du Grand Lac (traits pointillés) et du Petit Lac (traits continus) ont été réalisés à quelques heures d'intervalle au centre des deux bassins. La comparaison des profils des deux bassins permet de quantifier la variabilité latérale et/ou intra-journalière de la température de la colonne d'eau lacustre dans le cas du lac d'Annecy.

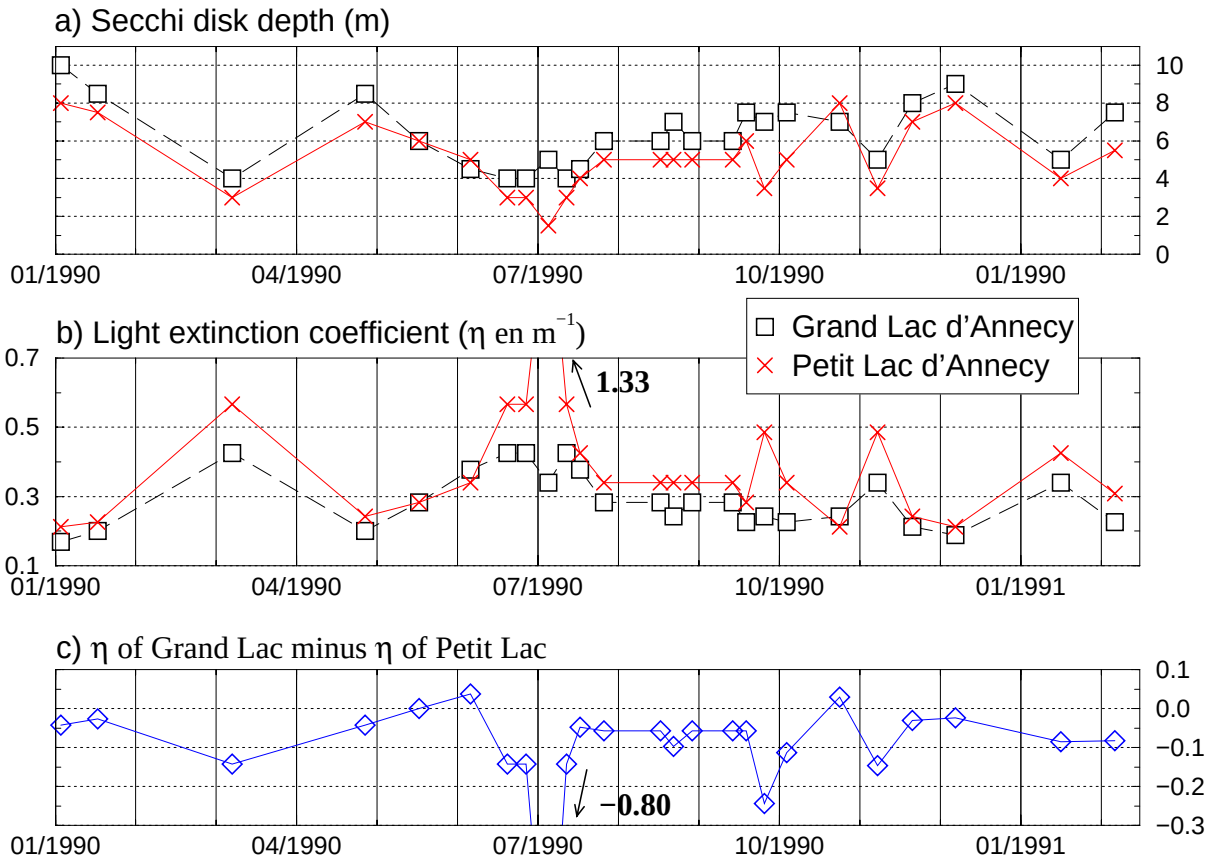


Figure 2.8: (A) Profondeurs du disque de Secchi (transparence) mesurées au centre du Grand Lac d'Annecy et au centre du Petit Lac d'Annecy en 1990 (SILA). (B) Valeurs calculées du coefficient d'extinction de la lumière (η) depuis la profondeur du disque de Secchi (moyenne dans le Grand Lac : 0,29 et dans le Petit Lac : 0,39). (C) Différence observées entre les mesures du Grand Lac et du Petit Lac d'un même jour (moyenne $<$ -0,10).

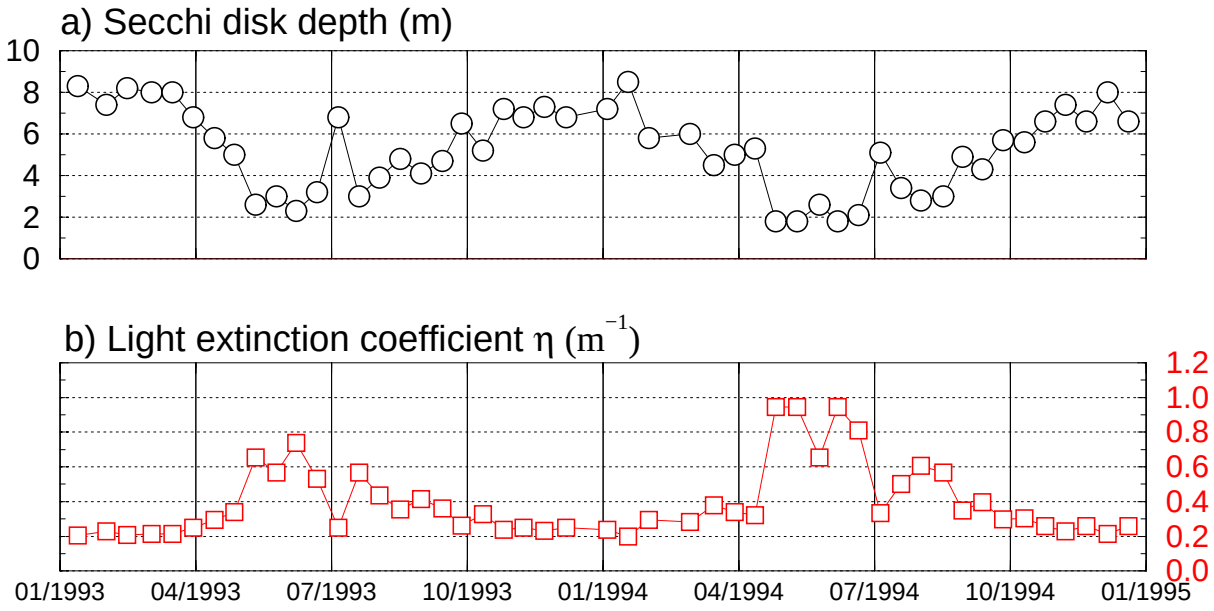


Figure 2.9: Valeurs observées de la profondeur du disque de Secchi entre 1993 et 1994 mesurées au centre de Ammersee (A) [B. Lenhardt, Wasserwirtschaftsamt Weilheim, Oberbayern, comm. pers.]. (B) Valeurs calculées du coefficient d'extinction de la lumière (η) à partir de la profondeur du disque de Secchi (moyenne en 1993 : 0,35 ; moyenne en 1994 : 0,44 et moyenne en 1993-1994 : 0,40).

2.5 Calibration et validation du modèle et expériences de sensibilité paléoclimatiques (article paru en 2003)

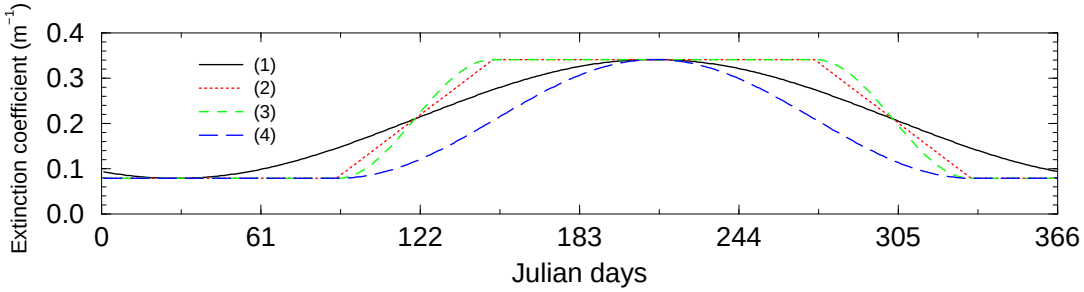
La calibration et la validation du modèle thermodynamique de lac ainsi que différentes expériences de sensibilité paléoclimatiques sont décrites plus bas sous la forme d'un article sous presse à paraître dans JGR-atmosphere.

Les détails originaux de cette étude ainsi que les résultats fondamentaux pour la suite du travail sont :

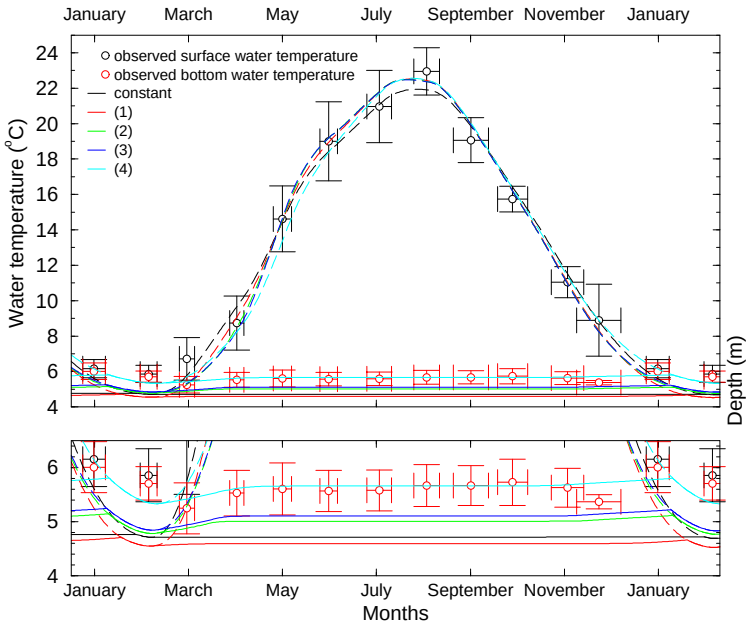
1. la simulation de la température du fond de lac clair et relativement peu profond comme le Lac d'Annecy nécessite la considération d'un cyle saisonnier du coefficient d'extinction de la lumière (voir aussi paragraphe 2.4.4).

2. une description de la méthode d'ajustement des données de forçage à partir d'études micrométéorologiques dans la mesure où les observations météorologiques n'ont pas été obtenues au centre des lacs.

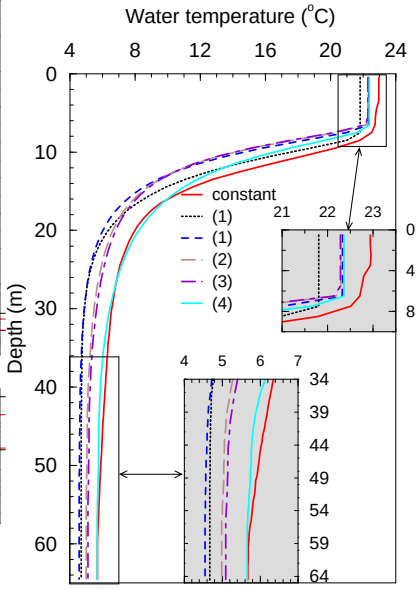
3. la capacité du modèle à simuler les principales caractéristiques de la structure thermique des lacs, *i.e.* les températures de l'eau de surface et de du l'eau du fond, la profondeur de la thermocline et les mises en place et la durée de la période de mélange pendant l'hiver, non seulement au pas de temps mensuel, mais également au pas de temps journalier.



(a) Modèles de coefficient d'extinction de la lumière.



(b) Température de surface et de fond (haut). (bas) Zoom sur la température de fond.



(c) Profils mensuels (Août) (gauche). (droite haut) Zoom sur l'épilimnion. (droite bas) Zoom sur le fond.

Figure 2.10: Modèles (a) de coefficient d'extinction de la lumière : (1) fonction sinusoïdale, (2) fonction linéaire avec deux plateaux (été et hiver), (3) fonction sinusoïdale avec deux plateaux (été et hiver) et (4) fonction sinusoïdale avec un plateau (hiver). Leurs effets sur la température de surface et de fond (b) et sur les profils (c).

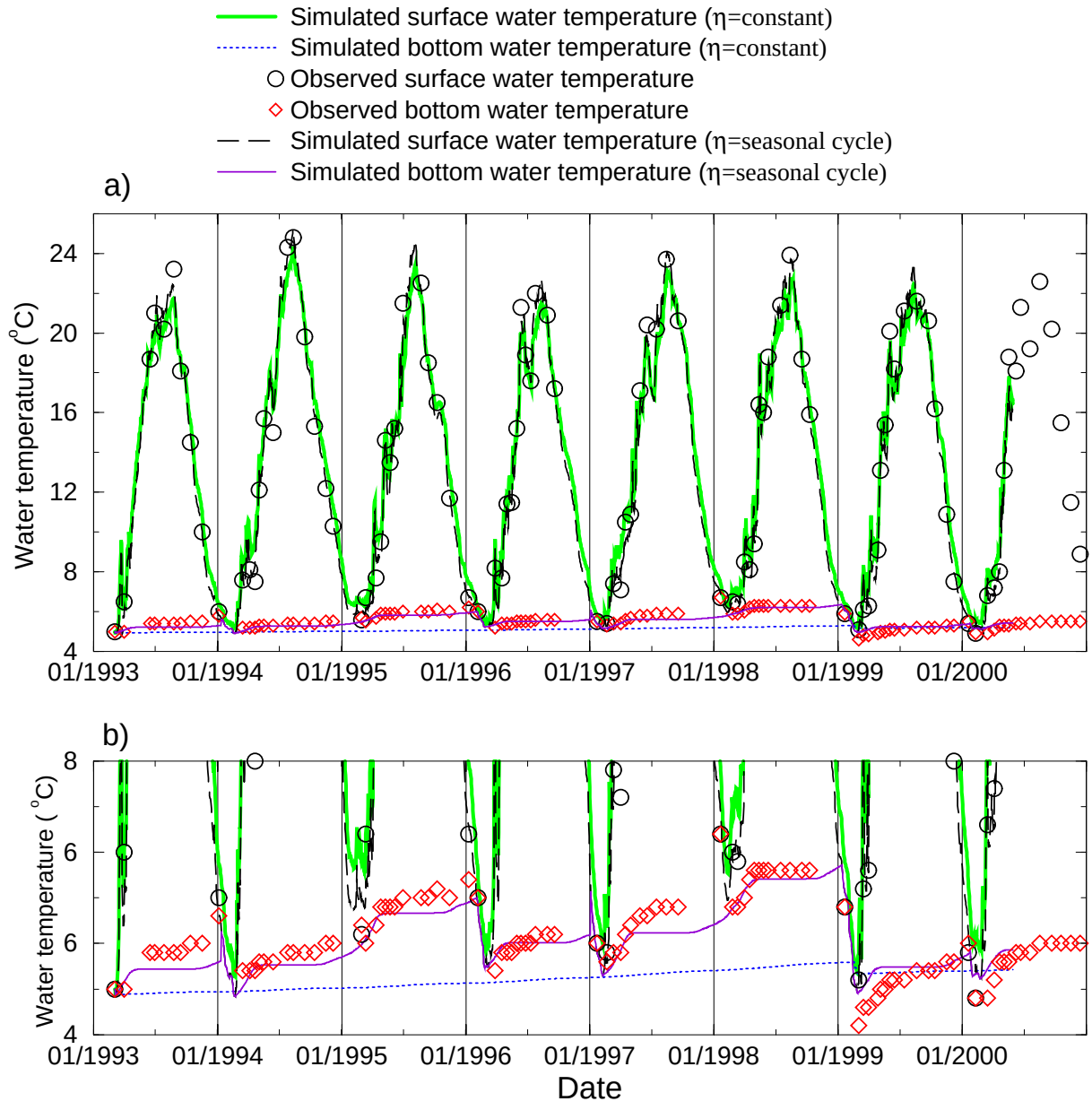


Figure 2.11: Observations et simulations journalières des températures de l'eau de surface et de fond du lac d'Annecy avec η constant et avec un cycle saisonnier pour η (A). (B) Zoom sur la température de l'eau du fond.

4. les résultats des simulations mensuelles sont suffisamment précis pour reproduire les variations intra-annuelles de la température du fond des lacs et, par conséquent, de T_O.

5. les principaux paramètres météorologiques qui gouvernent les variations de la température du fond des lacs sont : la température de l'air moyenne annuelle, l'amplitude thermique saisonnière et la force du vent.

6. pour un lac monomictique tel que le lac d'Annecy, T_O est sensible aux variations de la moyenne annuelle et de la saisonnalité de la température de l'air et aux variations du vent moyen. Mais, le *MoTempLac* permet une estimation quantitative des biais liés aux variations de la température du lac dans les reconstructions de $\delta^{18}O_P$ au lac d'Annecy.

7. pour un lac dimictique comme Ammersee, seules des conditions plus chaudes ou une diminution de l'amplitude saisonnière de la température de l'air par rapport à la dernière décennie peuvent induire une sensibilité de T_O à des variations de la moyenne annuelle et de la saisonnalité de la température de l'air et à des variations du vent moyen. Par conséquent, dans une large gamme de variations des conditions climatiques, les reconstructions de $\delta^{18}O_P$ à Ammersee ne sont pas biaisées.

SENSITIVITY OF DEEP LAKE TEMPERATURE TO PAST AND FUTURE CLIMATIC CHANGES : A MODELING STUDY FOR LAC D'ANNECY (FRANCE) AND AMMERSEE (GERMANY)

P.-A. Danis, U. von Grafenstein and V. Masson-Delmotte, 2003

Abstract. Oxygen-isotope ratios ($\delta^{18}O$) of deep-lake ostracod valves can provide excellent estimates of the oxygen isotopic composition of past atmospheric precipitation ($\delta^{18}O_P$). One of the major steps of such a $\delta^{18}O_P$ reconstruction is the calculation of the $\delta^{18}O$ of the lake water ($\delta^{18}O_L$) from the valve $\delta^{18}O$, which includes an appropriate estimate of the past water temperature during valve formation. In order to simulate changes in lake vertical temperature profile and specifically the bottom water temperature during ostracod valve formation, we have re-developed a one-dimensional eddy-diffusion thermal lake model including a lake ice model and refined it by including a seasonal light extinction model. This model was tested for two different sites, Lac d'Annecy and Ammersee. Sensitivity studies show that the ostracod calcification temperature is approaching constant $3.7^{\circ}C$ for colder, but may significantly vary for warmer than present conditions. In Lac d'Annecy, such temperature effects can lead to a significant underestimation of positive $\delta^{18}O_P$ excursions. In Ammersee, the underestimation is smaller because the hypolimnic temperatures are less sensitive to surface temperature changes. Our model can be used to better constrain such temperature effects and such further increase the quality of the $\delta^{18}O_L$ and $\delta^{18}O_P$ reconstruction.

2.5.1. Introduction

Quantitative paleoclimate reconstruction is an important task within the international effort aiming to understand the global climate system. It provides valuable information on long-term, centennial climate variability for periods not covered by instrumental observation. Climate change can be derived from floral and faunal changes as documented in various natural archives. The oxygen-isotopic composition of past precipitation ($\delta^{18}O_P$) probably offers a more direct, physical link to paleoclimate, especially in mid to high latitudes, where it is positively correlated to surface air temperature [Dansgaard, 1964; Rozanski *et al.*, 1993]. Ice cores from polar regions, for example from the center of the Greenland ice sheet, represent almost ideal archives for $\delta^{18}O_P$ [Jouzel *et al.*, 1997] and have provided quantitative insights on north Atlantic climate dynamics [Johnsen *et al.*, 1992]. In Europe, alternate isotopic archives are needed because climatic conditions prohibit the preservation of old ice. Recently, $\delta^{18}O_P$ records have been obtained using the isotopic composition of calcite formed by deep-lake benthic ostracods in Ammersee [von Grafenstein *et al.*, 1996; von Grafenstein *et al.*, 1999a]. The reconstruction of

$\delta^{18}O_P$ includes two major steps : i) the calculation of $\delta^{18}O$ of the lake water ($\delta^{18}O_L$) from the $\delta^{18}O$ of the ostracod calcite by considering physiological effects and the temperature dependent isotopic fractionation between calcite and water [Freidman and O'Neil, 1977]; ii) the estimation of $\delta^{18}O_P$ from $\delta^{18}O_L$, accounting for possible catchment effects [Gat and Lister, 1995] and the evaporative enrichment of the lake water [Gonfiantini, 1986]. The quality of the $\delta^{18}O_P$ record therefore depends on how precisely those major steps of the signal transfer can be described.

The physiological effects of valve $\delta^{18}O$ of major taxonomical groups of the European freshwater ostracods are well constrained [von Grafenstein *et al.*, 1999b]. The quantitative recontrustion of $\delta^{18}O_L$ therefore only depends on the quantification of the water temperature during the formation of the ostracods valves. For the special case of the deep-lake ostracod-based isotope record from Ammersee, water temperature during calcite precipitation most probably was close to 4°C, and catchment effects and lake effects in the past can be considered similar to those observed in the modern system [von Grafenstein, 2002]. The maximal bias introduced by this simplification can be assessed from a basic water balance calculations assuming extreme 'worst case' climatic conditions. These uncertainties ($\pm 0.4‰$ in the case of the Ammersee record) are small compared to the $\delta^{18}O_P$ signal of strong events such as, for example, the late glacial rapid changes and some major Holocene perturbations and trends. However, for large intervals during the Holocene, variations of $\delta^{18}O_P$ are small, leading to an overall unfavorable signal-to-noise ratio. In addition such an error estimation does not consider the dynamics of the coupled basin-lake system because it is based on steady-state considerations, which is not appropriate when the amplitudes and frequencies of Holocene climate variability are analyzed. The 'worst case' approach does not fully exploit the environmental information usually available from a whole range of proxies studied from the sediment cores. Moreover, the error estimation is site-specific and not easily transposable to lakes differing from Ammersee with respect to the geomorphologic, climatic, and hydrologic setting.

In order to better address the bias for a given period, for strong transient changes, and for high-frequency variability, we are presently developing a fully coupled model of the basin-lake system including isotope diagnostics and the principal water and energy budgets. In its final state, the model will be used for extensive sensitivity studies, but also for the 'forward' modeling of $\delta^{18}O$ of the ostracod calcite from AGCM output-fields to facilitate model-data comparison, and, after inversion of the model, for an improved $\delta^{18}O_P$ reconstruction from different isotopic archives. That is to say the model will be adapted to simulate the $\delta^{18}O_P$ from the $\delta^{18}O$ of the ostracod calcite and of others archives of the $\delta^{18}O$ of the lake water.

Here we focus on the lake thermal structure which is one fundamental part of such an integrated model. The mainly temperature-controlled density profile influences the import of the

$\delta^{18}O_P$ signal into the lake, is important for its distribution in the lake itself, has a strong impact on evaporation and the related isotopic fractionation at the lake's surface, and last but not least, is the main control of temperature dependent fractionation during the signal preservation.

We have developed a numerical lake model able to simulate observed temperature profiles, and tested this model for two different sites: the monomictic Lac d'Annecy (6°07'E, 45°54'N) and the dimictic Ammersee (11°10'E, 48°N) (figure 2.12). Realistic control simulations have been obtained by scaling the micrometeorological observations, which are not available for the middle of the lakes, and by taking into account seasonal changes in the light extinction coefficient. Special attention was given to the validation of the simulated vertical water temperature profiles by forcing, alternatively, with daily meteorological observations, with monthly averaged data, and with multi-year monthly means.

We have then used this model to quantify possible changes of the lakes' mixing behavior and of the bottom lake temperature in response to various climatic scenarios with warmer or colder than modern conditions. As a result, we can constrain the part of the benthic ostracod calcite isotopic composition related to changes in calcification temperature and, by correcting for it, further increase the quality of the $\delta^{18}O_L$ and $\delta^{18}O_P$ reconstruction.

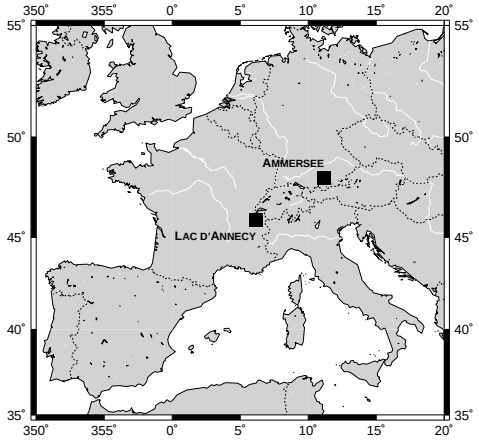


Figure 2.12: Localisation map of Lac d'Annecy (06°07'E, 45°54'N; surface area 27.5 km^2; length 13 km; mean width 2.2 km; maximum depth 65 m; volume 1.09 km^3) and Ammersee (11°10'E, 48°00'N; surface area 46.5 km^2; length 15 km; mean width 3.5 km; maximum depth 81 m; volume 1.75 km^3).

2.5.2. Lake Model Development and Tuning Methodology

2.5.2.1. Lake Model

The bottom water temperature of a lake is mainly a result of climatically controlled seasonal changes of the lake's vertical temperature dependent density distribution. During spring and summer, the gradual superficial warming induces the formation of a warm and light surface layer (epilimnion) isolated from a denser and colder bottom layer (hypolimnion) by a transition zone with a more or less steep temperature gradient (thermocline). Wind stress and relative temperature decreases facilitate the mixing of the epilimnion, and thus control the depth and the sharpness of the transition to the hypolimnion. Starting in the fall and continuing into the winter, surface cooling leads to increasingly deeper convection

and increasing density of the epilimnion, cumulating in a complete overturn, when the hypolimnetic temperature and density is reached. In dimictic freshwater lakes, the full mixing period occurs when the surface and deep lake temperature is close to $4°C$, the maximum density of freshwater, separated by a phase of stabilization with a colder epilimnion. In warmer and/or monomictic lakes, the full-mixing temperature can be higher than $4°C$ and climatic changes will induce fluctuations in mixing and hypolimnetic temperature.

Here it's our goal to develop a thermal lake model which can be easily adapted to different lakes, and which allows numerous runs for sensitivity studies. However, it should still be able to capture the main characteristics of the vertical structure of the lakes, i.e. surface and bottom water temperatures, thermocline depth, and onset and duration of the winter mixing. We therefore have opted for a one-dimensional description of the vertical transfer of heat simulated by eddy diffusion and convective mixing. Our model has been redeveloped from mathematical equations based on Hostetler and Bartlein [1990] and following the pioneering work of Orlob and Selna [1970] and Henderson-Sellers [1985 and 1986]. We ignore the small thermal effects of incoming river waters and of the lake borders [Hostetler and Bartlein, 1990, Carmack and Farmer, 1982]. Previous studies have already demonstrated that such simple models can be used to simulate the vertical thermal structure, surface water temperature, evaporation rates, and lake level fluctuations of a variety of lakes and climatic situations [Hostetler and Bartlein, 1990 ; Vassiljev *et al.*, 1994 ; Liston and Hall, 1995 ; Peeters *et al.*, 2002 ; Benson and Paillet, 2002]. They have also been used in paleoclimate applications [Hostetler and Benson, 1990 ; Hostetler, 1991 ; Vassiljev *et al.*, 1995 ; Vassiljev, 1998 ; Vassiljev and Harrison, 1998], in $\delta^{18}O$ isotopic studies [Hostetler and Benson, 1994] and in climate change assessments [Hostetler and Giorgi, 1995].

In our case, Lac d'Annecy and Ammersee have been extensively monitored during the past decade. The resulting database of intra-annual to inter-annual vertical temperature profiles will be exploited to calibrate the model both for high (intra-monthly) and low (seasonal) frequencies.

Our one-dimensional model (figure 2.13) is composed of three major sub-models: i) a surface-energy balance sub-model [Henderson-Sellers, 1984 and 1986] to determine the surface temperature and energy available to heat the water column; this sub-model is forced by the basic meteorological parameters (surface air temperature, humidity, wind speed, cloud cover, solar radiation). ii) an eddy diffusion model [Henderson-Sellers, 1985] describing the evolution of water temperature and stratification; this sub-model is forced by the bathymetry of the lake and by a light extinction coefficient (η). The heat diffusion equation is numerically solved using the Cranck-Nicholson technique requesting a restriction on the time step Δt [Hostetler and Bartlein, 1990] calculated each day depending on the maximum eddy diffusion coefficient

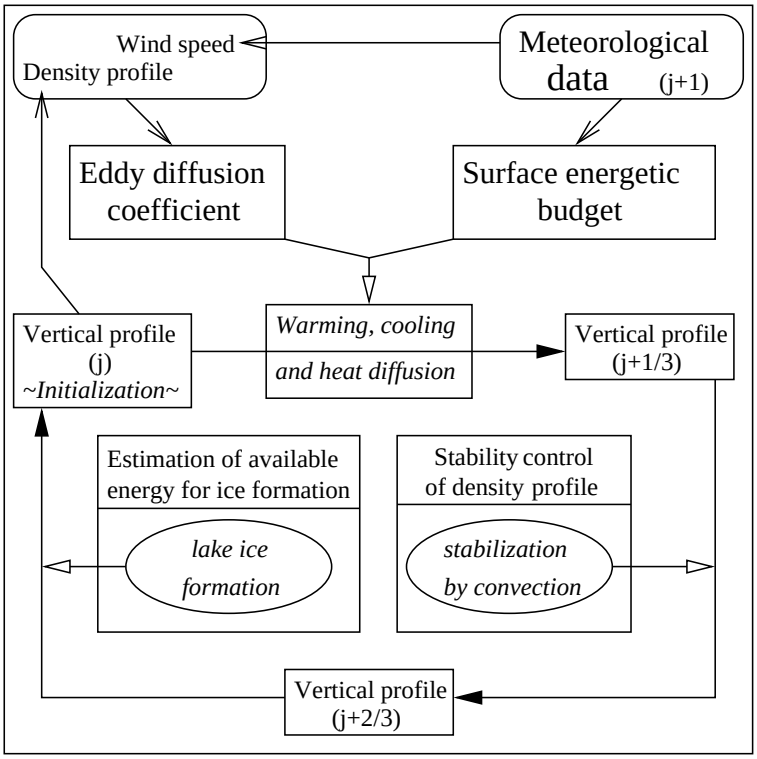


Figure 2.13: Algorithm of the one-dimensional eddy diffusion model. The simulation is initialized by an observed vertical lake water temperature profile (Vertical profile). The estimation of the vertical profile of the following day needs 1) the calculation of the eddy diffusion coefficient along the water column depending on the vertical water density profile of the previous day (j) and on the wind speed above the lake surface of the following day (j+1); 2) the calculation of the surface energetic budget mainly depending on the meteorological data of the following day (J+1); 3) after the warming and/or the cooling of each lake water layer of 1 m thick, the model controls the density stability of the new vertical profile (j+1/3) and does the required stabilization; and 4) if the surface lake water temperature of the j+2/3 profile decreases below the freezing point of freshwater, the model induces lake ice formation and fixes the surface lake water temperature of the new profile (j+1) at the temperature of this freezing point.

with a depth step fixed to 1m. The temperature-density relationship [Heggen, 1983, in Hostetler and Bartlein, 1990] ignores the pressure dependency of freshwater density; the associate bottom temperature bias is smaller than 0.2 $^{\circ}C$ [Farmer and Carmack, 1982] for the relatively shallow two lakes considered here. iii) an ice and snow accumulation sub-model [Patterson and Hamblin, 1988] to account for the specific energy and mass fluxes during ice and snow cover which will be significant for extreme years in the validation period and especially for the simulation in cold climates; we do not consider a fractional ice cover and assume that the full area of the lakes freezes simultaneously.

Simulations are initialized with observed homogenized thermal profiles. The full model is forced by the bathymetry of the lake, the basic meteorological parameters, and the light extinction coefficient in the water (η). The scaling needed for the meteorological parameters, which are not available in the middle of each lake, and the implementation of a light extinction coefficient model are discussed below.

2.5.2.2. Seasonal Light Extinction Model

The light extinction coefficient controls the decreasing penetration of short-wave radiation below the lake surface and therefore the absorption of heat in deeper parts of the lake. Visual measurements (Secchi-disk disappearing depth, Pourriot and Mebeck, 1995) show large spatial and temporal variations of η due to the amount of suspended matter and algal productivity. Although such seasonal variations are explicitly mentionned, mean values are used in all modeling studies known to us [see, for example, Vassiljev *et al.*, 1994 ; Peeters *et al.*, 2002]. The amount of suspended matter depends on the river input and its location in the water column can vary with the density/temperature profile of the lake. Due to its relationship with abrupt precipitation events, this factor should play a dominant role for the high- frequency, intra-monthly variations of η [Van Duin *et al.*, 2001]. Algal productivity is a function of energy and nutrient availability in the epilimnion; it controls mainly the low-frequency, seasonal variations of η [Van Duin *et al.*, 2001].

As our model is mainly designed to correctly simulate seasonal fluctuations of the bottom water temperature, we only consider seasonal η variations. Moreover, spring interfloods and overfloods induce temporarily high η values, which are balanced by lower η levels during mid-summer time. Sensitivity studies have been performed with different seasonal η models, and compared with the observed Lac d'Annecy seasonal hypolimnetic temperature fluctuations. Simulations with a weak and constant η are compatible with observed mean hypolimnetic temperature but fail to represent the seasonality of the bottom water temperature, particularly for Lac d'Annecy. The best simulations are obtained when a seasonal model is implemented with a

sinusoidal function between spring and fall, and constant values during winter (equations 1 and 2). This enables us to predict 'as observed' heat accumulation in the deeper part of the water column in winter, which may play an important role in the winter mixing of the lake during relatively mild winters. In this case not only the surface temperature cooling, but also the subdued warming of the hypolimnion, helps to start convection.

$$\text{If} \quad 90 \leq J < 333 \quad : \qquad \eta' = \overline{\eta} + \frac{\overline{\eta}}{\Delta\,\eta}\, sin\left(2\pi \frac{J-151}{244}\right) \tag{2.6}$$

$$\text{If} \quad J < 90 \text{ or } J \geq 333 \quad : \qquad \eta' = \overline{\eta} - \frac{\overline{\eta}}{\Delta\,\eta} \tag{2.7}$$

where J is the day of the year, η' is the daily light extinction coefficient, $\overline{\eta}$ is the yearly light extinction coefficient, and $\Delta\eta$ is the correction of the seasonal amplitude of η.

2.5.2.3. Scaling of Meteorological Forcing

Meteorological observations are available from sites near the two lakes chosen for our study, but not from the lake surfaces. The observations thus may be biased and should be corrected for micrometeorological effects. To account for micrometeorological effects several factors should be considered. First, vertical gradients to account for different elevations between the lake surface and the meteorological station. The two well-known vertical gradients are those of the air temperature T (-0.6°C/100m) and of the atmospheric pressure P_a (-1000 Pa/100m). Both gradients are included in the factors $\Delta\overline{T}$ (equation 3) and ΔP_a (equation 4). Second, lateral effects to account for the influence of the lake itself and of the surrounding topography, respectively, such as mentioned by Liston and Hall [1995]. The effect of the water body on the air mass temperature is taken into account by a sinusoidal function and a correction factor of the seasonal amplitude ($\Delta ampl\ \overline{T}$, equation 4).

In addition to the scaling parameters of the air temperature and the atmospheric pressure, the vertical and lateral variations of wind speed w, cloud cover CC, and relative humidity RH are taking into account by Δw (equation 5), ΔCC (equation 6), and ΔRH (equation 7), respectively.

The corrected values are written as :

$$T' = T + \Delta\overline{T} + \frac{\Delta ampl\ \overline{T}}{2}\, sin\left(2\pi \frac{J-103}{366}\right) \tag{2.8}$$

$$P' = P + \Delta P \tag{2.9}$$

$$w' = w \times \Delta w \tag{2.10}$$

$$CC' = CC \times \Delta CC \tag{2.11}$$

$$RH' = RH \times \Delta RH \tag{2.12}$$

Consequently, the external and scaling parameters used here are meteorological parameters, mainly because the meteorological station is not situated on the middle of the lake and the lakes themselves cause local micrometeorological variations and parameters of the light extinction coefficient model (η and $\Delta\eta$) because water observations are discrete measurements in time and in space. The scaling was constrained by local meteorological studies using a second nearby station and by running the lake model under climatological forcing, i.e. with the multi-year average of the monthly observations (see section 3.3).

2.5.3. Results and Discussion

The model was applied to two lakes located in mid-Europe (figure 2.12), Lac d'Annecy (France) and Ammersee (Germany) for which a wealth of meteorological and lake instrumental observations are available for the past decade. Both lakes are suitable for the reconstruction of past $\delta^{18}O_P$ because their hydrological balance is dominated by surface water input and their depth prevents large fluctuations of the hypolimnetic water temperatures. However, due to their slightly different geographical positions and their different climatic settings and topographies, they can also serve as a test for the model's reliability and adaptability.

After briefly presenting the two lakes and the available observations, we discuss the model calibration and compare the simulations obtained with climatological, monthly and daily forcing. We then test the ability of the model to simulate estimated mean hypolimnetic temperature and the inter-annual variations of the calcification temperature of *Candonidae*, the taxonomic group of ostracods preferentially used for the isotopic studies. Last, steady-state sensitivity studies of past and future climatic states enable us to evaluate the response of the ostracod calcification temperature to various forcings.

2.5.3.1. Characteristics of Lac d'Annecy and Available Instrumental Observations

Lac d'Annecy (6°07'E, 45°54'N; surface area 27.5 km^2; length 13 km; width 2.2 km; maximum depth 65 m) is oriented north-south and divided in two main basins: the northern Grand Lac with a maximal depth of 65 m and the southern Petit Lac with a maximum depth of 55 m which are separated by a sill at 45 m water depth. We use a surface-depth distribution in 1-m depth steps derived from a digital elevation model obtained from an echo sounding survey done in 1993. The calculated water residence time is approximately 3.8 years [Benedetti-Crouzet, 1972].

Vertical lake temperature profiles have been measured at 1m intervals once per month from 1990 to 1999 in the middle of the two main basins (data provided by the Syndicat Intercommunal du Lac d'Annecy, SILA). The multi-parameter probe measures temperature corrected for

Tableau 2.1: Values of the scaling parameters.

	Lac d'Annecy		Ammersee	
	range[a]	calibration[b]	range [a]	calibration[b]
$\Delta\overline{T}$ ($^\circ C$)	-1.5 $\sim$ 0.	-0.9	0.5 $\sim$ 2.5	1.4
$\Delta ampl\overline{T}$ ($^\circ C$)[c]	-4 $\sim$ 0	-1.6 / -2.6 / -3.4	-5. $\sim$ 0.8	-2.4 / -2.4 / -3.4
η (m^{-1})	0.15 $\sim$ 0.43	0.21	0.2 $\sim$ 0.94	0.24
$\Delta\eta$	1.5 $\sim$ 4.5	1.6	1.5 $\sim$ 4.5	1.6
E (mm/y)[c]	540 $\sim$ 665	581 / 612 / 577	480 $\sim$ 586	540 / 538 / 550

[a]Ranges of variation for the scaling parameters. [b]Results of the model calibration. [c]Results for climatological forcing, monthly forcing and daily forcing.

the adiabatic effect within $\pm 0.01^\circ C$. The observed difference in near-surface temperatures between Grand Lac and Petit Lac probably is in part due to the time lag between the measurements and exhibits the local differences from wind stress and internal waves. Lateral temperature gradients are typically $\sim 2^\circ C$ and the depth of the thermocline can vary up to 3 m. The figure 2.14A shows successive instantaneous surface and bottom water temperatures from the Grand Lac which capture well the various stages of the seasonal cycle : stratification period, stratification breakdown, isothermal overturning. After the winter homogenized period, stratification takes place and bottom temperature increases slowly until mid-summer. For model calibration, we have considered only temperature profiles from the largest basin (Grand Lac).

Bi-monthly proxy observations of light extinction (Secchi-disc disappearance depth) are available for two specific years, 1990 and 1998 (SILA). The mean light extinction coefficient computed from these observations is 0.24 m^{-1}, with extremes of 0.15 to 0.43 m^{-1}, respectively.

The closest meteorological station (Meythet, Météo-France) is located 3 km northwards of the lake, upstream from the main wind direction, and 11 m above the lake level; daily data are available from 1993 to 1999. At Lac d'Annecy, Benedetti-Crouzet [1972] used a second meteorological station and pointed significantly different seasonal air temperature amplitude on opposite sides of the lake (-4$^\circ C$ in the main wind direction). This difference is most probably due to the lake's thermal inertia and gives the range of credible variations of $\Delta ampl\ \overline{T}$ (table 2.1).

2.5.3.2. Characteristics of Ammersee and Available Instrumental Observations

Ammersee, a single basin lake, is significantly larger and deeper than Lac d'Annecy (11°10'E, 48°N; surface area, 46.5 km^2; length, 15 km; mean width 3.5 km; maximum depth 81 m). Its annual residence time is about 2.7 years. The lake topography is estimated from a bathymetric map at 8 depths between the surface and the maximum depth 81 m (Alpen-Verlag, München) and interpolated to a 1m depth interval, similar to that of Lac d'Annecy.

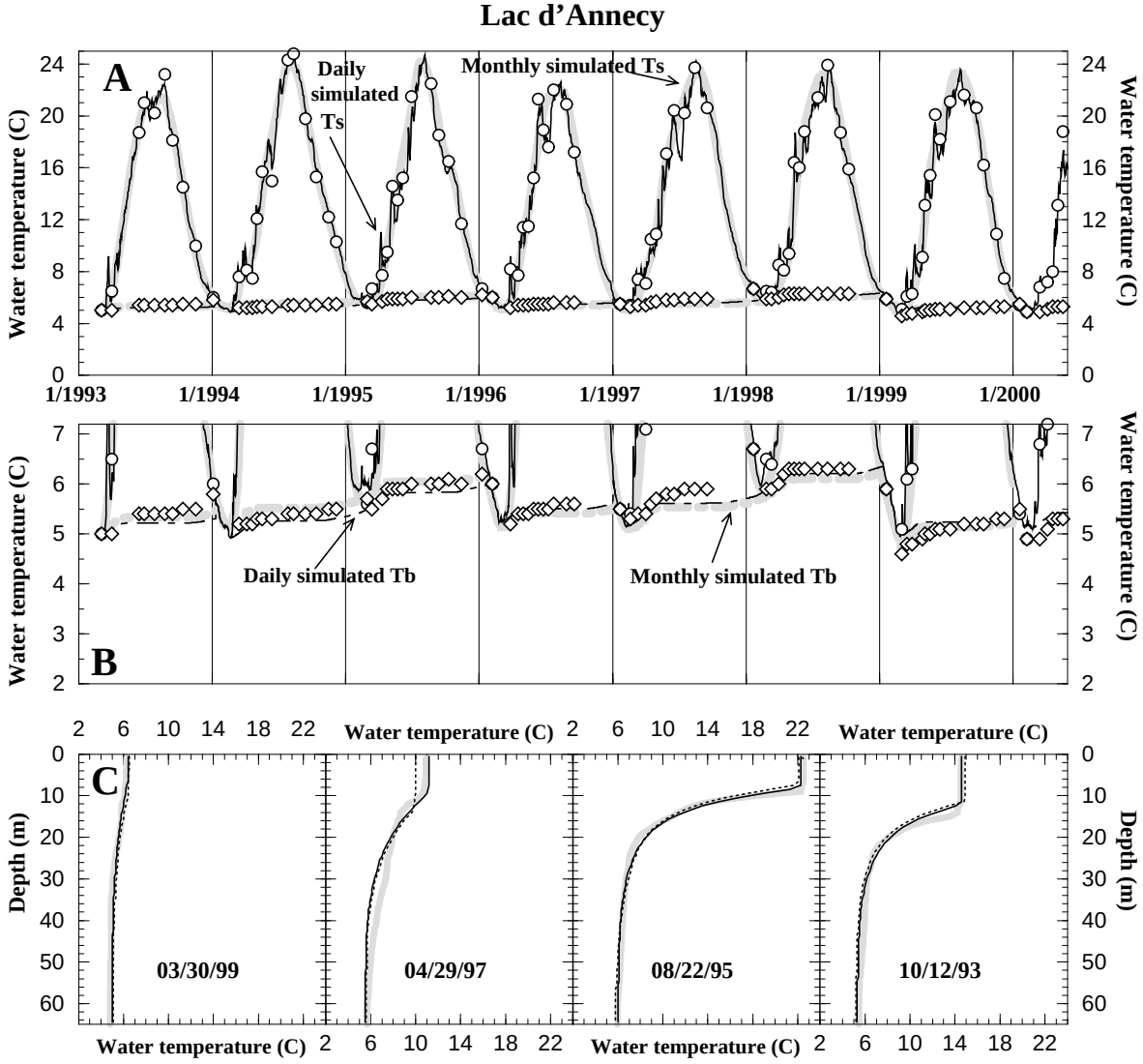


Figure 2.14: Best monthly and daily meteorological simulations. A : Monthly (large gray lines) and daily (fine black lines) simulations of surface and bottom water temperature. B : Zoom on the bottom water temperature. C : Typical monthly (solid lines) and daily (dotted lines) simulated vertical profiles. Circles (surface water temperature on A and B), diamonds (bottom water temperature on A and B) and large gray lines (vertical temperature profiles on C) are observational data from Grand Lac d'Annecy.

Tableau 2.2: Local variations of meteorological parameters observed nearby Ammersee

	Observed vertical gradient [Hohen-Attenkam] /100 m	R^2	Number of monthly values	Estimated correction [Hohen-Ammersee]
$\overline{T}$ ($^\circ C$)	- 0.33	$>$0.99	348	+ 1.46
$ampl\overline{T}$ ($^\circ C$)[a]	- 0.24	0.89	17	- 1.1
w (m.s^{-1})	+ 0.07	0.92	348	- 10%
RH (%)	- 0.5	0.63	353	+ 3%
CC[b]	$<$ 0.01	0.97	14	$\simeq$ 0

[a]Estimation with yearly values between 1984 and 2000. [b]Estimation with values between 2000 and 2001.

Monthly temperature profiles are available from 1993 to 2000. Temperature measurements were performed every 2 or 3 m between the surface to 16 m depth and each 10 m from 20 m depth to 80 m depth (Wasserwirtschaftsamt Weilheim, Oberbayern, WW). These observations have been done by sampling of water from a specific depth and thus can be biased by thermal exchange between sampled water and the surrounding water column, specially for bottom samples. Comparison with 28 simultaneous probe measurements (WW, not shown here) suggests large uncertainties on the observed hypolimnetic temperatures (typically 0.5$^\circ C$) used for model calibration. Time series plots of instantaneous surface and bottom temperatures of Ammersee (figure 2.15A) show the separate stages of the seasonal cycle : stratification period, stratification breakdown and two isothermal overturnings separated by an inverse stratification.

The mean light extinction coefficient computed from observations as was done for Lac d'Annecy (1993-1994) is equal to 0.32 m^{-1}, with extreme values ranging from 0.2 m^{-1} to 0.94 m^{-1}.

The closest meteorological station is located 24 km southwards of the lake and 443 m above the lake level (Hohenpeißenberg, Deutscher Wetterdienst, DWD). Data are available continuously from 1993 to 2000 simultaneously with water temperature observations. Clearly, these meteorological data need to be scaled to be representative of the climatic situation above the lake surface. We use a second, nearby station, Attenkam (DWD, 672 m a.s.l.), to estimate the lateral and vertical variability of each meterological parameter (table 2.2).

2.5.3.3. Climatological Simulations and Model Tuning

The climatological forcing was obtained from monthly averages of the daily meteorological observations between 1993 and 1999 (2000 at Ammersee). The monthly values of parameters are centered on the fifteenth of each month and linearly interpolated for reconstructing daily values used by the lake model. Consequently, the model will not be able to simulate intra-monthly water temperature fluctuations.

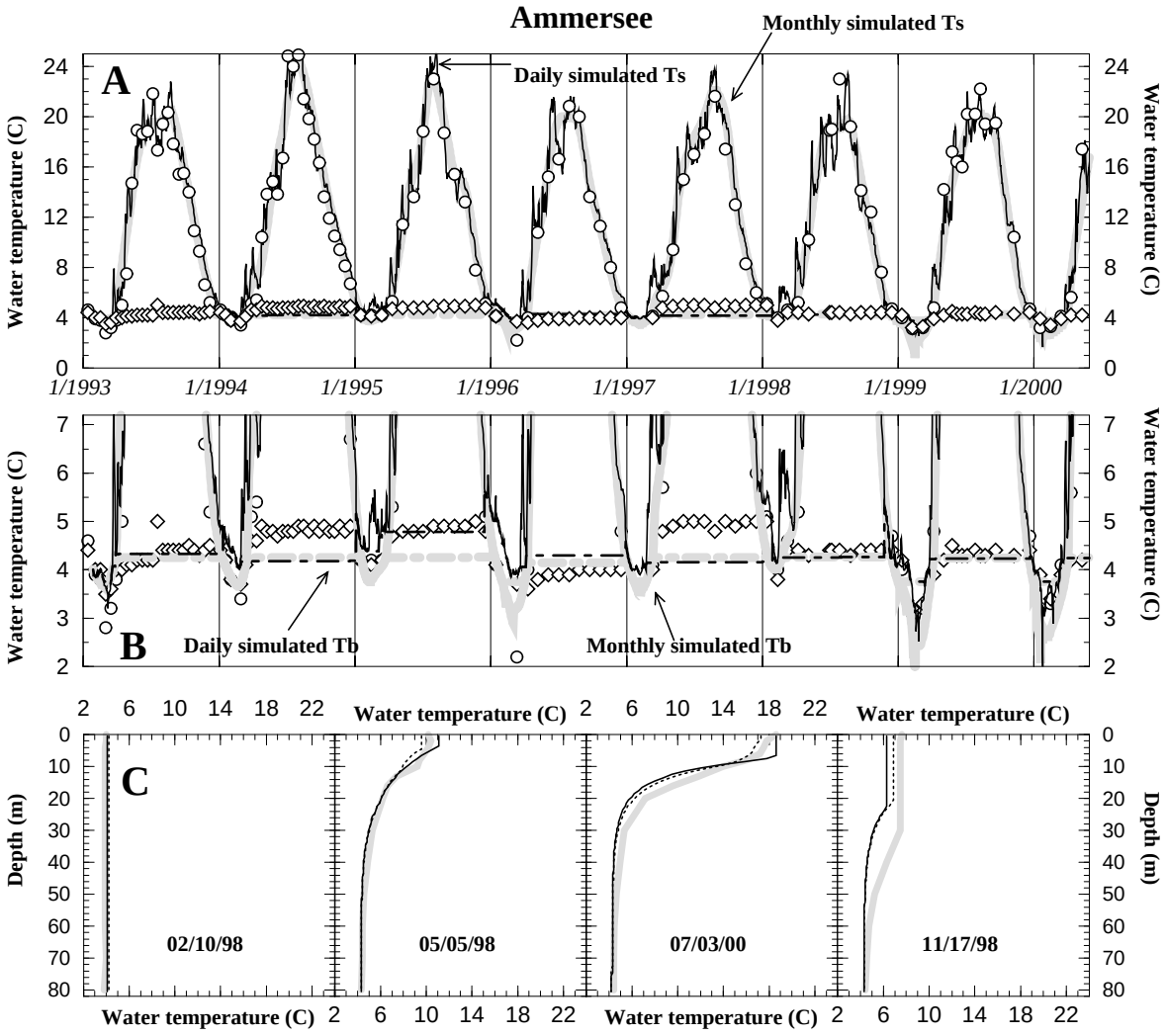


Figure 2.15: Best monthly and daily meteorological simulations. A : Monthly (large gray lines) and daily (fine black lines) simulations of surface and bottom water temperature. B : Zoom on the bottom water temperature. C : Typical monthly (solid lines) and daily (dotted lines) simulated vertical profiles. Circles (surface water temperature on A and B), diamonds (bottom water temperature on A and B) and large gray lines (vertical temperature profiles on C) are observational data from Ammersee.

The climatological lake temperature profiles were obtained by averaging interannual observations for each month between 1993 and 1999 (2000 at Ammersee). The uncertainty of these mean profiles depends on the number of instantaneous measurements involved and their intra-monthly repartition (horizontal and vertical error bars displayed on figure 2.16).

Forcing the model by climatological observations, we adjusted the scaling factors to fit the lake water temperature with the calculated climatological lake temperature profiles. A purely mathematical inversion minimizing a cost function calculated for each simulation and each parameter combination is difficult for our non-linear model which can create local minima. We have therefore developed an empirical scaling methodology to select the forcing parameters for which the scaling seems to be very sensitive ($\Delta\overline{T}$, $\Delta ampl\overline{T}$, η, $\Delta\eta$ and Δw) compared to parameters for which the scaling is easily obtained (ΔRH, ΔCC and ΔP_a). Consequently, for the two sites, ΔP_a was corrected by the observed altitudinal gradient. ΔRH and ΔCC were fixed to 1 because observed local variations are negligible.

For Lac d'Annecy, we neglected lateral variations of wind speed between the meteorological station and the lake surface because the meteorological station is sufficiently close to the lake (Δw=1). Subsequently, we simultaneously adjusted $\Delta\overline{T}$, $\Delta ampl\overline{T}$ to roughly fit the simulated surface water temperature to the observations. After that, we tuned η and $\Delta\eta$ to simulate the observed fluctuations of the temperature of the bottom water. And finally, we re-adjusted $\Delta\overline{T}$ and $\Delta ampl\overline{T}$. The resulting values of the scaling parameters are summarize in table 2.1.

For Ammersee, we first fixed the η based on the mean difference between the both lake's observations and conserved the $\Delta\eta$ which was tuned for Lac d'Annecy. After that, we calculated $\Delta\overline{T}$ considering the observed local altitudinal gradient (table 2.2). We third adjusted the wind speed (with Δw) to obtain evaporation rates close to estimation based on stable isotopes (von Grafenstein, 2002). And, finally, we adjuted $\Delta ampl\overline{T}$ and re-adjusted $\Delta\overline{T}$. The resulting values of the scaling parameters are summarize in table 2.1.

	Lac d'Annecy		Ammersee	
	$\pm$	$T_O\pm$	$\pm$	$T_O\pm$
ΔRH	5%	0.12°C	3%	0.05°C
ΔCC	5%	0.10°C	5%	0.01°C
ΔP_a	10%	0.00°C	10%	0.00°C

Tableau 2.3: Effect of the negligible parameters on the ostracod temperature (T_O).

For the meteorological adjusting factors which have not been tuned (ΔRH, ΔCC and ΔP_a), we have performed sensitivity studies confirming a small impact of their observed spatial variations on the bottom water temperature (table 2.3). The final climatic situations on lakes'surface after micrometeorological scaling are summarized in the table 2.4.

The figure 2.14 for Lac d'Annecy and the figure 2.15 for Ammersee show modeled and observed surface and bottom water temperatures as well as four representative monthly vertical

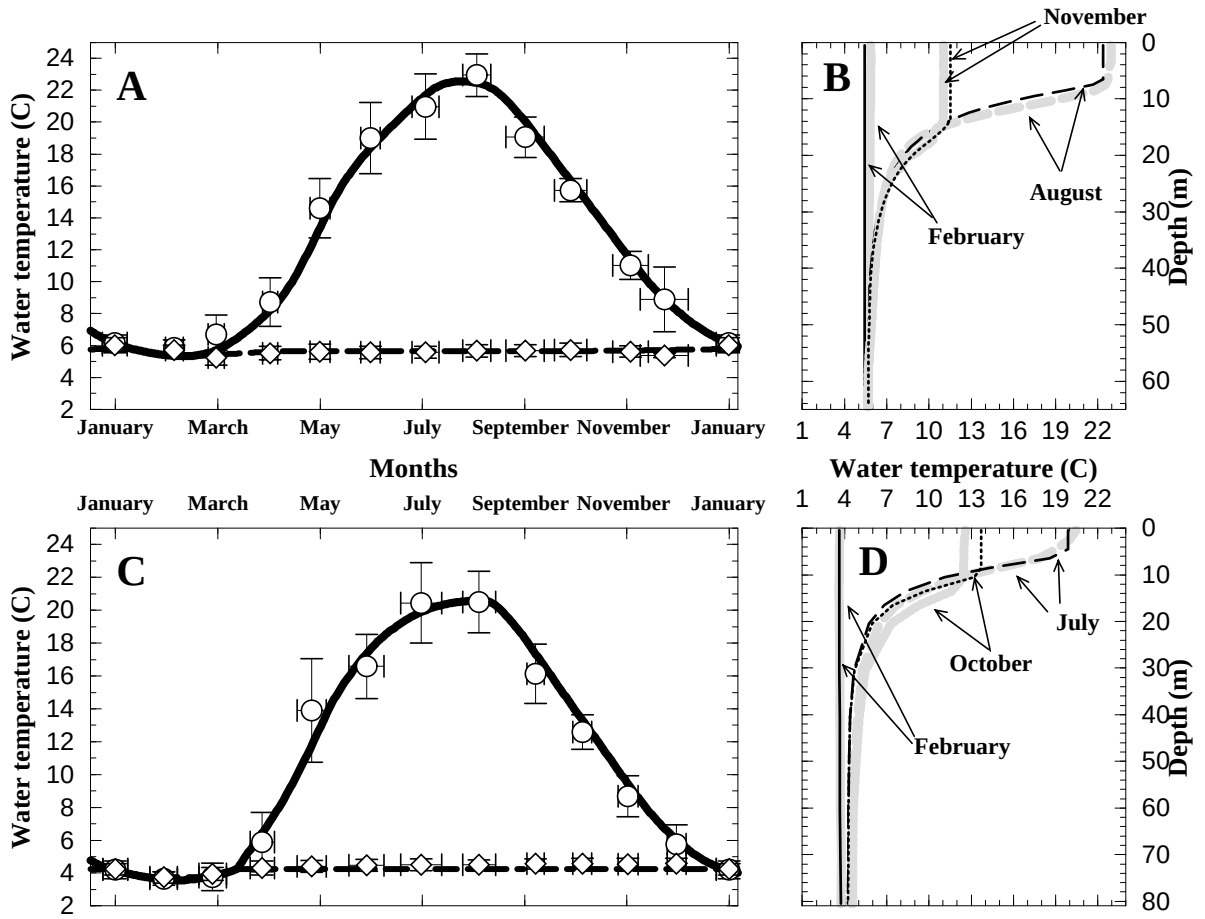


Figure 2.16: Best climatological simulations and monthly observations of surface water temperature (circles on A and C), of bottom water temperature (diamonds on A and C) and of three monthly profiles at Lac d'Annecy (B) and at Ammersee (D). (A and C) The time uncertainties (horizontal error bars) are estimated by subtracting a standard deviation of the profile days from the number of the centered day in the month (15). The vertical error bars show one standard deviation of the observed water temperature. (B and D) The climatological observations of lake temperature profiles (large gray lines) were obtained by averaging inter-annual observations for each month between 1993 and 1999 (2000 at Ammersee). And the three simulated (fine lines) profiles are monthly averages of daily simulated profiles. Theses profiles illustrate the stratification of the water column during the summer time and the homogenization period during the winter time.

profiles (figure 2.14C and figure 2.15C). The light extinction parameterization and the scaling of the meteorological observations based on micrometeorological considerations result in good agreement between the simulations and the modern observations. The model not only reproduces the seasonal cycle of the surface lake temperature but also captures the much smaller seasonality of the hypolimnetic water temperature and the monthly thermocline depth which are key points with respect to the bottom water temperatures during the period of valve formation of *candonidae*, the group of ostracods used for the $\delta^{18}O$ record in Ammersee and Lac d'Annecy. For Lac d'Annecy, the simulated evaporation (table 2.1) is in good agreement with previous estimate [Benedetti-Crouzet, 1972] which is an indirect check of the model performance. For Ammersee, the lake evaporation was used to scale the wind speed forcing, which was necessary due to the larger vertical and horizontal distances between the meteorological stations and the lake.

Tableau 2.4: Recent climatic situations resulting from climatological calibration

	Lac d'Annecy[a]	Ammersee[b]
$\overline{T}$ ($^{\circ}C$)	10.0 (2.3∼18.4)	9.1 (2.5∼16.6)
$ampl\overline{T}$ ($^{\circ}C$)	16.1	14.1
w (m.s^{-1})	2.0 (1.7∼2.4)	2.5 (1.9∼3.3)
CC	0.53 (0.40∼0.72)	0.61 (0.52∼0.73)
RH (%)	76.0 (69.0∼84.3)	76.6 (72.3∼83.0)
P_a (hPa)	963 (959∼965)	949 (945∼952.)

[a]From data of Meythet (Météo France) [b]From data of Hohenpeißenberg (DWD)

2.5.3.4. Interannual Simulations With Daily and Monthly Forcing

Our thermal lake model enables a correct climatological simulation which is necessary for climatic sensitivity studies. However, high frequency meteorological variations such as persistent weekly warm or cold conditions, and strong winds can have large impacts on instantaneous lake temperature profiles. We therefore have also tested the model response to forcing by both daily observations and monthly observations. These tests not only provide an additional control of the model performance, but also are necessary if the model is used to study the potential impact of high frequency variability under different climatic conditions.

For monthly and daily meteorological forcings only, the seasonality of air temperature ($\Delta ampl\overline{T}$) had to be adjusted to obtain a reasonable fit to the observed temperature profiles. This scaling parameter always ranges within the lateral fluctuations observed, and the resulting evaporation rates are also consistent with local estimates ((table 2.1).

For both lakes, the surface temperatures calculated with monthly and daily forcing show no drift and no systematic bias over the 7-years long simulation period (figure 2.14A and figure 2.15A). The model also captures observed inter-annual lake surface temperature fluctuations which are common to the two sites, as, for example, the warmest and coldest summer surface temperature in 1994 and 1996, respectively, and the two coldest winters (1998-1999 and 1999-2000). When the daily forcing is used, the model is also able to simulate intra-monthly surface temperature fluctuations in response to the high frequency meteorological variability. For instance, a rapid cooling ($4°C$) observed in both lakes during summer 1996 is well simulated by our model and is due to an episode of extra-ordinary cold air temperatures at the beginning of the summer at both sites. These results confirm that Lac d'Annecy and Ammersee, which are about 450 km apart, undergo similar inter-annual climatic fluctuations, providing support for the use of similar forcing at both sites for sensitivity studies.

For deep lake water temperatures, the daily forcing has little impact and gives the same results as the monthly forcing due to the thermal inertia of such deep lakes. For Lac d'Annecy, the model, with both forcings, is able to capture some of the observed inter-annual variability for instance, the warmest temperatures in 1998 and coldest temperatures in 1999. However, the model fails to simulate two observed homogenizations in 1995 and 1998, possibly due to a scaling problem for two extreme meteorological situations. In 1995, the model is too sensitive to low winter mean wind speeds, the lowest of the 1993-2000 time period, which reduces the surface cooling and inhibits full mixing. In 1998, the deep lake temperatures are particularly cold from summer to winter, within the meteorological context of a cool winter. As a result, the model maintains stratification all year round but with a very small temperature difference between the surface and bottom of the lake. Two factors may explain this failure : first, the model probably underestimates the eddy diffusion during early spring stratification (spring 1997) with particularly high wind speeds smoothed by the multi-year scaling method which induces deep temperatures to be too cold from spring 1997 to winter 1997-1998. Second, it is possible that a particularly low yearly light extinction coefficient has favored the observed warming of deep lake temperature and enabled the homogenization in the real lake.

For Ammersee, the model is less realistic than for Lac d'Annecy in terms of inter-annual changes of deep lake temperature. Non-linear lake density fluctuations occur easily here because the lake bottom water temperature is near the temperature of maximum density for water ($4°C$), inducing a larger sensitivity to high frequency surface meteorological variations. When forced by daily meteorological data, the model is able to represent fairly well a particular situation observed in 1995 when an exceptional secondary homogenization occurs because the spring surface temperature cools down close to the bottom temperature (figure 2.15B).

The model's difficulty in simulating some particular intra-annual phenomena (observed on individual water temperature profiles) may be due to the multi-year scaling of the meteorological parameters or to the use of daily measurements (which can smooth out extreme wind gusts for instance). In spite of that, the correlation coefficients between simulated and observed temperature for surface water and bottom water are always greater than 0.95 in both lakes considering not only daily forcing but also monthly forcing and cllimatologically forcing. Moreover, after the tuning, we also obtained good correlation coefficient between simulated and observed profiles for the three forcings which allowed us to appreciate the goodness of the fit.

Nevertheless, the model, although developed for climatological purposes, is still able to represent some high frequency changes in the vertical temperature profiles due to daily or weekly changes in meteorological parameters. These extreme temporary modifications of the lake thermal structure do not appear in the annual mean and will be neglected in sensitivity studies of large steady-state mean climatic fluctuations, for which the model is particularly suited.

2.5.3.5. Ostracod Calcification Temperature (T_O) : Observations and Simulations

Ostracods are small crustaceans protecting themselves within a calcitic carapace. During their life cycle they undergo eight moults, after each a new pair of valves, adopted to the new larger size, is produced. Each individual therefore can produce up to 9 pairs of valves, which, in their $\delta^{18}O$, record a snapshot of ambient water temperature and water isotopic composition ($\delta^{18}O_L$). A typical sample from which the isotopic record in Ammersee and Lac d'Annecy are produced, consists of a collection of up to 25 individual valves from the last five stages including adults of three species from the *Candona* group. Population dynamics of these species have been derived from sediment surface samples in the hypolimnion of both lakes and indicate that these last five stages are passed preferencially in winter, starting with the onset of holomixis. Adults are mainly found during late winter and early spring, thus narrowing down the calcification period of those valves to roughly two months following the onset of turnover. In the following, the mean temperature for this period will be simply referred to as "ostracod temperature" (T_O), although it is strictly the calcification temperature of the five last developpment stages of this special group and not of benthic deep-lake ostracods in general.

Hypolimnetic lake temperature measurements are discontinuous - in general once or twice per month. As a result, the onset of homogenization cannot be precisely defined for each year. This leads to an uncertainty in the estimation of the modern ostracod temperature. For the modeling results we define the ostracod temperature for each year as a two-month average of the lake bottom temperature starting with the first homogenous profile. The error bars give the maximum and minimum observed temperatures during this time period. The climatological

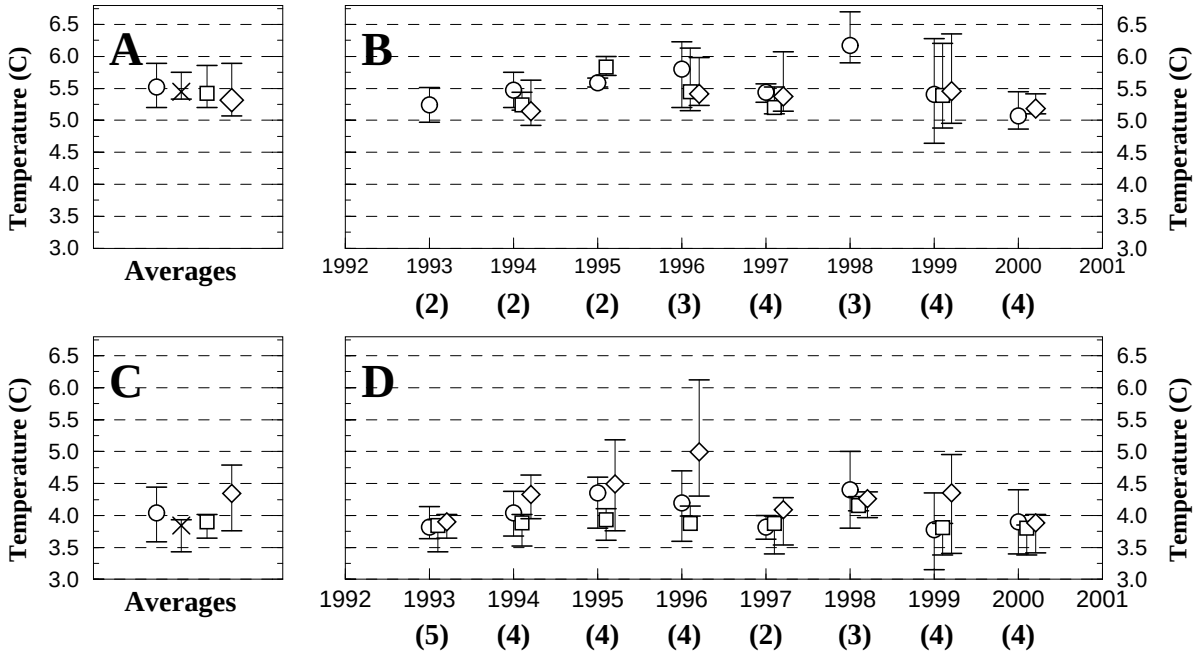


Figure 2.17: Observed (circles) and simulated (crosses, squares and diamonds) ostracod temperature (mean temperature for the calcification period of *candonidae* at the maximum depth, T_O) in Lac d'Annecy (A and B) and in Ammersee (C and D). Numbers in parenthesis indicate how many instantaneous observed profiles were used for the calculation of the observed T_O. Crosses illustrate results of steady-state climatological simulations (A and C). Circles (observational data), squares (monthly simulations) and diamonds (daily simulations) simulated T_O illustrate decadal averages in figures A and C and, annual values in figures B and D. The error bars show the maximum and the minimum of the observed or simulated bottom water temperature used to calculate T_O.

ostracod temperature (figure 2.17A and figure 2.17C) is obtained by calculating the average of the yearly estimates (figure 2.17B and figure 2.17D).

The ability of the model to simulate the lake hypolimnetic temperatures and of the timing of the homogenization period enforces its capacity of estimating the climatological ostracod temperature (as shown on figure 2.17A and figure 2.17C). Consequently, the model is accurate enough to perform sensitivity studies of the ostracod temperature under different climatic situations.

The correct simulation of the lake hypolimnetic temperatures and of the timing of the homogenization period described in the previous sections warrant a correct simulation of the climatological ostracod temperature (figure 2.17A and figure 2.17C) confirming that the model is able to perform sensitivity studies for this parameter used in paleoclimatic reconstructions.

Inter-annual simulations performed with daily and monthly forcing enable us to evaluate the ability of the model to capture observed inter-annual fluctuations. For Lac d'Annecy, these simulations lead to realistic T_O values and inter-annual trends (figure 2.17B). For Ammersee, despite the uncertainties on the meteorological forcing discussed before and the difficulty of simulating correctly inter-annual fluctuations, the model captures some of the inter-annual changes and is correct for the climatological average (figure 2.17D).

2.5.3.6. Sensitivity Studies

In order to evaluate the bias on reconstructed $\delta^{18}O_P$ due to changes in ostracod calcification temperature, we have used the thermal lake model for the two sites to perform sensitivity studies on changes in three climatic parameters : the yearly air temperature (Ta), the air temperature seasonality and the yearly wind speed. For each lake, these studies have been done centered on the modern conditions (table 2.4) and centered on the Younger Dryas conditions following Renssen *et al.* [2001] (table 2.5). This allows us to bracket the probable extremes of the climatic development of the period recorded in the sediments of the two sites (roughly the last 15,000 years). We also plotted individually the climatic situations of the Last Glacial Maximum (LGM) [Masson *et al.*, 1998], the mid-Holocene climatic optimum (MH) [Masson *et al.*, 1999], and a prediction of the climate for the next century base on an IPCC prediction [Douville *et al.*, 2002] (figure 2.18). Here we considered the lake model runs on scenarios described by the climatological output field of atmospheric general circulation model runs (AGCM) for these periods, because we can thus use estimates of all the forcing parameters used by the lake model (table 2.5). Even if neither of these AGCM runs can be considered to correctly represent the regional climate for these periods, we probably cover a sufficient range of climate to give an idea of the possible bias of ostracod calcification temperatures in the both lakes.

Tableau 2.5: AGCM climatological situations results. Values of the correction parameters relative to the recent climatic situations in table 4.

	LGM [a]	YD [b]		MH[c]	IPCC[d]
		Lac d'Annecy	Ammersee		
ΔT ($^\circ C$)	-5.3	-2.4	-4.8	0.6	2.5
$\Delta ampl\overline{T}$ ($^\circ C$)	6.0	3.9	5.6	3.2	0.8
Δw (m.s^{-1})	1.1	1.36	1.32	1.1	1.0
ΔCC	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
ΔRH (%)	0.9	-	-	1.0	1.0

[a][Masson *et al.*, 1998] [b][Renssen *et al.*, 2001] [c][Masson *et al.*, 1999] [d][Douville *et al.*, 2002]

We show the results for both lakes of two sets of 135 individual lake model runs (figure 2.18). Within each of these sets we additionally vary the mean annual air temperature by $\pm$1.5 and $\pm 3^\circ C$, the temperature seasonality by $\pm$1, $\pm$2, $\pm$3, and $\pm 4^\circ C$, and the mean wind speed by $\pm$10% with respect to the AGCM outputs. All other parameters (cloud cover, relative humidity, sea-level-pressure) are kept constant either to their modern or YD levels. For this first-order study, we have ignored changes in the light extinction coefficient, lake level, the declination of the Earth and variations in the lake bathymetry. All sensitivity lake model result are obtained with steady-state runs.

The minimum simulated T_O value is estimated to $3.7^\circ C$ for the two sites; the thermal bias on ostracod based isotopic reconstructions will be measured by the deviation between the simulated T_O and this minimum stable/step value. The existence of this minimum stable value, shown by figure 2.18, is due to the water density-temperature relationship. The sensitivity of density to small temperature variations is at a minimum around $4^\circ C$ and increases above and below this maximum density temperature. Consequently, during a cooling, the temperature averaged during the homogenized period of the water column can stay below $4^\circ C$ before the formation of the inverse thermal stratification in a dimictic lake. After the onset of this stratification, the hypolimnetic water temperature remains constant to the last homogenized temperature before inversion and thus below $4^\circ C$. Consequently, the minimum simulated T_O (here $3.7^\circ C$) is lower than the temperature of maximum density ($4^\circ C$) in a large range of climatic situations.

Despite currently different lakes' characteristics between the two lakes, their simulated T_O show similar trends when the same forcing is applied, because the same physical thermal mechanisms are simulated (figure 2.18A and figure 2.18B). The modern climate near Lac d'Annecy, the local light extinction coefficient and the topography lead to a modern monomictic situation and an ostracod temperature higher than $3.7^\circ C$ (figure 2.18A); in contrast, Ammersee is purely dimictic and the ostracod temperature nowadays is the minimum value (figure 2.18B).

Steady-state simulations around colder climatic conditions give similar minimal ostracod temperatures for the two lakes which are then both dimictic (figure 2.18C and figure 2.18D). Starting from these conditions, reasonable changes in mean air temperature (typically $\pm 3^{\circ}C$), seasonal amplitude (typically $\pm$20%) and wind speed ($\pm$10%) have no impact on the ostracod temperature. In this case, no thermal-induced bias is simulated and the fluctuations in calcite isotopic composition should reflect directly the fluctuations in deep lake water isotopic composition during the calcification period, which, due to the preceding and/or continuing holomixis, is also an excellent mean for the entire water column.

Steady-state simulations around the modern climatic conditions lead to a more complex picture (figure 2.18A and figure 2.18B). For Lac d'Annecy, we show that the ostracod temperature increases (i) when the annual mean surface air temperature increases, (ii) when the seasonal amplitude of the surface air temperature decreases and (iii), when the mean wind speed decreases. The ostracod temperature decrease is limited by the change in lake thermal behavior : when the lake becomes dimictic, the ostracod temperature reaches the minimum value. Ammersee is already a dimictic lake; starting from modern conditions, the ostracod temperature will not be sensitive to a decrease of the surface air temperature, to an increase of the seasonnal air temperature amplitude, or to an increase of the wind speed. Note that the sensitivity to wind speed changes is larger for Annecy than for Ammersee because Lac d'Annecy is shallower than Ammersee.

We have therefore shown that small climatic fluctuations in warmer climatic conditions may induce a thermal bias in the isotopic signal recorded in benthic ostracod calcite, due to changes in deep lake water temperature. We can quantify roughly the error on paleoclimatic reconstructions for which changes in lake temperature are ignored. Let us consider a small warming such as the so-called medieval optimum. If only the mean surface air temperature is modified by $1^{\circ}C$, the isotopic composition of the precipitation should increase by about 0.6‰ due to the modern spatial isotope-temperature gradient (typically 0.6‰/$^{\circ}C$) [Rozanski *et al.*, 1992 and von Grafenstein *et al.*, 1996]. Assuming no change in the hydrology of the catchment and the lake, the change in the lake water isotopic composition should be about the same (+0.6‰). Our thermal lake model simulates a warming of the deep lake temperature by about $0.84^{\circ}C$ for Lac d'Annecy, inducing a thermal bias on the calcite isotopic composition of -0.21‰ or -0.19 ‰, deduced from Freidman and O'Neil [1977] or Kim and O'Neil [1997], respectively. The actual calcite isotopic composition should vary by 0.60-0.21=+0.39‰. +0.41‰). Without considering the thermal bias, a paleoclimatic reconstruction from this calcite would lead us to interpret this amplitude as purely driven by lake water isotopic composition and suggest a past temperature change of 0.39/0.6=0.65$^{\circ}C$ $1^{\circ}C$ considered here. This simplified calculation

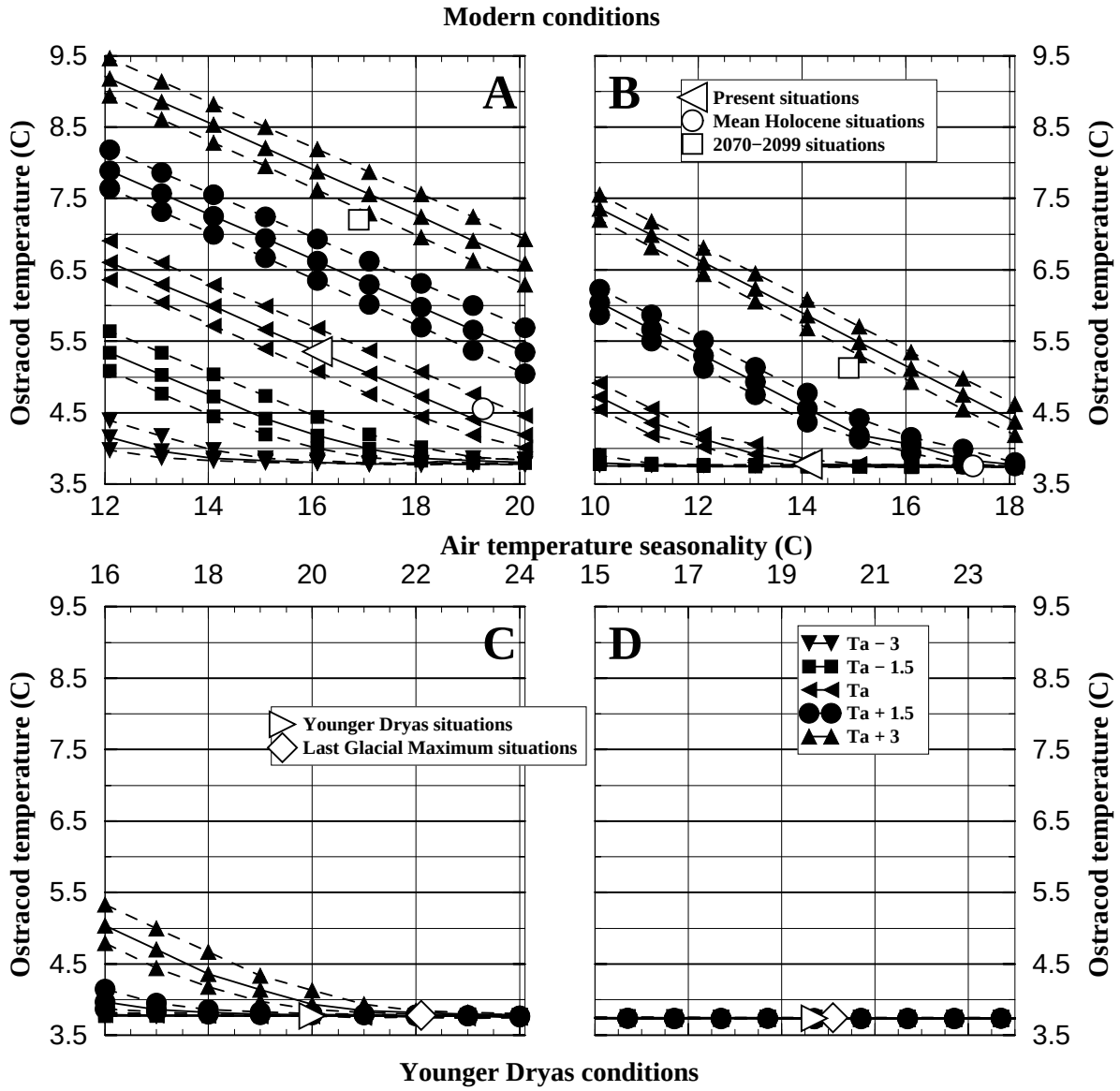


Figure 2.18: Sensitivity studies of the ostracod temperature for variations of the yearly air temperature (Ta), of the air temperature seasonality and of the yearly wind speed centered on the modern conditions (A : Lac d'Annecy and B : Ammersee) and centered on the Younger Dryas conditions (C : Lac d'Annecy and D : Ammersee). We considered Ta varying by ± 1.5 and $\pm 3^{\circ}C$ (filled symbols), the air temperature seasonality varying by ± 1, ± 2, ± 3, and $\pm 4^{\circ}C$ (horizontal axis) and the yearly wind speed varying by $\pm 10\%$ (upper dashed lines : -10% and lower dashed lines : +10%), in order to bracket the probable extremes of the climatic development of the period recorded in the sediments of the two lakes. Opaque symbols point on the present situations (triangles left), the mid-Holocene climatic optimum situations (circles), a prediction of the climate for the end of the next century (squares), the Younger Dryas situations (triangles right) and the Last Glacial Maximum situations (diamonds). Climatic situations outputs result of PMIP (Paleoclimate Modeling Inter-comparison Project) boundary conditions [Masson *et al.*, 1999] for mid-Holocene (6000 B.P.) time periods, of ECHAM4/T42-REMO runs [Renssen *et al.*, 2001] for the Younger Dryas in Europe, of LMCELMD5 runs [Masson *et al.*, 1998] for the Last Glacial Maximum (21,000 years B.P.) and of the coupled atmosphere-ocean Climate Model of the Centre National de Recherches Météorologiques using the SRES-B2 IPCC scenario [Douville *et al.*, 2002] for the end of the next century.

ignoring compensation effects between various climate parameters and changes in lake and catchment hydrology suggests that deep lake thermal effects could lead to an underestimation of past higher-than-today temperature changes by roughly 35%.being less sensitive to surface temperature changes, the underestimation would be smaller ($\sim$17%).

For the mid-Holocene (slightly warmer in mean annual air temperature), the GCM results enable us to also estimate the changes in wind speed and temperature seasonal amplitude. In this case, the ostracod temperature is slightly colder than nowadays at Lac d'Annecy (-0.8$^{\circ}C$) mainly due to the increase in seasonal temperature amplitude (in response to insulation). In this particular case, ignoring the thermal bias will lead to an overestimation of the past temperature change. However for Ammersee, the ostracod temperature is not modified and no thermal bias should be observed.

2.5.4. Conclusion and Perspectives

Here we have used a classical one-dimensional eddy-diffusion lake thermal model including lake ice and refined it by including a seasonal light extinction coefficient model, in order to simulate changes in lake vertical temperature profile and specifically lake bottom temperature. We have also adapted the available meteorological observations to construct the most realistic meteorological forcing of the lake considering micrometeorological variations. We have tested our model for two different European lakes (Lac d'Annecy in France and Ammersee in Germany) chosen for benthic ostracod-based paleoclimatic reconstructions. The comparison between simulations and observations available for these two lakes (surface and deep lake temperature, thermocline depth, onset and duration of the mixing period) gives confidence in the ability of this model to capture the physical mechanisms responsible for the mean surface and deep lake temperature values, but also for their seasonal and inter-annual variabilities.

Paleoclimatic reconstructions based on benthic ostracod calcite isotopic composition classically assume that the deep lake temperatures are constant. We performed climatic sensitivity studies with our thermal model for the two lakes and show that while the calcification temperature is constant during glacial conditions, it may vary significantly during interglacial conditions.

In this paper, we have discussed only steady-state simulations. In future studies, we plan to evaluate the transient lake response to recent long-term meteorological fluctuations available through homogenized datasets and historical records (*e.g.* the presence of lake ice). As century-long meteorological datasets are not available for all necessary forcing parameters, we need to evaluate which change and what frequency of changes control the intra- and inter-annual water temperature fluctuations. Ideally, paleo-environmental studies in addition to stable isotope

records can provide qualitative or quantitative information, which will at least allow us to give some limited estimates of climatic parameters. For example, continuous ostracod countings available from deep lake sediments at Ammersee indicate that ventilation has occurred each year from 15,000 to 5000 years B.P. We can use this information to run various transient deglaciation simulations with various climate change rates to quantify the maximum possible rates compatible with ostracod survival. Other possible proxies could include pollen and/or chironomid based temperature and precipitation estimates, or water temperature estimates based on the comparison of shallow water and deep-lake ostracod oxygen isotope records [von Grafenstein, 2002].

Transient lake simulations will also be performed for future climatic changes predicted by climate models. Indeed, future warming may inhibit winter mixing and have large impacts on biological activity in the lake and therefore impact the local economy (*e.g.* fishing and tourism).

This model will be improved by the incorporation of the water stable isotopes in the lake and catchment, which will enable us to quantify the isotopic connection between the atmopsheric precipitation and the deep lake. The thermal model itself could be extended to other lakes provided that seasonal variations of light extinction coefficient can be estimated. Past changes in this parameter may have also had a significant impact of the lake heat budget as suggested from the comparison between observed and simulated winter mixing periods. Empirical relationships between algal productivity, catchment erosion and local climatic conditions could help to develop a parameterization for past and future changes of the light extinction coefficient and take this effect into account for sensitivity studies.

Acknowledgments

This work has been funded by ANDRA, CEA and CNRS. We thank V. Guichard of SILA and Dr. B. Lenhardt of Wasserwirtschaftsamt Weilheim, Oberbayern, for providing lake temperature measurements from Lac d'Annecy and from Ammersee, respectively. We thank S. Planton for providing results of the model of CNRM using the SRES-B2 IPCC scenario and H. Renssen for making available results of ECHAM4/T42-REMO runs for the Younger Dryas in Europe. Data of the bathymetry (Université de Savoie-IFREMER) of Lac d'Annecy was compiled by M. Desmet (LGCA). We also appreciate three anonymous reviewers for their constructive criticisms and valuable comments. This is contribution LSCE-967.

Remarque

Les études de sensibilité montrent une stabilisation de la température de calcification (T_O) à 3,7$^\circ C$. Cette température diffère de la température de l'eau à son maximum de densité (4$^\circ C$, figure 2.2). Cet écart est directement lié à la définition de T_O pour des valves d'ostracodes

benthiques du groupe des *Candona*. En effet, sachant que, pour un lac dimictique profond, l'homogénéisation de la colonne d'eau a généralement lieu à une température égale ou peu supérieure à $4°C$ et que, ensuite, la température de la colonne d'eau diminue progressivement lors du refroidissement en hiver, T_O est donc inférieure à la température d'homogénéisation.

2.6 Simulations transitoires à long terme : étude de la variabilité inter-T_O

Les études de sensibilité présentées dans le paragraphe précédent (§ 2.5) ont permis de quantifier l'ordre de grandeur de la variabilité de T_O, moyennée sur au moins 7 années ($\overline{T_O}$), selon différents contextes climatiques principalement contraints par la moyenne annuelle et la saisonnalité de la température de l'air ainsi que la moyenne annuelle de la force du vent (voir figure 2.18). L'hypothèse forte de ces études est la considération de l'équilibre de $\overline{T_O}$ avec les conditions climatiques de la même période.

Généralement, en fonction du taux de sédimentation, un échantillon de carbonates biogéniques moyenne les conditions thermiques sur 5 à 10 années (moyenne représentée ici par $\overline{T_O}$). La valeur de $\overline{T_O}$ observée est une moyenne des différents To pondérées par la masse des coquilles correspondantes à chaque année dans l'échantillon. Malheureusement, l'analyse de chacune des coquilles est impossible.

Dans le cas du lac d'Annecy où $\overline{T_O}$ est fortement sensible à de faibles changements des conditions climatiques, j'ai cherché à quantifier la variabilité intra-$\overline{T_O}$ par le biais de l'étude de la variabilité inter-T_O. J'ai utilisé les données météorologiques disponibles sur une longue période dans la région du lac (120 ans) et réalisé différentes simulations transitoires de T_O détaillées dans le paragraphe 2.6.1.

Pour Ammersee, les résultats obtenus confirment la stabilité de T_O et, par conséquent, de $\overline{T_O}$. Je les reprendrai brièvement dans le paragraphe 2.6.2.

2.6.1 Le lac d'Annecy

Données de forçage météorologique

Le modèle est forcé par les données homogénéisées de température de l'air [Moisselin, 2002]. Cette série couvre la période 1876-2000. Les autres paramètres météorologiques utilisés par le modèle n'étant pas disponibles depuis 1876, j'ai testé, dans un premier temps, l'influence des variations inter-annuelles de chacun d'entre eux sur les variations de la température de l'eau de surface et de l'eau de fond. La figure 2.19 montre que les variations inter-annuelles de la température de l'air permettent de simuler 96% des variations inter-annuelles observées de la

température de l'eau de surface et de l'eau profonde dans le lac d'Annecy. Par conséquent, j'ai simplement utilisé un cycle saisonnier moyen pour la force du vent et la couverture nuageuse pour la période antérieure aux observations.

Validation du modèle

La méthode de validation et de calibration du modèle sur la dernière décennie est décrite dans le paragraphe 2.5. Les résultats de la simulation de la température de l'eau de surface et de fond sont représentés sur la figure 2.20a et montrent un bon accord entre les simulations et les observations.

D'autres témoins de la qualité, d'une part, du modèle et, d'autre part, des données homogénéisées de la température de l'air sont :

- l'accord entre les observations historiques [Delebecque, 1898] et les simulations de la température de l'eau du lac à la fin du XIX^{e} siècle (figure 2.20b et figure 2.21) ;
- la simulation de 2 des 3 périodes d'englacement total de la surface du lac (figure 2.20c). En hiver 1963, le modèle ne simule pas d'englacement. Ceci est lié au fait que cet épisode n'a duré que 3 jours alors que le modèle est forcé par les moyennes mensuelles des paramètres météorologiques ;
- l'absence de longues périodes de méromixie sur le dernier siècle est en accord avec la continuité des faunes benthiques observées dans les sédiments [von Granfenstein, données non publiées].

Validation du forçage

La figure 2.22a présente une sensibilité au coefficient d'extinction de la lumière (η) des température de l'eau de surface et de l'eau de fond simulées. Ces résultats penchent en faveur d'une plus faible valeur de η pour la période des observations historiques (figure 2.22b). Cette hypothèse est confirmée par l'étude de sensibilité du comportement de mélange du lac à ces mêmes variations de η. En effet, la diminution de ce coefficient donne un résultat encore plus en accord avec la continuité des faunes benthiques (plus faible occurrence des années méromictiques, figure 2.23(a), série 3).

Par ailleurs, les températures de surface et de fond simulées avec $\pm$10% de vent et de couverture nuageuse (figure 2.22 c et e) sont peu différentes et la sensibilité à ces deux paramètres diminue lorsque la température d'homogénéisation se rapproche de 4°C (figure 2.22 d et f).

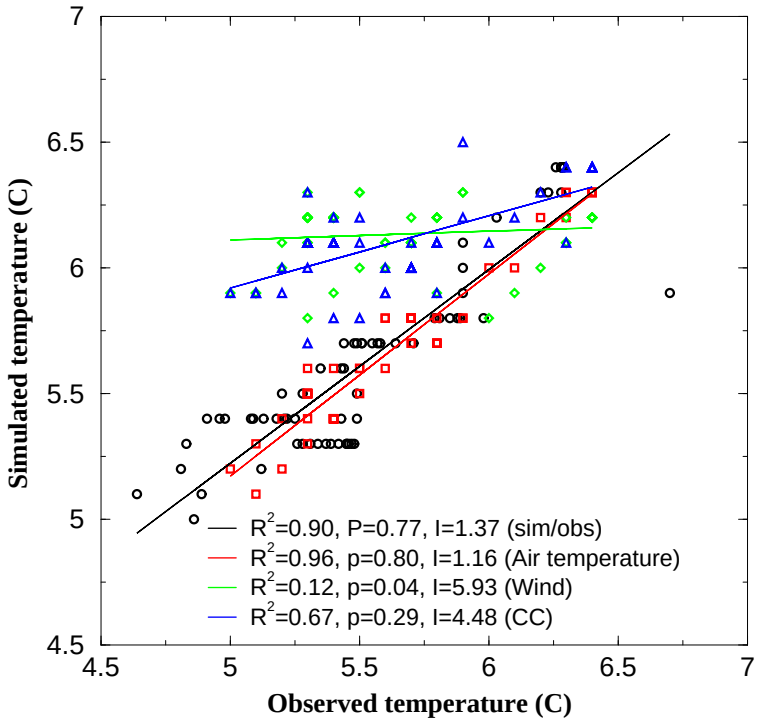


Figure 2.19: Corrélations entre observations et simulations des températures de surface et de fond à partir d'un forçage météorologique moyen mensuel (cercles noirs), d'un forçage moyen climatologique pour tous les paramètres sauf la température de l'air (carrés rouges) ou sauf la force du vent (losanges verts) ou sauf la couverture nuageuse (triangles bleus).

Etudes de sensibilité de T_O

Du fait de la qualité des données homogénéisées de température, j'ai testé la sensibilité de T_O à des variations réalistes de η et de la force du vent pour illustrer les applications de ce type de simulations aux études paléoclimatiques.

La figure 2.23 montre que :

- lorsque la durée de la période d'homogénéisation augmente, T_O tend vers un minimum.
- lorsque la durée de la période d'homogénéisation diminue, T_O augmente.
- toujours basés sur la continuité des faunes benthiques, les résultats présentés sur la figure 2.23(a) permettent de contraindre la valeur maximale de η. Par exemple, les quatre périodes méromictiques successives, simulées pour les années 1934 à 1937 pour une valeur de η +15% supérieure à la valeur de calibration, sont irréalistes. Par conséquent, η est nécessairement inférieure à 115% de la valeur de calibration.

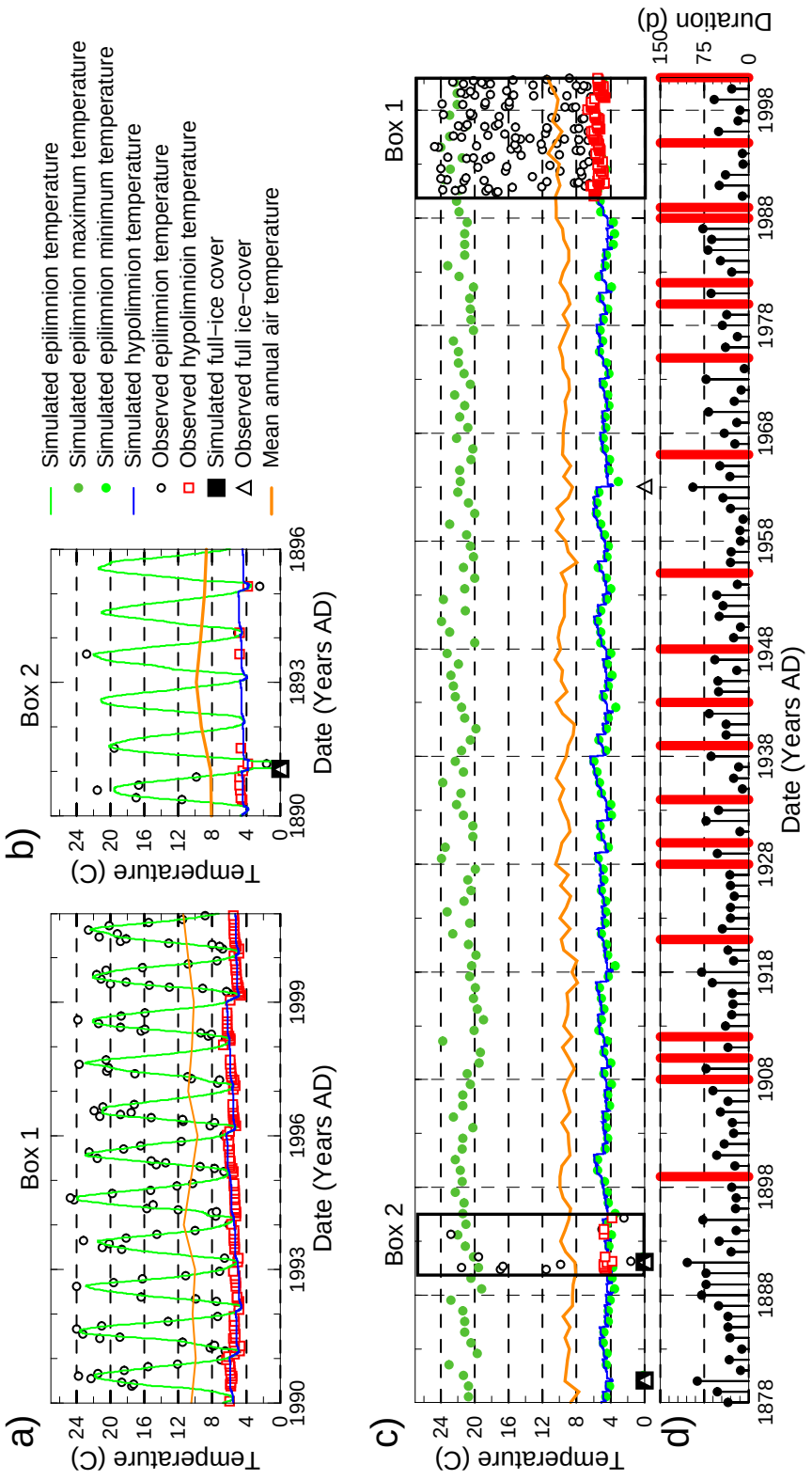


Figure 2.20: Observations et simulations du comportement du lac d'Annecy entre 1877 et 2000. **a, c, d** Observations (symboles) et simulations (lignes) de la température de l'eau en surface (cercles pleins verts et lignes vertes) et de l'eau au fond (carrés rouges lignes bleues). Observations (triangles noirs) et simulations (carrés pleins noirs) des périodes d'englacement total de la surface du lac. Observations de la température moyenne annuelle (ligne orange). **b** Durée (en jours) de la période d'holomixie et de stratification inverses cercles noires). Cette durée est nulle lorsqu'il n'y a pas d'holomixie (bandes rouges verticales) et est empiriquement au-dessous de 75 jours pour un lac en situation monomictique et au-dessus pour un lac en situation dimictique.

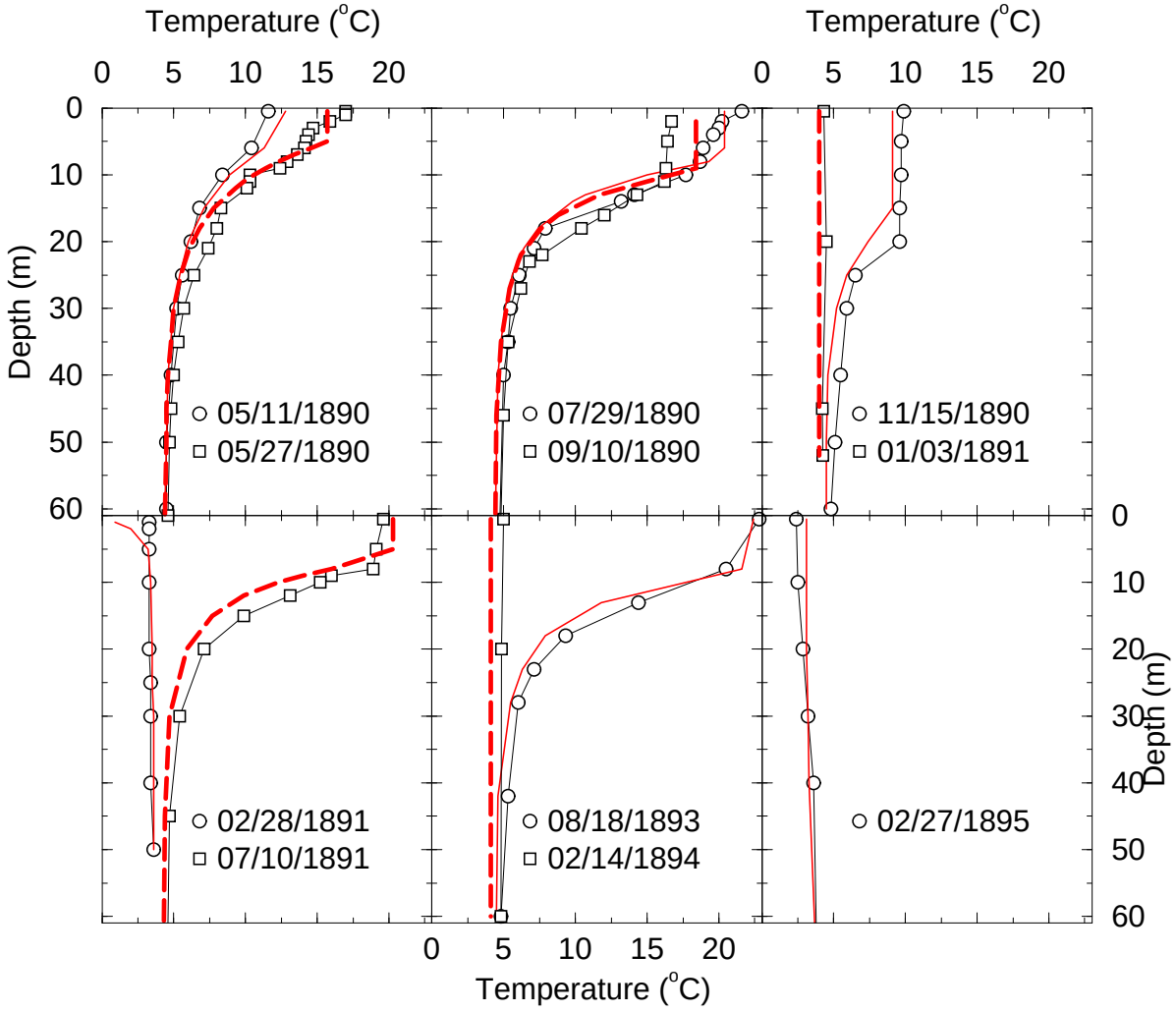


Figure 2.21: Observations historiques de la température du lac d'Annecy à la fin du XIX^{e} siècle (symboles) [Delebecque, 1898]. Températures équivalentes simulées par le modèle (lignes). Les profils simulés expliquent 96% des profils observés (N=113).

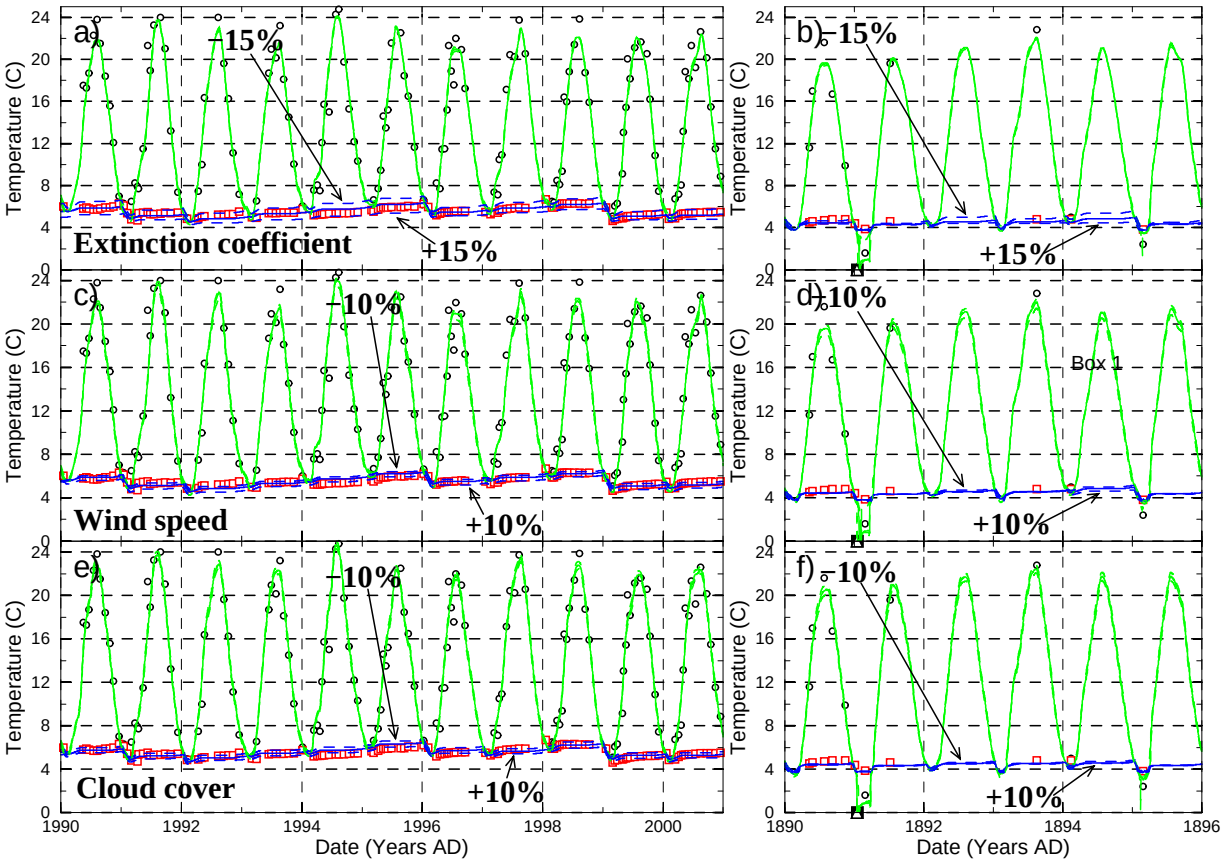
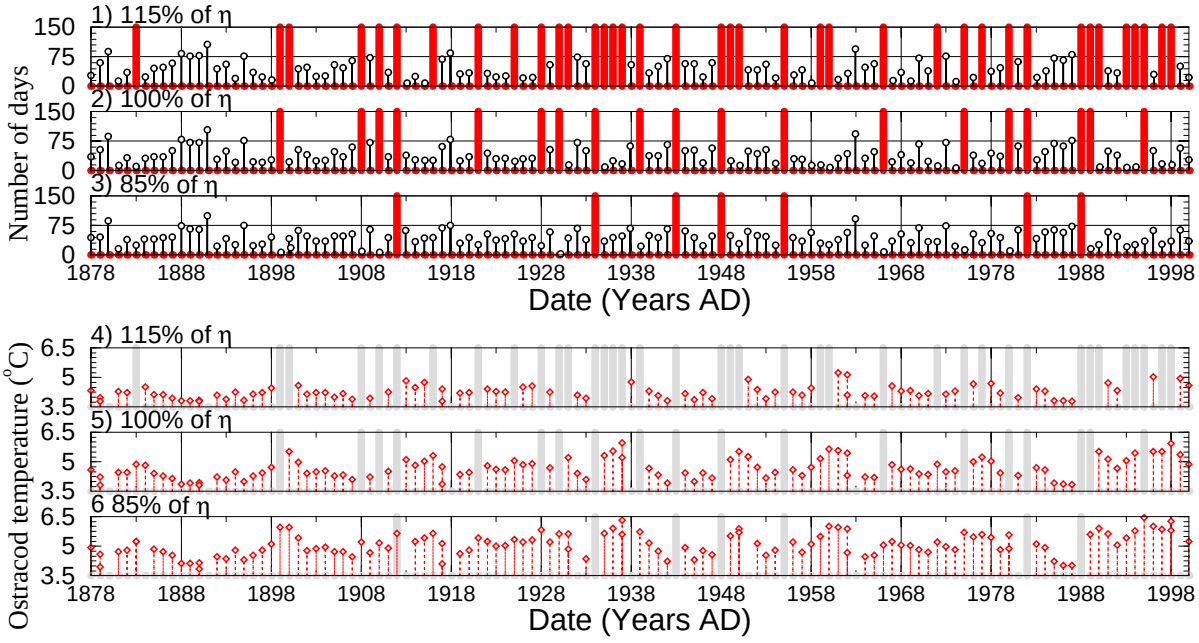
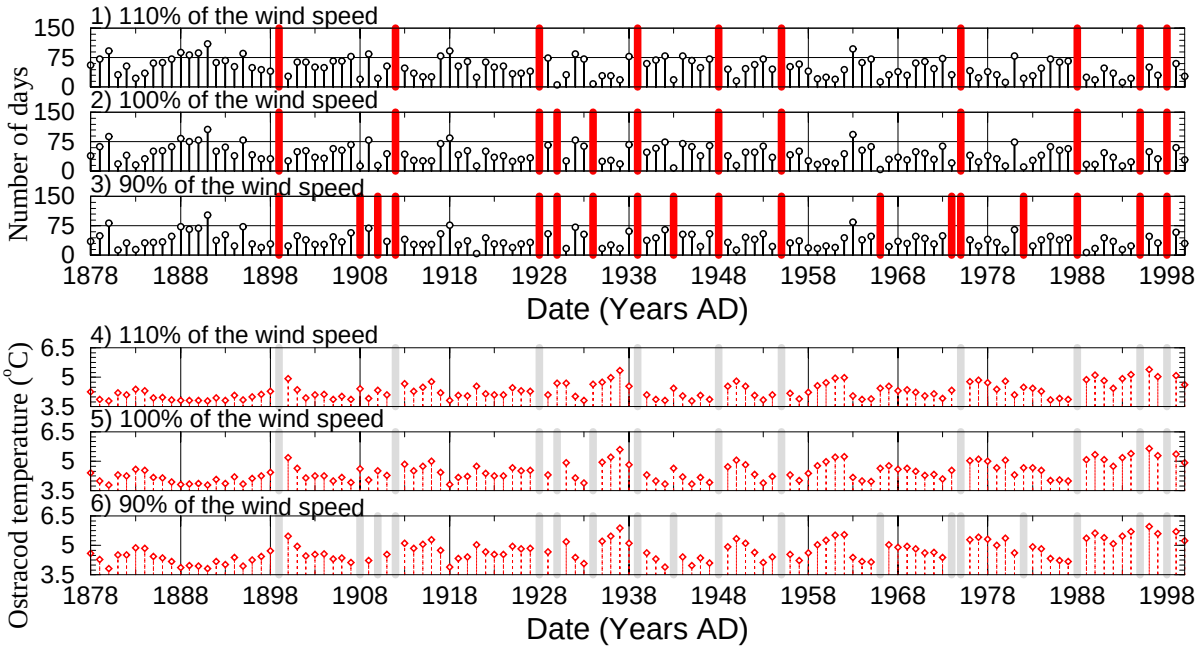


Figure 2.22: Sensibilité de la température de l'eau de surface et de la température de l'eau du fond du lac d'Annecy à des variations de η (a), de la force du vent (b) et de la couverture nuageuse (c).



(a) Sensibilité à η.



(b) Sensibilité à la force du vent.

Figure 2.23: Sensibilité à η (a) et à la force du vent (b) de la durée des périodes d'homogénéisation annuelles de la colonne d'eau (séries 1 à 3) et de T_O (séries 4 à 6) pour le lac d'Annecy.

- la variabilité de T_O peut être supérieure à 2°C en 6 années, comme entre 1937 et 1942 sur la figure 2.23(a) (série 6).
- la variabilité intra-$\overline{T_O}$ est fortement sensible à la transparence et peu sensible à la force du vent.
- la présence d'années à caractère plutôt dimictique (*e.g.* années 1888 à 1891 sur la figure 2.23(b), série 6) entre des années à comportement franchement monomictique (années 1880 à 1887 et années 1892 à 1898 sur figure 2.23(b), série 6) implique une forte sensibilité à la force du vent de la variabilité intra-$\overline{T_O}$. En effet, le lac dimictique étant insensible à ce paramètre et, le lac monomictique étant lui sensible, le modèle simule une augmentation de la variabilité inter-T_O lorsque la force du vent diminue.

2.6.2 Ammersee

Un enregistrement continu de la température de l'air est disponible à Hohenpeißenberg où ce paramètre a été enregistré en continu depuis l'année 1781. Cette station est située à l'écart de toute activité anthropique limitant ainsi les risques de perturbations.

Suivant l'étude présentée pour le lac d'Annecy dans le paragraphe précédent, la figure 2.24a présente les résultats de calibration et de validation pour Ammersee. Ici, une seconde validation indépendante a été obtenue par la comparaison des dates historiques de gel total de la surface du lac (figure 2.24b). Ammersee a été principalement dimictique durant les deux derniers siècles et l'absence d'épisode méromictique simulé est en accord avec la continuité des faunes benthiques [von Grafenstein, comm. pers.] (figure 2.24d).

Les résultats discutés dans le paragraphe 2.5 ont déjà montré l'insensibilité de T_O à la force du vent dans une gamme de $\pm$ 10%. De plus, les résultats obtenus pour le lac d'Annecy ont confirmé cette insensibilité lors des années dimictiques. La figure 2.25 montre ici que T_O est également très peu sensible à η dans une gamme de $\pm$15% autour de la valeur de calibration sur la dernière décennie. T_O pour les années 1958 à 1960 sur les figures 2.25, séries 4 à 6). Enfin, la variabilité intra-$\overline{T_O}$ et sa sensibilité sont très inférieures à celles simulées dans le cas du lac d'Annecy.

Effet de la morphologie

La figure 2.26(a) montre que la variation de la profondeur du lac doit également être prise en compte pour l'estimation de T_O. En effet, l'influence du rayonnement solaire dans la zone benthique dépend non seulement de l'atténuation du rayonnement à travers le paramètre η mais également de la distance entre la surface et le fond du lac.

La figure 2.26(a) montre que dans le contexte climatique et avec la transparence de Ammersee, le lac d'Annecy adopterait également un comportement dimictique et T_O serait approximativement constante.

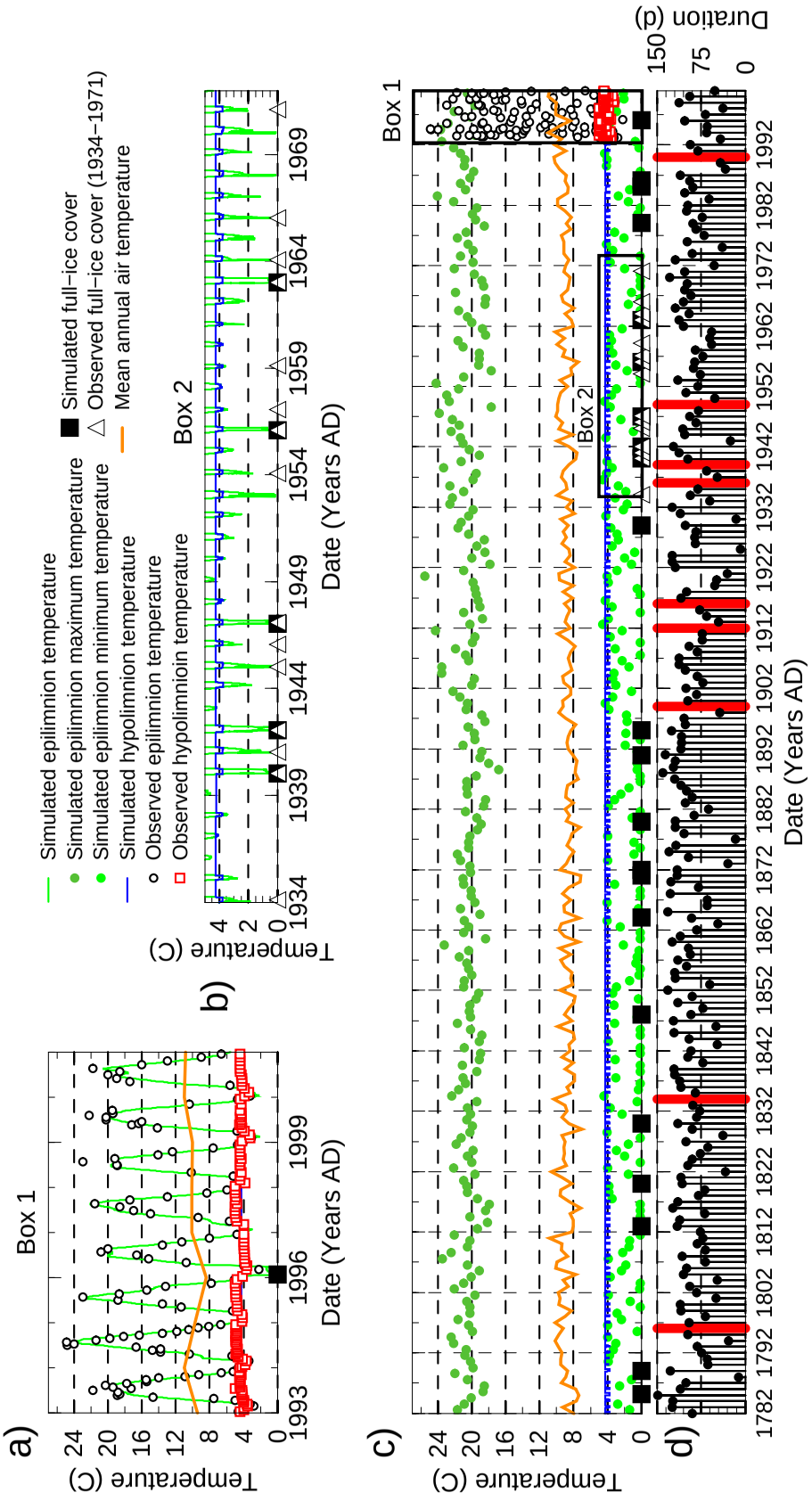


Figure 2.24: Observations et simulations du comportement de Ammersee entre 1782 et 2000. Voir légende figure 2.20.

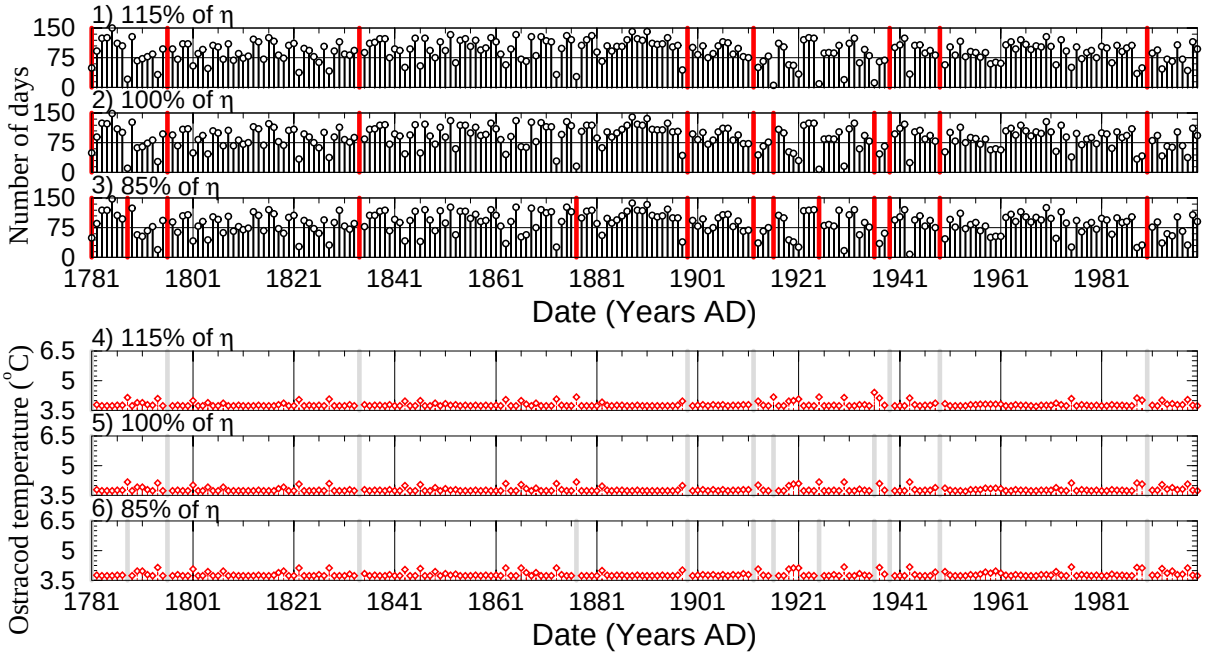
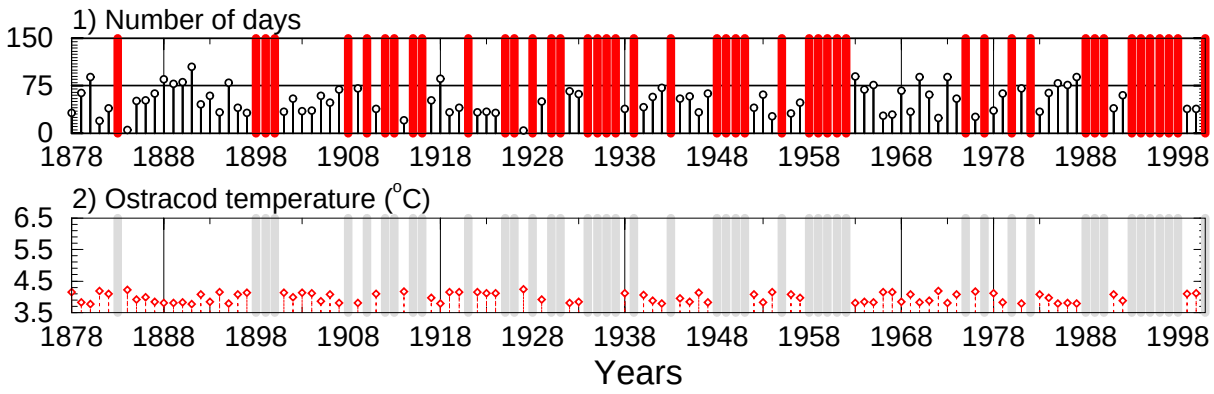


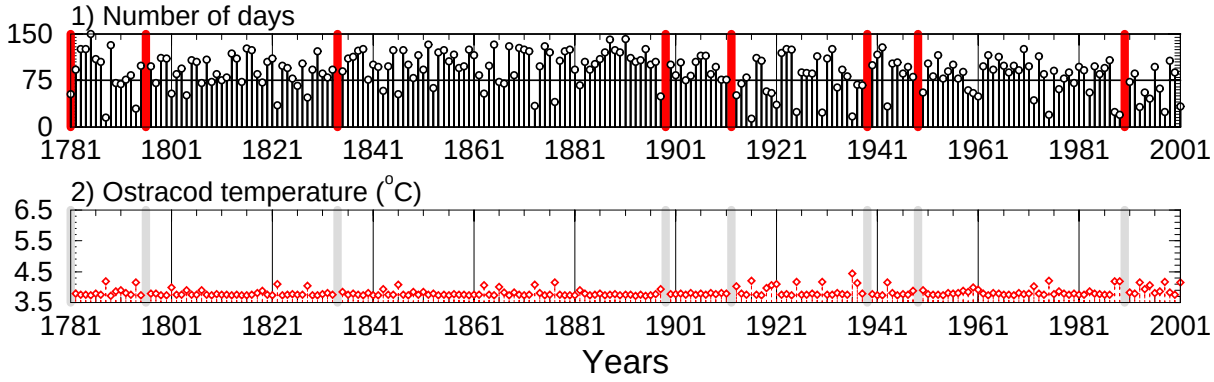
Figure 2.25: Sensibilité à η de la durée des périodes d'homogénéisation annuelles de la colonne d'eau (1 à 3) et de T_O (4 à 5) pour Ammersee.

2.6.3 Conclusions

En accord avec les travaux de von Grafenstein *et al.* [1996] et les résultats discutés dans le § 2.5, la température de calcification des tests des ostracodes benthiques (*via* T_O pour le groupe des *Candona*) ne subit pas de variations interannuelles susceptibles de biaiser les reconstructions. La température moyenne simulée de 3,7°C suggère un recalage des valeurs absolues des reconstitutions paléoclimatiques déjà réalisées mais ne remet pas en question ni les variations relatives ni, par conséquent, la variabilité climatique.



(a) Conditions du lac d'Annecy avec morpholgie de Ammersee



(b) Conditions de Ammersee avec morpholgie du lac d'Annecy

Figure 2.26: Effet de la morphobathymétrie du lac sur la durée des périodes d'homogénéisation annuelles de la colonne d'eau (1) et de T_O (2).

Chapitre 3

Suivi hydro-isotopique du lac d'Annecy : observations engagées de 2001 à 2003

3.1 Introduction

Les seules observations isotopiques des composantes du cycle hydrologique dans la région du lac d'Annecy sont celles des précipitations à la station de Thonon-les-Bains (IAEA, figure 3.2) entre 1963 et 2000. Par conséquent, dans l'esprit d'une modélisation mono-dimensionnelle du système lacustre, j'ai réalisé un suivi isotopique des principales composantes (précipitations, affluents du lac, colonne d'eau lacustre) du cycle hydrologique. Dans le but de tester les capacités du modèle hydro-isotopique de lac (*MoHydIsoLac*), développé dans le chapitre suivant, à simuler les variations inter-mensuelles de la teneur isotopique (δ) du lac d'Annecy, j'ai cherché à :

Précipitations : estimer la variabilité spatiale du δ des précipitations (δ_P) et de l'amplitude de la saisonnalité de δ_P entre la station de Thonon-les-Bains et le lac d'Annecy dans l'optique d'utiliser les observations de la station de Thonon pour contrainde le modèle hydro-isotopique développé dans le chapitre suivant (§ 3.2) et estimer le gradient altitudinal à l'échelle du bassin versant à partir de deux stations météorologiques situées dans la région du lac d'Annecy.

Affluents : quantifier la variabilité du δ des différentes rivières à l'exutoire du bassin versant (δ_R) pour construire un signal isotopique saisonnier représentatif de la moyenne des apports du bassin versant (§ 3.3) pour la comparaison des résultats moyens pour l'ensemble du bassin versant (sorties du modèle mono-dimensionnel *MoHydIsoBV*).

Colonne d'eau lacustre : quantifier la variabilité spatiale et saisonnière du δ de l'eau du lac (§ 3.4), pour la comparaison des résultats moyens pour l'ensemble de la colonne d'eau (sorties du modèle mono-dimensionnel *MoIsoLac*) avec des observations instantanées et ponctuelles.

Le temps de renouvellement des eaux dans le lac d'Annecy est de 3,8 années (4,5 années dans Ammersee). Par conséquent, le suivi hydro-isotopique réalisé durant ma thèse ne permettra pas d'avoir une estimation de la moyenne des apports au lac. Je présenterai dans ce chapitre comment estimer les erreurs liées à l'utilisation de ces observations pour le forçage et la calibration du *MoIsoLac* (§ 4.2). Les résultats du suivi hydro-isotopique seront présentés depuis les précipitations jusqu'au fond du lac, lieu de vie des ostracodes benthiques (numéros 1 à 3 sur la figure 3.1).

Dans ce chapitre, je présente principalement les résultats des analyses des isotopes de l'oxygène qui seront ensuite utilisés pour la calibration du *MoHydIsoLac* dans le chapitre suivant. Certains résultats des analyses des isotopes de l'hydrogène seront tout de même présentés pour la clarté de la discussion.

Par ailleurs, le $\delta^{18}O$ de la cellulose (δ_C) des cernes d'arbres est également utilisé comme archive de $\delta^{18}O_P$ [*e.g.* Epstein *et al.*, 1976 ; Lipp *et al.*, 1991]. J'ai cherché à tester certains effets secondaires (effets hydrologiques) dans l'enregistrement de $\delta^{18}O_P$ dans la cellulose de cernes d'arbres dans la région du lac d'Annecy (§ 3.5). Ce travail a été effectué dans l'optique d'envisager la comparaison de l'enregistrement de $\delta^{18}O_P$ par les tests carbonatés des ostracodes benthiques[1], avec un second enregistrement indépendant de $\delta^{18}O_P$.

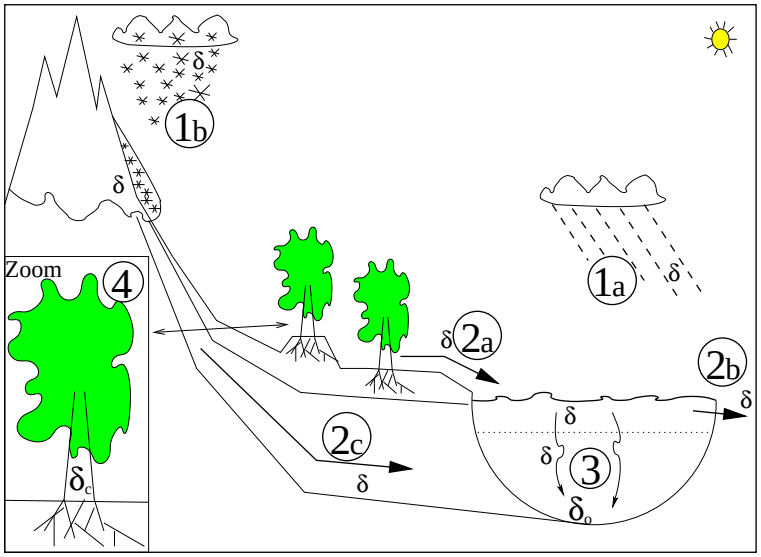


Figure 3.1: Schéma illustrant les principales étapes du suivi hydro-isotopique du lac d'Annecy. 1) les précipitations à l'altitude du lac (a) et sur un versant (b), 2) les rivières à l'exutoire du bassin versant (a) et du lac (b) et l'eau profonde (c), 3) la colonne d'eau et, 4) la cellulose des cernes d'arbres comme archive du δ de l'eau du sol et donc des précipitations.

[1]Les tests d'ostracodes sont en cours d'extraction au LSCE par von Grafenstein.

3.1.1 Les isotopes stables de la molécule d'eau : généralités

L'utilisation des isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène comme traceurs dans les études hydrologiques est basée sur les variations naturelles de l'abondance relative de deux rares espèces isotopiques lourdes de molécules d'eau (HD^{16}O et H$_2^{18}$O) par rapport à l'espèce isotopique légère (H$_2^{16}$O). Ces variations surviennent pendant des changements de phase et les processus de mélange à travers le cycle hydrologique.

Une composition isotopique est exprimée en terme de rapport : D$/^1$H et ^{18}O$/^{16}$O et représentée par une valeur δ signifiant la déviation en partie par milliers (‰) de l'échantillon par rapport à un standard. Ici, les valeurs sont citées par rapport au standard SMOW (Standard Mean Ocean Water), tel que $\delta = \left(\frac{R_e}{R_{SMOW}} - 1\right) \times 1000$ où $R =$D$/^1$H ou ^{18}O$/^{16}$O mesuré dans l'échantillon (R_e) et mesuré dans le standard (R_{SMOW}) [Craig, 1961].

L'excès en deutérium utilisé dans la suite de ce chapitre est défini suivant : $d = \delta D - 8 \times \delta^{18}O$.

Analyses isotopiques

Les analyses des deux isotopes stables de la molécules d'eau ont été réalisées en deux temps sur les mêmes échantillons au sein du LSCE par O. Cattani et S. Falourd pour le δD et par mes soins pour le $\delta^{18}O$ suivant les conseils de M. Stievenard, F. Vimeux et C. Alba. Les méthodes suivies sont la réduction sur uranium de l'eau pour δD et l'équilibration avec CO_2 de composition isotopique connue pour $\delta^{18}O$. La précision analytique moyenne est $\pm$0,5‰ pour δD et $\pm$0,05‰ pour $\delta^{18}O$. 1040 échantillons ont été mesurés.

3.2 Compositions isotopiques des précipitations

La seule station française du réseau GNIP est la station de Thonon-les-Bains située à 60 km du lac d'Annecy (figure 3.2). Des observations du δ mensuel des précipitations y sont disponibles depuis les années 1970. J'ai procédé au suivi mensuel des précipitations à la station d'Etercy proche du lac d'Annecy pendant plus d'une année afin de quantifier la variabilité de δ_P entre la station de Thonon et le lac d'Annecy. Cette station est située, d'une part, à proximité du lac d'Annecy (12 km vers l'ouest (figure 3.2), environ 100 m au-dessus du niveau du lac). La comparaison des observations mensuelles de la température de l'air et des précipitations avec la station météorologique de Meythet[2] confirment la similarité de leurs contextes météorologiques (figure 3.5). Par conséquent, les observations de δ_P de la station de Etercy seront représentatives

[2]Les observations à cette station du réseau Météo France, 3 km au nord du lac, seront utilisées pour le forçage du *MoHydIsoBV*.

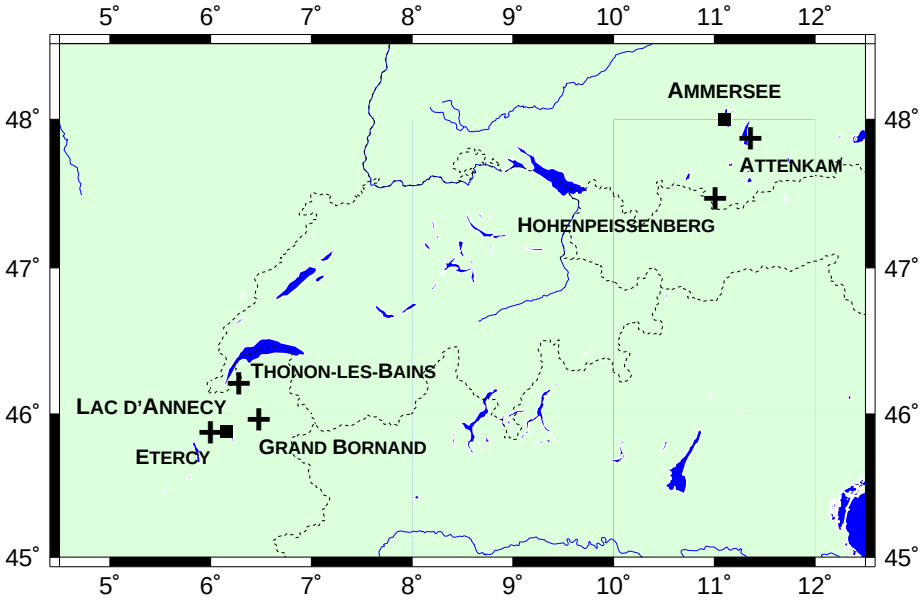


Figure 3.2: Localisation des stations (croix) de suivi isotopique des précipitations par rapport aux lacs (carrés pleins) : Lac d'Annecy (6,16°E, 45,88°N, 447m d'altitude), Etercy (6°E, 45,88°N, 512m d'altitude), Grand-Bornand (6,48°E, 45,97°N, 1260m d'altitude), Thonon-les-Bains (6,4°E, 46,3°N, 385m d'altitude), Ammersee (11,1°E, 48°N, 534m d'altitude), Hohenpeißenberg (11,01°E, 47,35°N, 977m d'altitude) et Attenkam (11,36°E, 47,88°N, 672m d'altitude).

de δ_P à Meythet donc à l'atltitude du lac d'Annecy. Par ailleurs, pour estimer le gradient isotopique altitudinal moyen annuel des précipitations, j'ai également procédé au suivi isotopique d'une station d'altitude : le Grand-Bornand (figure 3.2). Cette station est située à 25 km du lac vers l'est, environ 810 m au-dessus du niveau du lac.

Ces stations d'Etercy et du Grand-Bornand présentent l'avantage d'être gérées au quotidien par des particuliers : Monsieur Fournier (station du Grand-Bornand) et Monsieur Verdan (station d'Etercy). Les informations de la température de l'air et de la hauteur des précipitations sont donc également disponibles pour l'étude du δ_P.

3.2.1 Protocole et méthode

Les photos de la figure 3.3 et de la figure 3.4 illustrent les situations des stations, respectivement, d'Etercy et du Grand-Bornand ainsi que l'installation du système d'échantillonnage des précipitations liquides. Pour limiter l'évaporation des précipitations dans les bidons de prélèvement mensuel (10 l), ces derniers sont enterrés et leur étanchéité est assurée par 100 ml

de vaseline liquide. Les précipitations solides sont relevées chaque matin et stockées dans un bidon différent pour chaque mois.

Les pentes de la droite de régression linéaire des mesures ($\delta^{18}O$, δD) des échantillons (figure 3.6 et tableau 3.1) sont de l'ordre de 7,7 montrant ainsi la qualité de l'échantillonnage. En effet, les valeurs mesurées de cette pente sont proches de 8, valeur caractéristique des précipitations [Craig, 1961].



Figure 3.3: Photos du système d'échantillonnage des précipitations mensuelles à la station d'Etercy (512 m). (haut gauche) Vue d'ensemble de la station en direction du sud. (haut droit) Vue d'ensemble de la station en direction du nord. (bas gauche) Système de récolte des précipitations liquides (entonnoir, tuyau et bidon enterré à droite) et des précipitations solides (planche à gauche). (bas droit) Bidon de 10 litres avec couche de vaseline flottant sur précipitations.



Figure 3.4: Photos du système d'échantillonnage des précipitations mensuelles à la station du Grand-Bornand (1260 m). (haut gauche) Vue d'ensemble de la station en direction du nord. (haut droit) Vue d'ensemble de la station en direction du nord-ouest. (bas gauche) Système de récolte des précipitations liquides (entonnoir et tuyau). (bas droit) Bidon de 10 litres enterré.

3.2.2 Analyse des résultats du suivi

L'amplitude saisonnière du $\delta^{18}O_P$ observée aux stations d'Etercy et de Thonon-les-Bains (figure 3.7c) est à la fois relativement bien marquée et similaire d'une station à l'autre. L'amplitude moyenne est de 7,08‰ et son écart type est de 0,22‰. Par conséquent, je peux considérer que ce type d'évolution saisonnière se retrouve sur toute la région pour le forçage du *MoHydIsoBV*.

J'obtiens -0,29$\pm 0,13$‰/100m comme gradient altitudinal moyen à l'aide de mes deux stations de suivi (R^2=0,84 ; N=10 ; maximum: -0,10‰/100m ; minimum: -0,55‰/100m). Ce gradient entre Etercy et Grand-Bornand est au milieu de la gamme des valeurs observées en Europe (entre -0,16 et -0,4‰ par 100m [Siegenthaler et Oeschger, 1980 dans Novel et al., 1998]. En particulier, il est semblable à celui enregistré généralement dans la partie nord des Alpes françaises [Blavoux, 1978 dans Novel et al., 1998].

Etercy 11/2001-01/2003 :
$\delta^2H = 7,70\delta^{18}O + 6,46 \quad R^2 = 0,99$
Grand-Bornand 11/2001-02/2003 :
$\delta^2H = 7,67\delta^{18}O + 7,16 \quad R^2 = 0,99$

Tableau 3.1: Lignes des précipitations locales obtenues par régression linéaire des observations moyennes mensuelles des différentes stations.

Ce gradient altitudinal moyen est confirmé, entre Thonon et Etercy : -0,29‰/100m (R^2=0,86 ; N=12) cependant, ici, l'écart type des gradients mensuels est de 0,69‰/100m et certains mois, ce gradient peut être positif (maximum : 1,04‰/100m ; minimum : -1,29‰/100m).

Je peux donc utiliser les observations de la variabilité saisonnière moyenne des précipitations de la station de Thonon pour forcer le *MoHydIsoLac* dans le cas du lac d'Annecy.

3.3 Les rivières

Le lac d'Annecy est alimenté par un bassin versant 10 fois plus étendu que la surface du lac. Les apports liquides viennent d'une dizaine d'affluents situés sur tout le pourtour du lac, avec la plus forte concentration vers le sud, correspondant à la direction d'extension maximum du bassin où l'affluent principal, l'Eau Morte, représente plus de 40% des apports liquides [Benedetti-Crouzet, 1972].

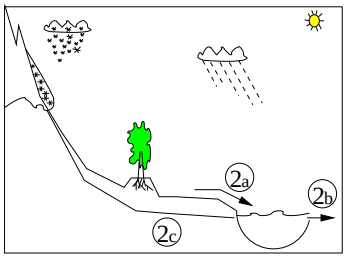


Figure 3.8: Suivi hydro-isotopique des rivières.

J'ai procédé au suivi hydro-isotopique bi-mensuel des 9 principaux affluents (Eau Morte, Avellard, Laudon, Champs Fleuris, Bornette, Ire, Angon, Entrevernes, Balmette ; point 2a sur la figure 3.8) du lac d'Annecy, dont l'Eau Morte, qui représentent 83% des apports [Benedetti-Crouzet, 1972]. J'ai également suivi l'exutoire du lac d'Annecy (point 2b sur la figure 3.8) et échantillonné à trois reprises la principale nappe du

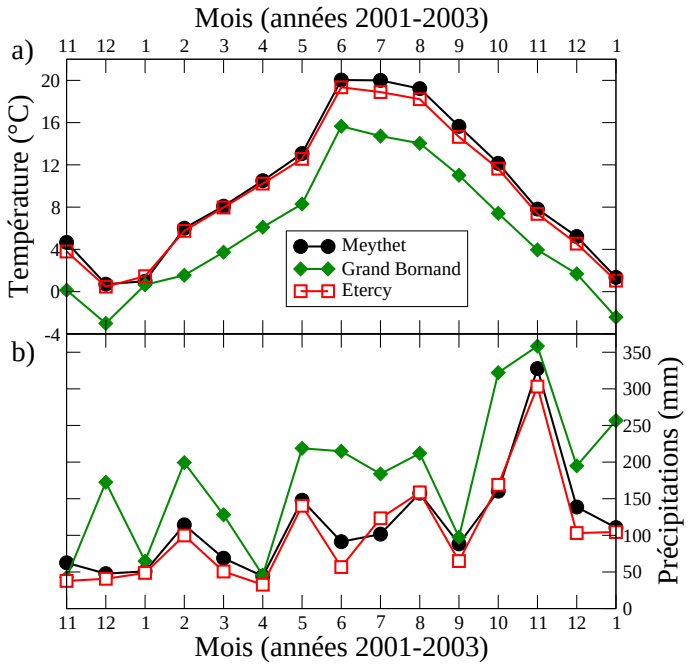


Figure 3.5: Température ($\pm 0,25°C$), et précipitations ($\pm 0,1mm$) mensuelles aux stations d'Etercy, de Meythet et du Grand-Bornand de fin 2001 à début 2003.

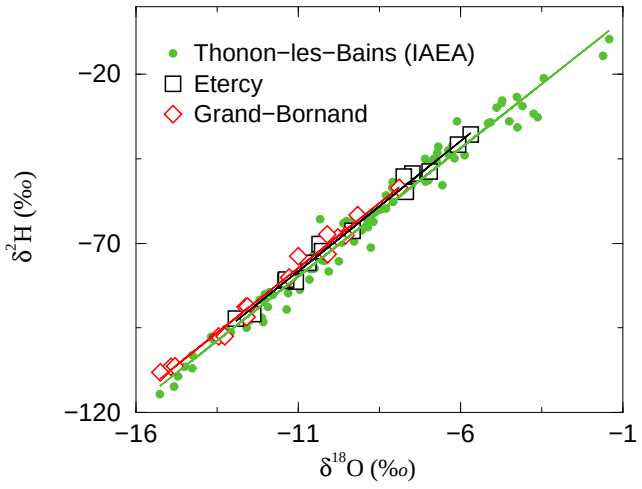


Figure 3.6: Observations ($\delta^{18}O$, δD) des précipitations régionales aux stations d'Etercy, du Grand-Bornand et de Thonon-les-Bains.

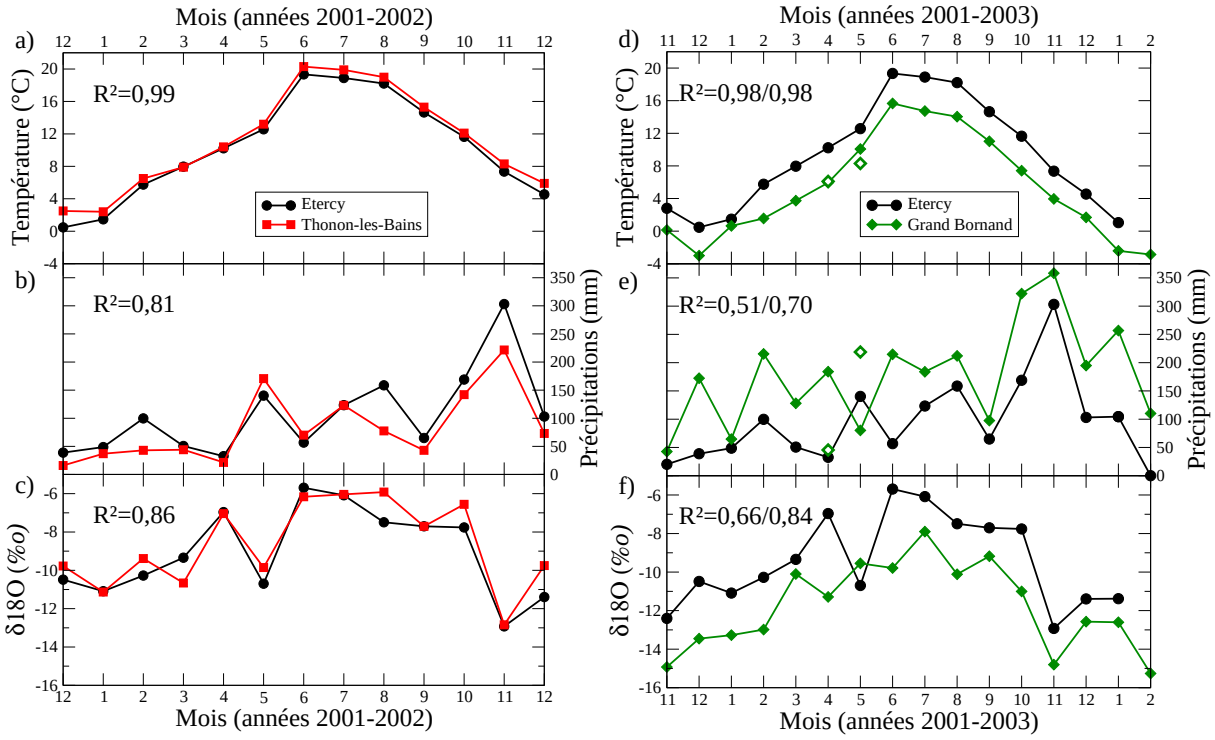


Figure 3.7: Température ($\pm 0,25°C$) (**a** et **d**), précipitations ($\pm 0,1mm$) (**b** et **e**) et $\delta^{18}O_P$ ($\pm 0,05‰$) (**c** et **f**) mensuelles aux stations d'Etercy, de Thonon-les-Bains et du Grand-Bornand de fin 2001 à début 2003. En **d** et **e**, les données des mois d'avril et de mai représentées par les losanges vides sont les moyennes mensuelles alors que les losanges pleins sont les moyennes du 1 Avril au 12 Mai et du 13 Mai au 30 Mai. Ces deux périodes correspondent aux périodes d'échantillonnage des précipitations à la station du Grand-Bornand (mesures isotopiques représentées par les losanges pleins en **f**). En **d**,**e** et **f**, les deux coefficients de déterminations correspondent aux corrélations avec/sans les observations des mois 4 et 5 de l'années 2002.

bassin versant (point 2c sur la figure 3.8) par le captage d'alimentation en eau potable (AEP) de la commune de Doussard (§ 3.3.1).

De plus, afin de quantifier précisément les variations inter-mensuelles, j'ai installé un échantillonneur automatique sur l'Eau Morte programmé pour un échantillonnage moyen journalier (moyenne de 4 prélèvements par jour) (§ 3.3.2).

En parallèle à l'échantillonnage bi-mensuel, j'ai suivi la température des 9 principaux affluents du lac pour une estimation de leur densité et, donc, de leur zone de mélange avec la colonne d'eau.

3.3.1 Suivi isotopique des 9 principaux affluents (point 2a sur figure 3.8)

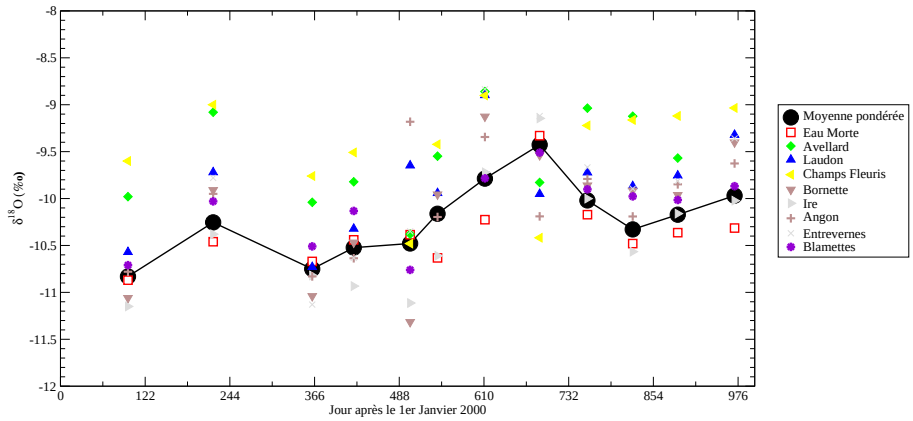


Figure 3.9: Observations du $\delta^{18}O$ des 9 principaux affluents du lac d'Annecy (écart type moyen: 0,6 ‰). La moyenne pondérée est calculée à partir des contributions des différents affluents tirées de Benedetti-Crouzet [1972].

La figure 3.9 présente les résultats du suivi hydro-isotopique des 9 principaux affluents du lac d'Annecy. Les résultats obtenus avant le jour 690 (novembre 2001) montrent que le δ de l'Eau Morte est représentatif du δ moyen des apports au lac depuis le bassin versant. Pour cette raison, j'ai ensuite procédé au suivi journalier de l'Eau Morte (§ 3.3.2), en parallèle au suivi-bimensuel, dans le but de prendre en compte les périodes de crues pour le calcul des moyennes mensuelles du δ des apports au lac. D'après la figure 3.9, la variabilité du signal isotopique simulé à l'échelle du bassin versant doit se rapprocher de la variabilité des observations de l'Eau Morte à 0,2‰ près lors de la calibration du *MoHydIsoBV* (§ 4.3).

3.3.2 Suivi isotopique de l'Eau Morte

Le système d'échantillonage automatique (Water Sampler 1680, ISCO) de l'Eau Morte est illustré par les photos de la figure 3.11. Le système consiste en une réserve de 28 flacons

(500 ml) disposés en cercle et couverts par un module programmable (figure 3.11). Ce dernier commande le pompage de l'eau de la rivière et la distribue entre les flacons à une cadence de 1 pompage toutes les 6 heures, 4 fois par jour et par flacon. Les analyses isotopiques des échantillons représenteront pour notre étude une valeur moyenne journalière de la composition isotopique de la rivière depuis la fin janvier 2002 (mise en place du système) jusqu'à la fin du mois de novembre, la série suivante ayant été retouvée totalement gelée dans l'appareil, n'a pas été exploitée. L'appareil a été placé chez un particulier (Monsieur Guenot) situé sur la rive droite de l'Eau Morte dans la commune de Doussard. Il est à l'abri des intempéries et est alimenté en électricité par une batterie. Cette dernière est branchée en parallèle à un chargeur de batterie relié au secteur afin de faire face aux coupures accidentelles du courant.

Les résultats des analyses isotopiques des échantillons journaliers de l'Eau Morte (δ_{EM}) sont présentés sur la figure 3.12b (cercles). La comparaison de ces derniers avec les variations journalières du débit de l'Eau Morte (figure 3.12a) montre des variations de δ_{EM} caractéristiques d'épisode de hautes eaux pendant lesquels l'eau des différents réservoirs du bassin versant (réservoir sol, réservoir profond mis en charge) se mélangent à l'eau de l'écoulement de base (*e.g.* épisode de crue avant le $124^{\text{ième}}$ jour). Par ailleurs, d'autres fluctuations de δ_{EM} sont observées en l'absence de montée des eaux (*e.g.* événement peu avant le jour 186). La comparaison de l'excès en deutérium des différents échantillons en fonction de leur nombre de jours de stockage dans l'échantillonneur à permi de mettre en évidence un phénomène de re-évaporation pendant le stockage (figure 3.10).

Afin de corriger le biais dû à cette re-évaporation, j'estime la composition de l'échantillon numéro 1 à partir de la teneur isotopique des deux derniers échantillons de la série précédente et/ou celle de l'échantillon prélevé manuellement le jour de la relève. Dans certains cas, le δ extrapolé à partir δ des deux derniers échantillons coïncide au δ de l'échantillon prélevé manuellement le jour de la relève (figure 3.12d). Dans les cas où il n'y a pas coïncidence, l'écart est inférieur à 0,1‰ et le δ de l'échantillon prélevé manuellement est utilisé. Les δ des autres échantillons de la série de 28 sont alors corrigés d'un facteur diminuant linéairement entre le premier et le $28^{\text{ième}}$ (ligne rouge sur la figure 3.12d). La ligne rouge de la figure 3.12b présente la série entièrement corrigée. La figure 3.12e présente les valeurs moyennes mensuelles observées avant (cerles) et après correction (ligne).

Les problèmes de re-évaporation subis par les échantillons, dans le type d'échantillonneur utilisé, peuvent donc être corrigés pour avoir une estimation de la variabilité saisonnière du δ de l'Eau Morte. Les observations montrent que la variabilité saisonnière initialement de 7‰ dans le δ des précipitations est amorti d'un facteur 14 à l'exutoire du bassin versant ($\sim 0,5$‰). Ceci est couramment observé en région de montagne [*e.g.* Novel *et al.*, 1998].

	Eau Morte		Ire		Laudon		Bornette		Meythet	
Dates	T ($°C$)	Q ($m.s^{-1}$)	T ($°C$)	Q ($m.s^{-1}$)	T ($°C$)	Q ($m.s^{-1}$)	T ($°C$)	Q ($m.s^{-1}$)	T_J ($°C$)	T_M ($°C$)
6/4/2000	8,2	3,32	6,8	0,956	7,6	0,541	7,6	0,887	7,6	7,16
14/11/2000	8,4	6,78	8,8	4,36	9,1	1,92	8,5	2,62	5,9	9,5
28/12/2000	7,5	2,04	6	0,5	6,1	0,261	6,6	0,594	2,8	5,15
27/2/2001	7,5	1,28	4	0,247	3	0,0868	6	0,182	1	5,2
16/5/2001	12,6	3,51	11,6	1,36	13	0,124	14,9	0,212	16,7	12,5
27/6/2001	13	1,9	16	0,4	19	0,121	18	0,2	22	17,3
3/9/2001	15	1,48	15	0,39	13	0,154	16	0,108	7,4	21,1
20/11/2001	5,5	0,955	3	0,315	3	0,169	5	0,0941	2,4	8
28/1/2002	6	3,31	5	1,82	5	0,846	6	1,39	8,6	0,98
3/4/2002	10	1,87	8,5	0,749	10	0,155	9	0,175	10,9	8,3
28/8/2002	13	1,01	15	0,231	16	0,159	15	0,12	18,5	19,2
R^2 (avec T_J)	0,49		0,06		0,81		0,68			
R^2 (avec T_M)	0,84		0,83		0,70		0,81			

Tableau 3.2: Corrélation entre température de l'eau ou débits (DIREN) des 4 principaux affluents du lac d'Annecy (Eau Morte, Ire, Laudon et Bornette, voir carte) et température de l'air journalière et mensuelle à la station de Meythet (Météo France).

Si nous voyons ici que ce type d'appareil n'est pas recommandable pour le suivi isotopique, la protection des échantillons par de la vaseline liquide dans les flacons pourrait tout de même permettre de réduire ces problèmes de re-évaporation.

3.3.3 Température des affluents

La comparaison des données de température des 4 principaux affluents avec les observations de la température de l'air à la station de Meythet (tableau 3.2 et figure 3.14) met en évidence une forte corrélation avec la moyenne des trente jours précédents la mesure. Sur la base d'un modèle saisonnier de la température des apports (T_R) en déphasage avec la saisonnalité de la température de l'air, j'utilise le modèle suivant :

$$T_R = \overline{T_R} + \frac{\Delta T_R}{2} sin\left(2\pi \frac{J - JJ_R}{366}\right)$$

où JJ_R est un paramètre de déphasage et $\overline{T_R}$ est la température moyenne des apports et ΔT_R est l'amplitude saisonnière. Les valeurs $\overline{T_R} = 10°C$, $\Delta T_R = 10,6°C$ et $JJ_R = 108$ sont retenues empiriquement de sorte que la moyenne, le maximum et le minimum des simulations correspondent aux observations. La figure 3.13 illustre les résultats de la meilleure calibration du modèle de T_R.

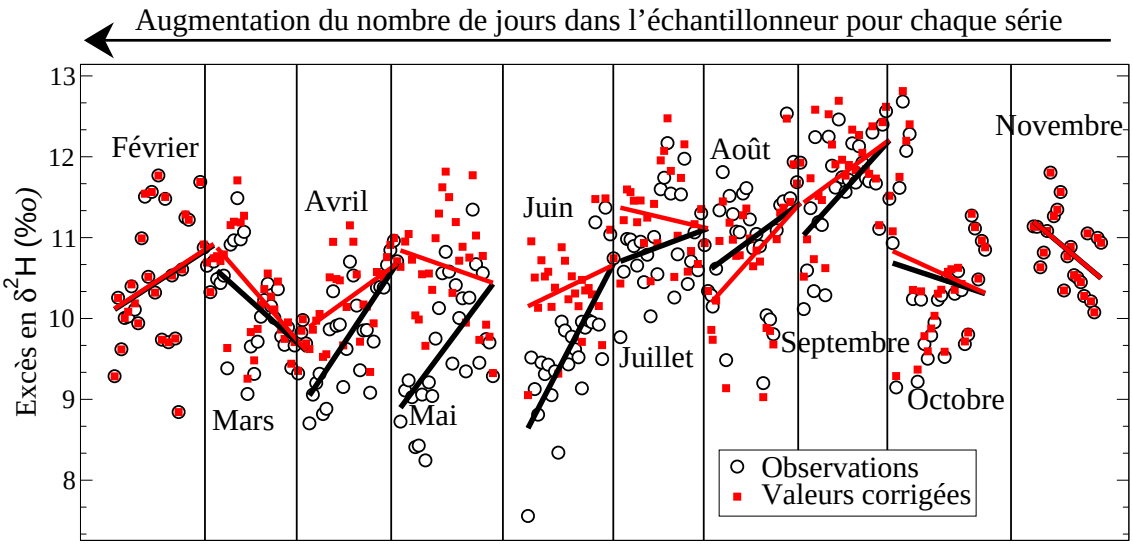


Figure 3.10: Excès en Deutérium pour des échantillons du préleveur automatique en fonction du nombre de jours de stockage dans l'échantillonneur.



Figure 3.11: Photos du système d'échantillonnage automatique de l'Eau Morte et de son installation. (haut gauche) Réserve des 28 flacons (gauche), chargeur de batterie, batterie et vue de dessous du système programmable (droite). (haut droit) Vue de dessus du système programmable (gauche) et de la réserve des 28 flacons (droite). (bas gauche) Vue d'ensemble du lieu de stockage de l'échantillonneur automatique. (bas droite) Vue du tuyau de prélèvement.

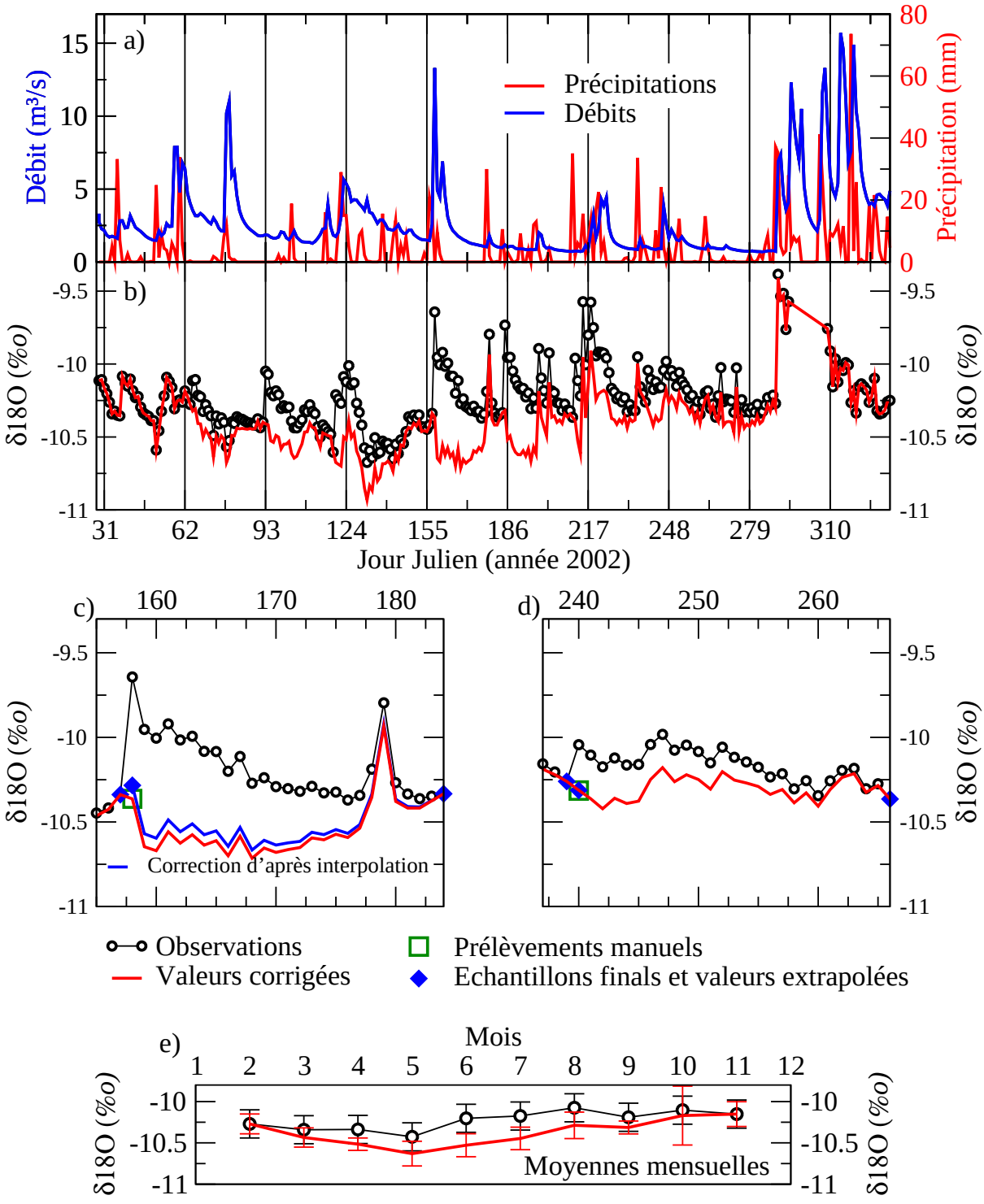


Figure 3.12: Observations et corrections du δ journalier de l'Eau Morte (voir texte).

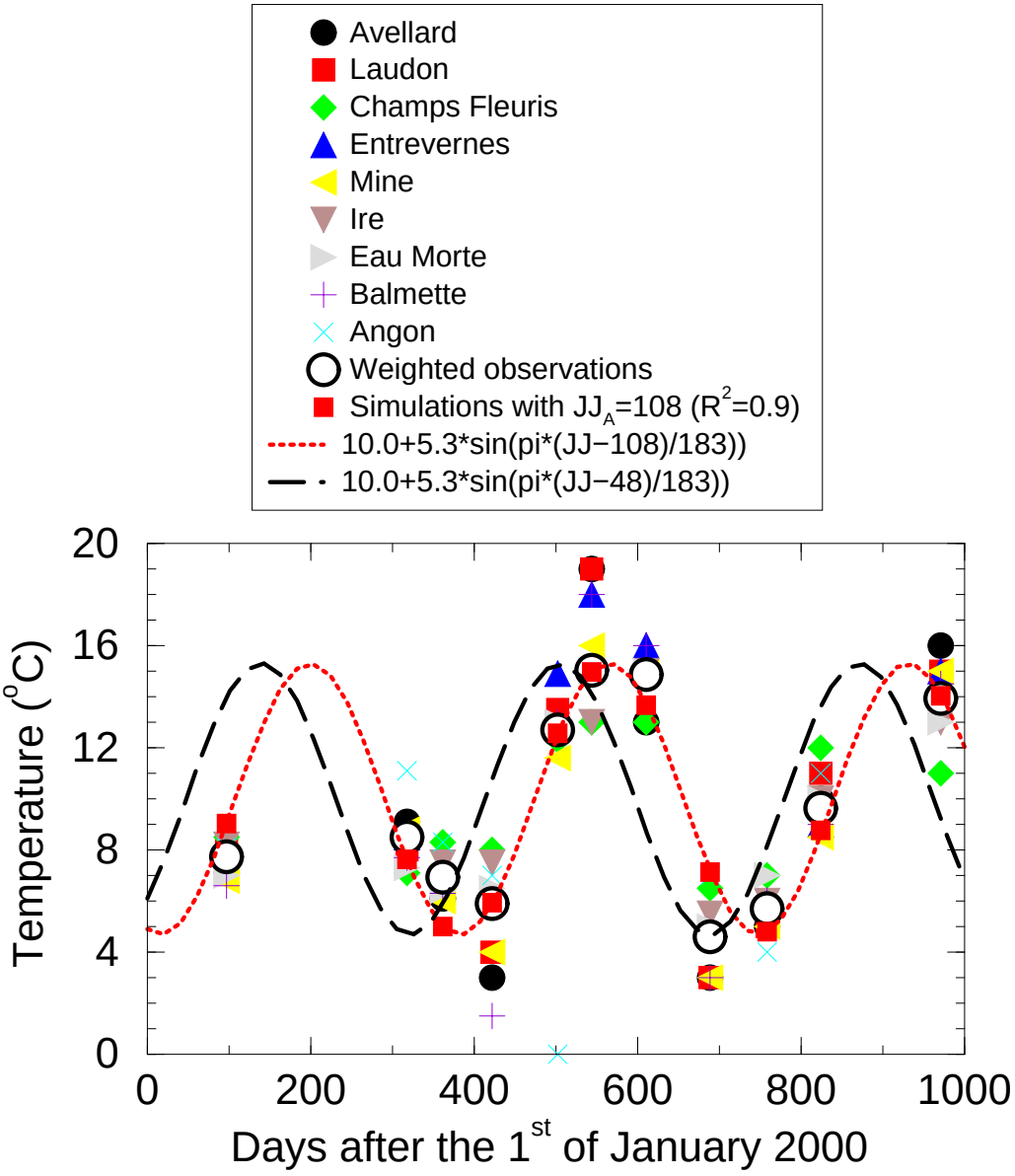


Figure 3.13: Observations et modélisation de la température des principales rivières du bassin versant du lac d'Annecy.

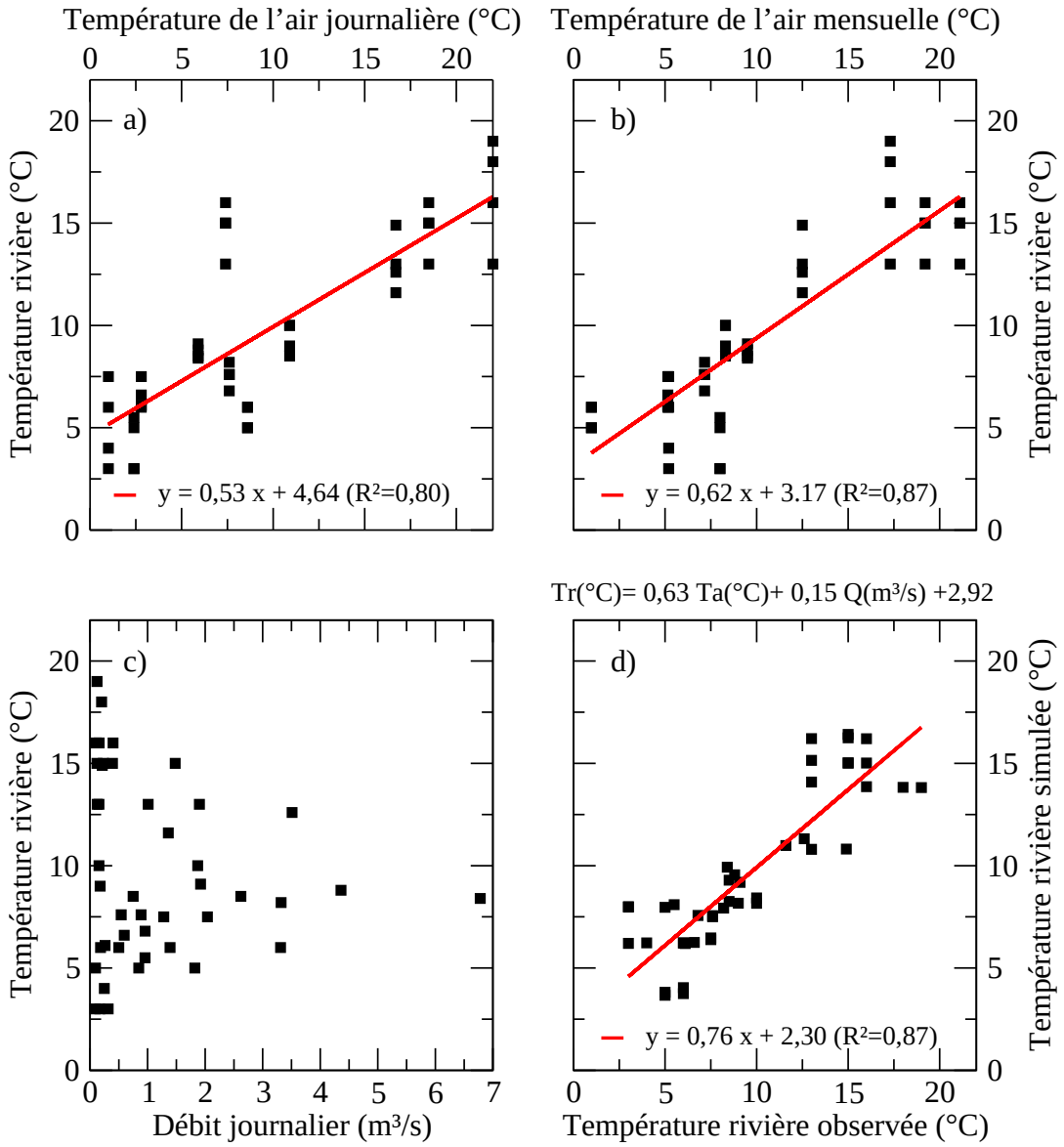


Figure 3.14: Observations de la température et des débits des rivières du bassin versant du lac d'Annecy et comparaison aux observations de la température de l'air à la station de Meythet.

3.4 Suivi isotopique de la colonne d'eau lacustre

Le suivi isotopique de la colonne d'eau (figure 3.15) du lac d'Annecy a été rendu possible grâce à la collaboration de J.-C. Hustache (INRA). Entre Décembre 2000 et Juin 2002, 21 séries d'échantillonnages ont été réalisées dans les deux bassins du lac : le Grand Lac et le Petit Lac.

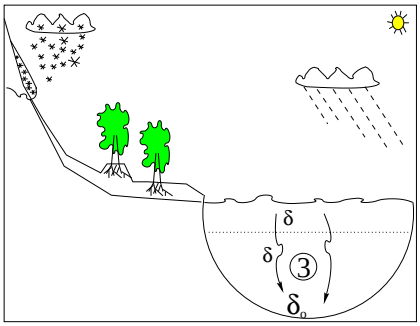


Figure 3.15: Suivi hydro-isotopique de la colonne d'eau.

Les résultats des analyses du $\delta^{18}O$ des échantillons instantanés montrent (figure 3.18) la variabilité spatiale de la teneur isotopique de la colonne d'eau au sein même du lac. L'incertitude sur les analyses est $\pm$0,05‰ alors que la moyenne des écarts en valeur absolue entre la Grand Lac et le Petit-Lac est de 0,2‰. Cet écart n'est donc pas négligeable. J'utiliserai la somme de ces incertitudes ($\sigma = 0,28$[3]) pour l'utilisation des profils isotopiques du Grand-Lac comme représentatifs du lac entier lors de la calibration du *MoIsoLac*. La comparaison des profils isotopiques (figure 3.18) et des profils thermiques (figure 3.19) montre en particulier la mise en place d'une stratification isotopique inverse ($\delta_E < \delta_H$) au début de la stratification thermique (profils d'Avril à Mai). La stratification isotopique ne survient ici qu'à partir du mois de Juin.

Les eaux de pluie sujettes à l'évaporation présentent un enrichissement dans les deux isotopes lourds (^{18}O et D). Il en résulte une divergence par rapport à la LPL le long d'une ligne d'évaporation locale (LEL) de pente inférieure à 8, souvent entre 4 et 6). Les échantillons du lac d'Annecy (point 3 sur figure 3.15) et de l'exutoire (point 2b sur figure 3.8) s'alignent sur une droite le LEL de pente de 5,70 (figure 3.16).

Les teneurs isotopiques des échantillons prélevés par le SILA[4] dans les années 90 et stockés en chambre froide dans des bouteilles en verre scellées et entourées d'une gaine de plomb sont dans la gamme de toutes les observations récentes (cercles sur figure 3.16). Ces échantillons ont été réalisés au mois de septembre de chaque année à une profondeur de 45 m dans le centre du Grand Lac [V. Guichard, comm. pers.]. Selon les structures thermique et isotopique du lac observées généralement à cette époque (voir profils du 18/09/2001 sur la figure 3.18 et la figure 3.19), ces échantillons ne peuvent pas être considérés comme représentatifs de l'état isotopique moyen de la colonne d'eau lors de l'homogénéisation précédente. Par contre, il pourrait être représentatif d'une valeur limite inférieure au δ moyen de la colonne d'eau lors

[3] $\sigma = \sqrt{0,2^2 + 0,05^2}$

[4] Le Syndicat Intercommunal du Lac d'Annecy créé en 1957 procède au suivi physico-chimique de la colonne d'eau dans le Grand-Lac et le Petit-Lac depuis le début des années 1990.

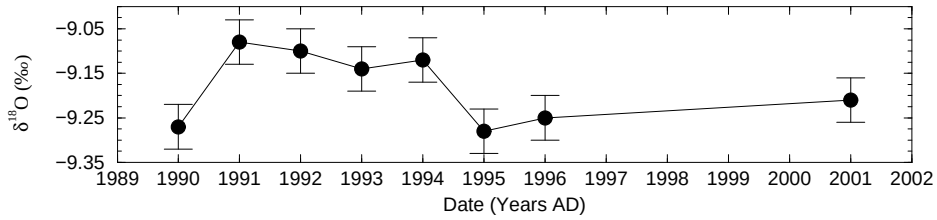


Figure 3.17: Observations historiques (SILA) et récente du lac d'Annecy à 40m en Septembre.

de l'homogénéisation précédente selon l'évolution observée entre les profils du mois de juin et du mois de septembre 2001 sur la figure 3.18. L'écart entre les δ des années 1990 et 1991 est du même ordre de grandeur que l'écart de δ à 45m avant et après l'homogénéisation. Par conséquent, ces observations ne permettent pas d'estimer les variations inter-annuelles du δ de l'eau du lac d'Annecy.

Dans le paragraphe précédent, j'ai montré l'amortissement observé du δ de l'eau entre les précipitations et l'exutoire du bassin versant. Ici, les résultats du suivi isotopique de la colonne d'eau montre une variabilité saisonnière du δ de l'eau profonde (lieu de vie des ostracodes benthiques) inférieure à 0,15‰. Ce qui amène à plus de 46 le facteur d'amortissement du δ_P entre les précipitations et le fond du lac.

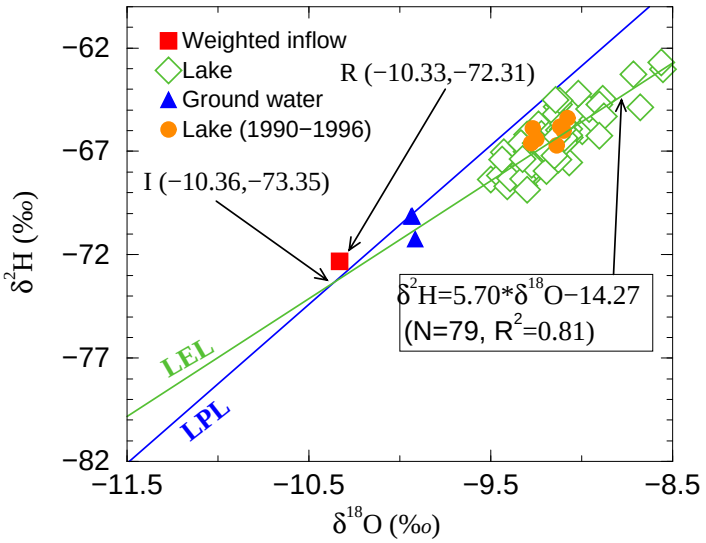


Figure 3.16: Observations ($\delta^{18}O$, δD) de l'eau du lac d'Annecy sur la période récente (losanges) et entre 1990 et 1996 (SILA, cercles pleins). Le carré est la moyenne pondérée du suivi bi-mensuel des 9 principaux affluents du lac d'Annecy. Les triangles pleins représentent les observations de la nappe (site AEP).

Simulations stationnaires

Comme introduit dans le paragraphe 3.1, du fait des temps de résidence des eaux supérieurs à quatre années dans le lac d'Annecy et dans Ammersee, la teneur isotopique observée de la colonne d'eau intègre la signature isotopique des apports durant au minimum les quatres dernières années. La figure 3.16 permet d'identifier $\delta^{18}O$ et δD pour la moyenne des apports (notée δ_I) au lac d'Annecy *via* l'intersection entre la droite de régression linéaire des observations des lacs (LEL) et la droite de régression des observations des affluents (LPL). L'écart entre δ_I et la moyenne des observations des principaux affluents ($\overline{\delta_R}$) témoigne du déséquilibre

entre les observations du δ de la colonne d'eau et les observations des apports (affluents et pré-cipitations) réalisées simultanément.

L'écart entre δ_I et la moyenne pondérée des précipitations directes sur le lac peut-être négligé car le rapport volumique entre les affluents et les précipitations est de l'ordre de 7. Par conséquent, l'utilisation des observations de δ de l'Eau Morte pour la validation du *MoIso-Lac* entraînera donc une surestimation de δ de l'eau du lac de l'ordre de 0,03‰ en oxygène-18 ($\overline{\delta_R}$-δ_I dans tableau 3.3). Cette surestimation est négligeable compte tenu de l'incertitude sur les analyses de $\pm$0,05‰. Par contre, dans le cas de Ammersee, l'utilisation des observations de δ de Ammer pour la validation du *MoIsoLac* entraînera une surestimation non-négligeable de δ de l'eau du lac de l'ordre de l'ordre de 0,9‰.

Ceci souligne l'importance de considérer les deux isotopes de la molécule d'eau lors de l'étude des processus de fractionnement isotopique dans les systèmes hydrologiques ainsi que d'effectuer un suivi hydro-isotopique des systèmes lacustres sur une période d'une durée supérieure au temps de renouvellement des eaux du lac en question.

	Lac d'Annecy		Ammersee	
	$\delta^{18}O$	δD	$\delta^{18}O$	δD
$\overline{\delta_R}$	-10,33	-72,31	-9,86	-73,21
δ_I	-10,36	-73,35	-10,73	-70,18

Tableau 3.3: Teneurs isotopiques moyennes pondérées des principaux contributeurs au lac ($\overline{\delta_R}$) et de la moyenne pondérée des apports (δ_I) résultant de l'intersection entre LEL et LPL (voir texte).

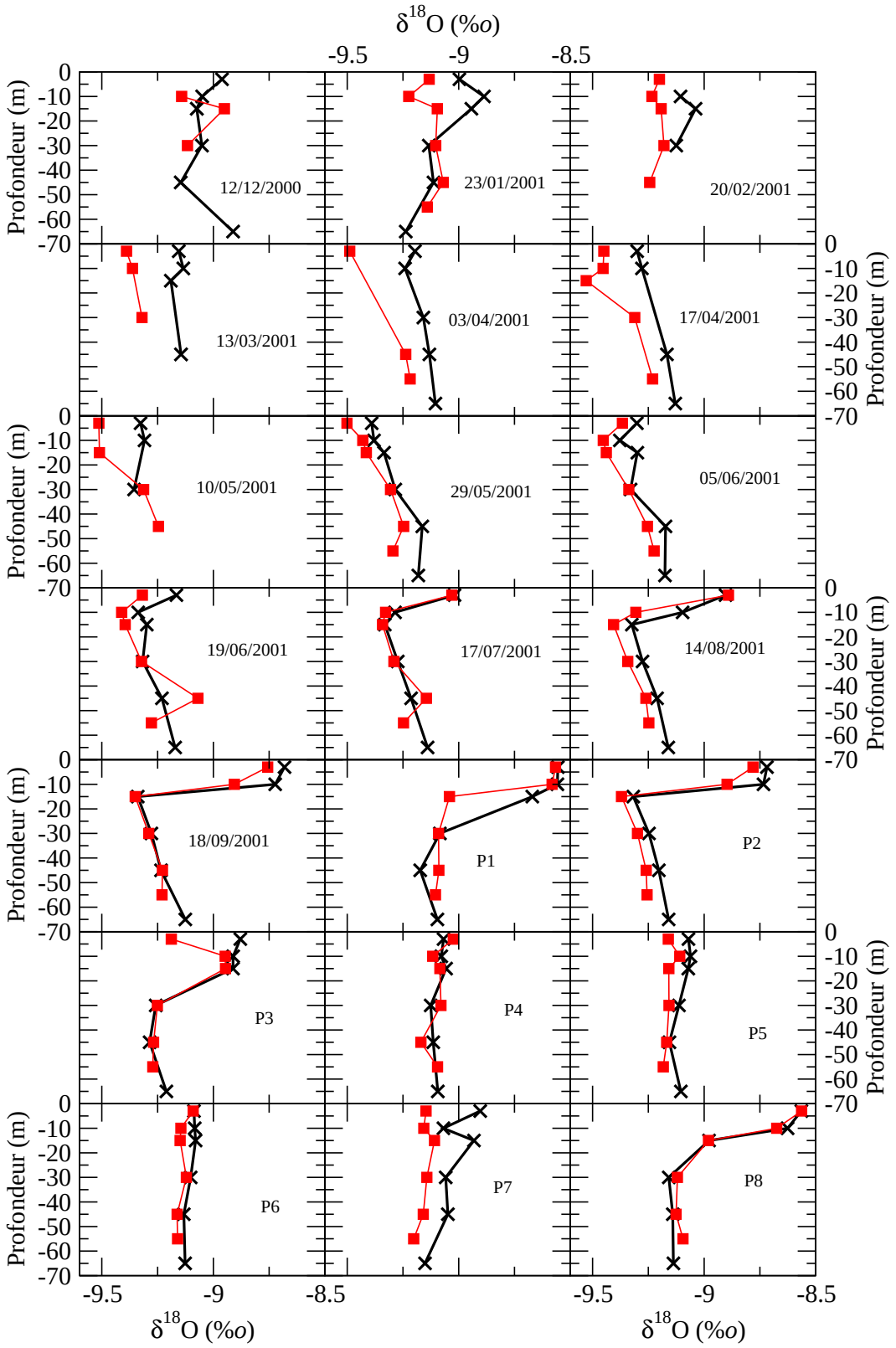


Figure 3.18: Profils isotopiques en oxygène-18 du Grand Lac (traits noirs) et du Petit Lac (carrés et lignes rouges) d'Annecy observés entre Décembre 2000 et Juin 2002. La précision des mesures est de 0,05‰. Les prélèvements P1 à P8 sont en cours d'identification.

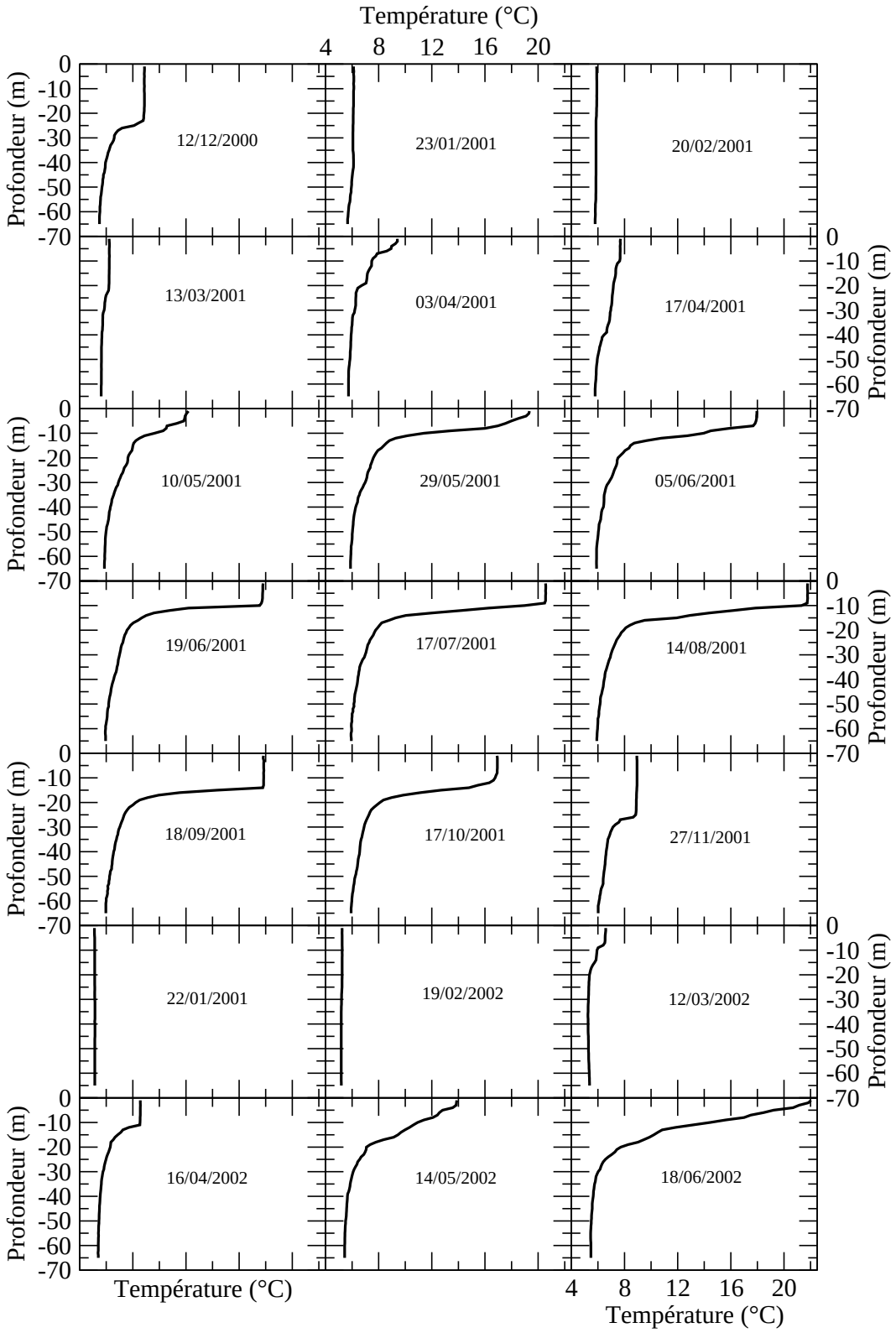


Figure 3.19: Profils thermiques du Grand Lac d'Annecy observés entre Décembre 2000 et Juin 2002.

3.5 $\delta^{18}O$ de la cellulose : effet hydrologique ?

Dans le but d'une confrontation multi-paramètres pour la reconstruction des variations du $\delta^{18}_{P}O$, j'ai réalisé une étude dendrologique afin de quantifier les effets hydrologiques dans l'enregistrement de $\delta^{18}_{P}O$ dans une seconde archive indirecte : la cellulose des cernes d'arbres. Lorsque la reconstruction de $\delta^{18}_{P}O$ à partir des tests d'ostracodes benthiques sera réalisée, cette seconde archive devrait apporter une information complémentaire. En effet, la cellulose présente la particularité de pouvoir être datée annuellement alors que du fait de l"'inertie isotopique" des lacs, les carbonates ont une résolution de l'ordre de 5 à 10 années (en fonction, entre autre, de la résolution de l'enregistrement sédimentaire).

Le $\delta^{18}O$ de la cellulose ($\delta^{18}O_C$) dépend (figure 3.20) (i) du $\delta^{18}O$ de l'eau du sol utilisée par la plante ($\delta^{18}O_S$), (ii) des processus d'évaporation au niveau des stomates, eux-mêmes fonctions des conditions météorologiques au-dessus des feuilles (déficit de pression de vapeur en particulier), (iii) d'effets biologiques propres à chaque essence lors des processus de photosynthèse. Le $\delta^{18}O_S$ utilisé par la plante est fortement influencé par (i) la composition isotopique des eaux dans la zone racinaire (nappe, infiltration des précipitations), (ii) les propriétés pédo-hydrologiques du sol, (iii) l'évaporation directe, (iv) le développement racinaire, (v) la concurrence du couvert végétal sur l'utilisation des réserves, (vi) les activités anthropiques (exploitation). Si l'influence de l'hydrologie est la plupart du temps énoncée dans les études dendrologiques [*e.g.* Anderson *et al.*, 1998 ; Saurer *et al.*, 2000 ; Anderson *et al.*, 2002], aucun détail du fonctionnement hydro-pédologique des sites étudiés n'apparaît généralement.

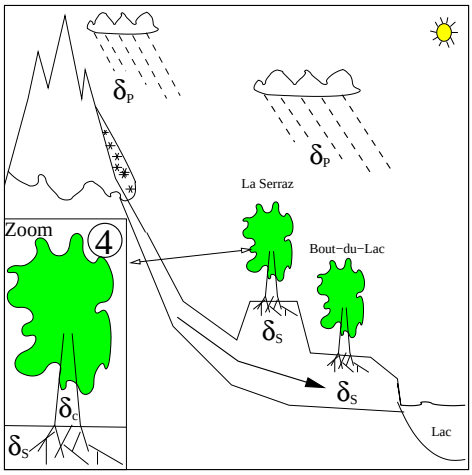


Figure 3.20: Schématisation de la situation hydrologique des sites de La Serraz et du Bout-du-Lac.

Pour estimer l'effet de l'hydrologie sur l'enregistrement isotopique des précipitations, j'ai sélectionné deux sites forestiers dans le contexte climatique du lac d'Annecy présentant, *a priori*, deux contextes hydrologiques différents. Les études pédologiques réalisées par M.-A. Courty et N. Fedoroff [comm. pers.] ont confirmé le caractère très contrasté des deux sites. Le site de La Serraz se situe sur une rupture de pente au niveau d'une crête à 85 m au-dessus du niveau du lac alors que le site du Bout-du-Lac est sur la plaine d'inondation de l'Ire à 15 m au-dessus du niveau du lac (figure 3.20).

L'essence étudiée, commune aux deux sites, est le chêne pédonculé (*Qercus Robur*). 15 arbres ont été échantillonnés par site avec 3 carottes par arbre (une au sud et deux à 120 degrés

vers l'est et vers l'ouest). La datation et la découpe des carottes ont été réalisées par V. Lemaire pour le Bout-du-Lac et A. Ghettas. pour la Serraz sous la tutelle de M.-T. Guillemin. L'analyse du $\delta^{18}O$ de la cellulose (δ_C) a été réalisée au sein du LSCE par M. Stievenard et M.-T. Guillemin.

Les résultats sont montrés sur la figure 3.21 entre les années 1971 et 2001. Malgré le contraste des systèmes hydrologiques, le coefficient de détermination entre les deux séries est R^2=0,61. Etant donné que la reproductibilité analytique moyenne sur duplicatas est de 0,34‰, l'écart systématique entre les deux séries (0,6‰) est significatif (courbe **e** sur figure 3.21). Ceci est en accord avec les travaux de Masson-Delmotte *et al.* [article soumis] où l'écart systématique observé entre deux "peuplements" (arbres vivants et poutres) est de 0,5‰. Le δ_C du site de La Serraz est supérieur au δ_C du site du Bout-du-Lac alors que ce dernier est plus bas en altitude de 70 m.

Ces résultats montrent que, durant ces 31 dernières années, les deux sites n'ont pas subi de période de sécheresse suffisament marquée pour différencier significativement les enregistrements par des effets hydrologiques. Par conséquent, dans la région, le δ_C des chênes pédonculés enregistre un signal isotopique commun insensible aux conditions hydrologiques.

Les coefficients de corrélation issus de la comparaison des observations météorologiques mensuelles à la station de Meythet avec, d'une part, les variations des épaisseurs des cernes et, d'autre part, les variations de δ_C sont du même ordre de grandeur que les valeurs de la littérature [Anderson *et al.*,1998]. Ces résultats sont encourageants pour poursuivre ce genre d'étude dans la région du lac d'Annecy car seulement 31 années ne permettent pas de contraindre une période de croissance unique selon les paramètres météorologiques comparés à la taille des cernes et à δ_C.

Les seules données isotopiques des précipitations disponibles sur la période 1971-2001 sont celles de Thonon-les-Bains. Malgré les problèmes de biais dus à la présence du lac Léman dans les données de δ_P de cette station, ces données sont le seul moyen de vérifier l'enregistrement d'un signal isotopique des précipitations dans la cellulose. La comparaison de combinaisons de 1 à 12 mois successifs (par année hydrologique) de δ_P avec les observations de δ_C révèle une meilleure corrélation entre δ_C du site de La Serraz et δ_P moyen pondéré des mois de Juin et Juillet (R=0,59 ; courbe **a** de la figure 3.21) et entre δ_C du site du Bout-du-Lac et δ_P moyen pondéré du mois de Juin (R=0,57 ; courbe **d** de la figure 3.21).

3.6 Conclusions

Le suivi hydro-isotopique du lac d'Annecy, des affluents sur le bassin versant et des précipitations a réuni plus de 1040 échantillons analysés à la fois en $\delta^{18}O$ et en δD. Ce travail a permis de mettre en évidence le transfert du signal isotopique des précipitations vers le fond des lacs,

lieu de vie des ostracodes benthiques. Les résultats des analyses isotopiques, dont la figure 3.22 présente une synthèse, sont utilisés dans le chapitre suivant pour la calibration du *MoHydIsoBV* et du *MoIsoLac*. Le δ_P des stations de Thonon (série 1) et de Hohenpeißenberg (série 6) sera utilisé pour contraindre du *MoHydIsoBV*. Les débits pour la calibration du *MoHydIsoBV* et pour le forçage du *MoIsoLac* sont les moyennes mensuelles des observations des 4 principaux affluents du lac d'Annecy (série 2) et de Ammer (série 7) ; les barres d'erreur verticale représentent un écart type et les barres d'erreur horizontale représentent 15 jours. Le δ des apports par les rivières (δ_R) pour la calibration du *MoHydIsoBV* et pour le forçage du *MoIsoLac* est le δ de l'Eau Morte (série 3) et de Ammer (série 8) ; les barres d'erreur verticale représentent la variabilité intra-mensuelle et la variabilité entre les différents affluents et les barres d'erreur horizontale représentent 15 jours. Les séries 4 et 9 représentent les observations de la température du lac en surface et au fond (voir figure 2.16 et § 2.5 dans le chapitre précédent). Le δ de l'eau du lac d'Annecy en surface et au fond (série 5) pour la calibration du *MoIsoLac* représentent les observations de l'années 2001 ; les barres d'erreur verticale représentent 0,28‰ et les barres d'erreur horizontale représentent 15 jours. Le δ de l'eau de Ammersee en surface et au fond (série 10) pour la calibration du *MoIsoLac* représentent les moyennes mensuelles des observations des années 1993 à 1994 ; les barres d'erreur verticale représentent 0,28‰ et les barres d'erreur horizontale représentent 15 jours.

La saisonnalité du $\delta^{18}O_P$ des précipitations est de $\sim$7‰, celle de l'eau à l'exutoire est de $\sim$1‰ et celle de l'eau du lac au fond est de $\sim$0,15‰. Par conséquent, entre les précipitations et le fond du lac, lieu de vie des ostracodes benthiques, l'amortissement de la saisonnalité de $\delta^{18}O$ de l'eau à modéliser est de l'ordre de 46. Dans le cas de Ammersee, l'utilisation des observations de δ de Ammer pour la calibration du *MoIsoLac* entraînera une surestimation de δ de l'eau du lac de l'ordre de 0,9‰. Par contre, l'utilisation des observations de $\delta^{18}O$ de l'Eau Morte pour la calibration du *MoIsoLac* n'entraînera pas de surestimation de $\delta^{18}O$ de l'eau du lac

Dans le chapitre suivant, seules les simulations des isotopes de l'oxygène seront présentées.

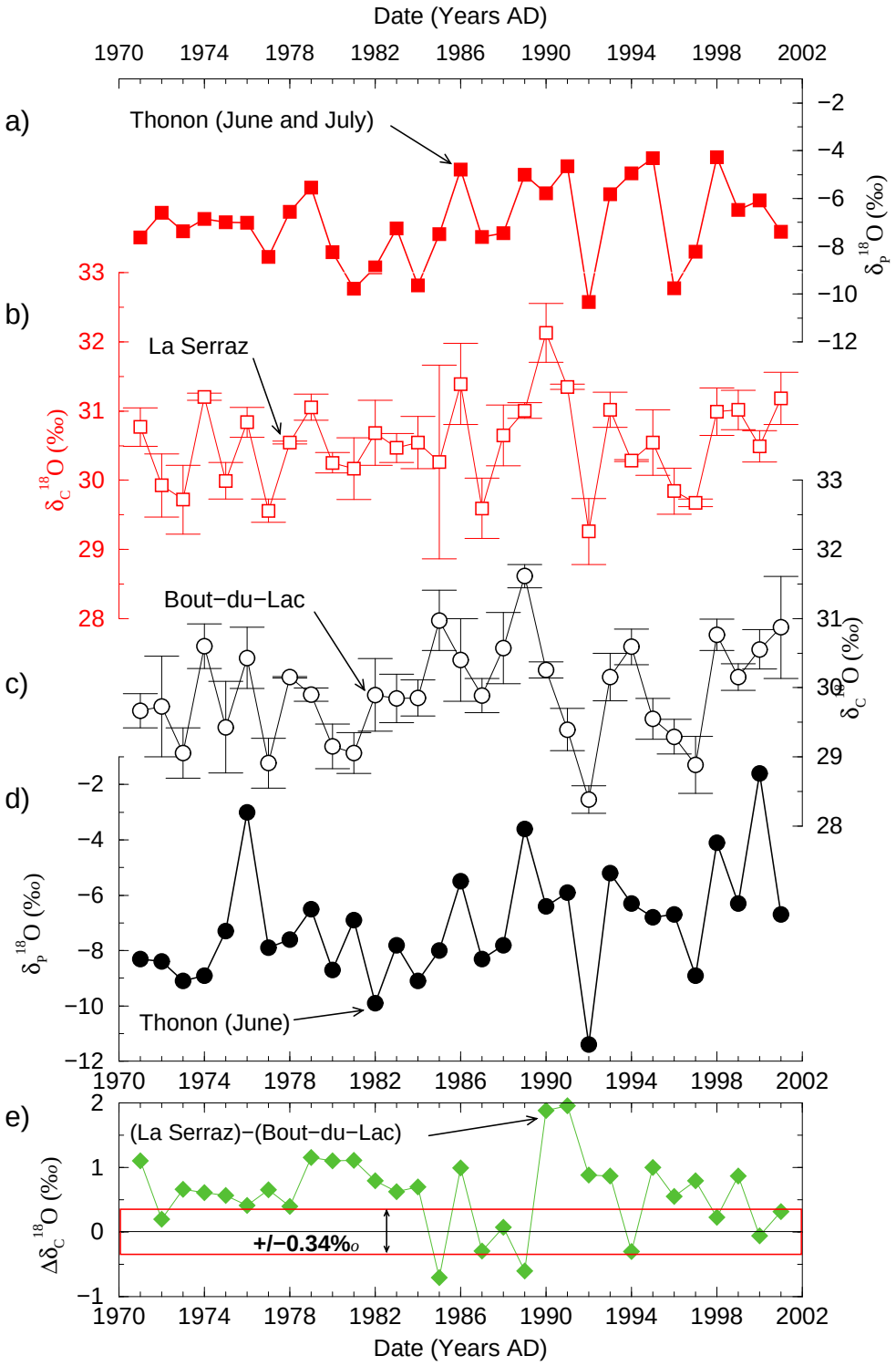


Figure 3.21: a) Observations du $\delta^{18}O$ moyen pondéré des précipitations des mois de juin et juillet à la station de Thonon (IAEA). b) Observations annuelles du $\delta^{18}O$ de la cellulose au site de La Serraz (moyenne 30.5‰) et, c) au site du Bout-du-Lac (moyenne 29.9‰). Le coefficient de détermination entre ces deux séries isotopiques est de 0,61 et la reproductibilité analytique moyenne sur duplicatas est de 0.34‰. d) Observations du $\delta^{18}O$ moyen pondéré des précipitations du mois de juin à la station de Thonon (IAEA). e) Différence entre $\delta^{18}_{C}O$ au site de La Serraz et $\delta^{18}_{C}O$ au site du Bout-du-Lac.

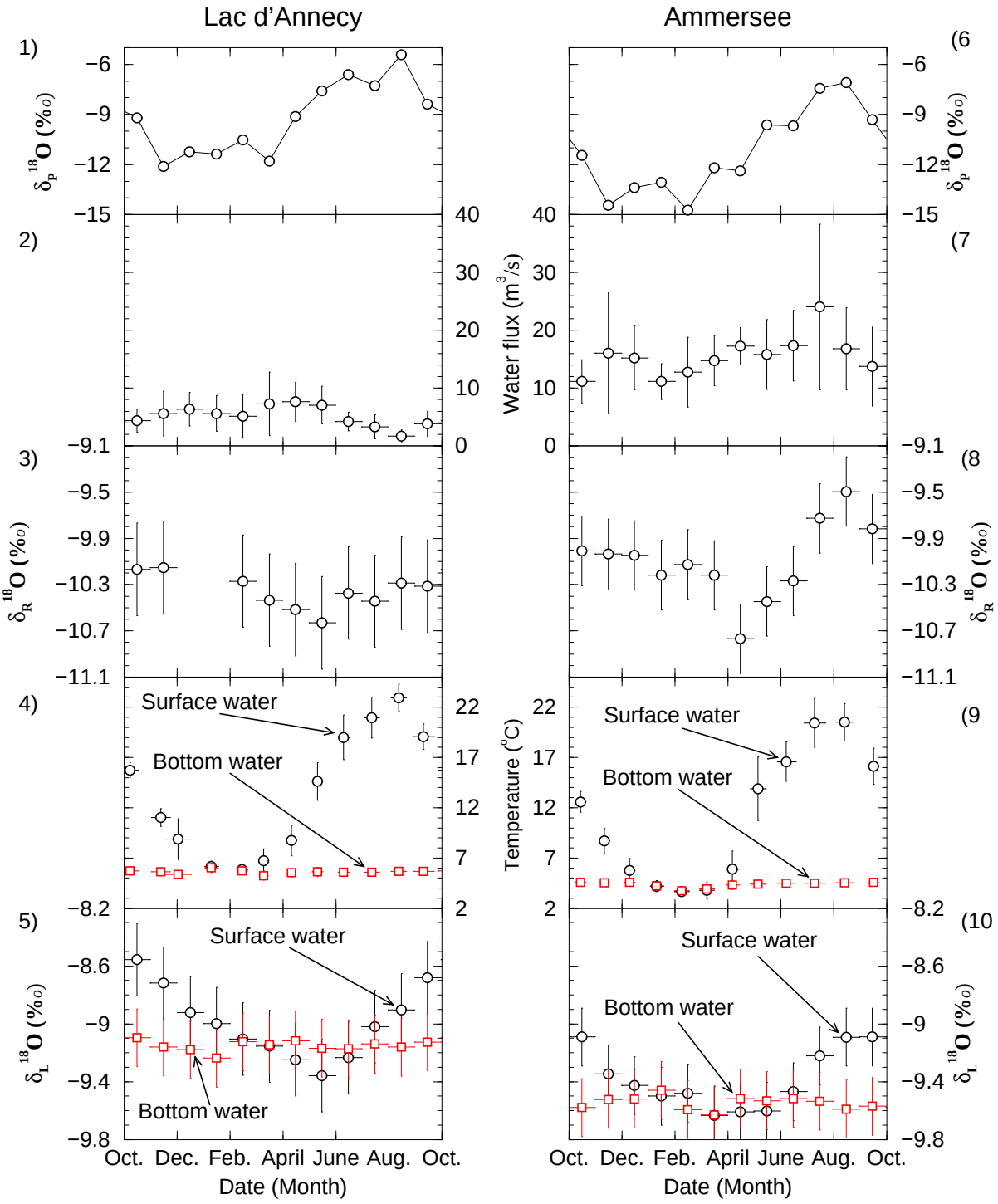


Figure 3.22: Observations moyennes mensuelles utilisées pour la calibration du *MoHydIsoLac* (voir détails dans le texte).

Chapitre 4

Modèle hydrologique et isotopique des systèmes lacustres (*MoHydIsoLac*)

4.1 Introduction

Dans le cas de lacs où les apports par ruissellement depuis le bassin versant sont supérieurs aux apports par les précipitations directes à la surface, la composition isotopique des eaux des apports par les rivières (notée δ_R) influence la composition isotopique du lac (notée δ_L). Par ailleurs, la synchronisation de ces apports liquides depuis le bassin versant par rapport à l'état thermique de la colonne d'eau lacustre (voir chapitre 2, § 2.2.3) intervient dans le bilan isotopique des lacs lorsque ces derniers sont stratifiés thermiquement et lorsqu'il existe une saisonnalité dans les débits des affluents et/ou dans leur teneur isotopique δ_R.

Pour comprendre l'impact des changements hydrologiques survenant dans le bassin versant sur le bilan isotopique des lacs, j'ai donc cherché à développer un modèle hydro-isotopique de bassin versant (désigné par *MoHydIsoBV*) permettant de simuler la saisonnalité des débits de l'exutoire et de sa signature isotopique. Le *MoHydIsoBV* servira ensuite pour contraindre les apports hydro-isotopiques d'un modèle isotopique de lac (désigné par *MoIsoLac*).

Dans ce chapitre, je présente séparément la modélisation hydro-isotopique du lac (§ 4.2) et la modélisation hydro-isotopique du bassin versant (§ 4.3). La détermination de la proportion des apports liquides depuis le bassin versant nécessaire pour boucler le bilan isotopique du lac avec le *MoIsoLac* me permet ensuite de contraindre la quantité des précipitations comme signal d'entrée pour la calibration du *MoHydIsoBV*.

Le travail présenté ici cherche à montrer le potentiel de ce type de modèle pour l'amélioration des reconstructions paléoclimatiques basées, en particulier, sur les tests carbonatés d'ostracodes benthiques. Le terme de calibration utilisé dans la suite du document suit la méthode décrite dans l'article sur le *MoTempLac* (chapitre 2) mais la validation au sens propre du terme [*e.g.* Reckhow et Chapra, 1983] n'est pas présentée. Le travail nécessaire à la validation du *MoHydIsoBV* est discuté dans les perspectives (chapitre 5).

Toujours dans le cas particulier de l'utilisation des tests carbonatés d'ostracodes benthiques, je présenterai l'utilisation du *MoIsoLac*, forcé par le *MoHydIsoBV* pour l'étude de l'impact du fonctionnement des systèmes lacustres sur les reconstructions paléoclimatiques. Je présenterai, en particulier, deux exemples d'application du *MoHydIsoLac* pour l'étude de l'impact de la déforestation et de la saisonnalité des précipitations sur ces reconstructions paléoclimatiques (§ 4.4).

Les simulations hydro-isotopiques présentées ici, ne concernent que les isotopes de l'oxygène. Le *MoHydIsoLac* comprend également les isotopes de l'hydrogène mais les résultats ne sont pas discutés ici car ils n'ont pas encore été interprétés.

Comme j'ai défini la température de précipitation des tests d'ostracodes benthiques dans le paragraphe 2.1 (chapitre 2), la composition isotopique (δ) moyenne de l'eau du fond des lacs pendant les deux mois qui suivent le retournement du lac sera appelée "δ des ostracodes" et notée "δ_O" dans la suite de ce document. Rappelons que δ_O est la composition isotopique moyenne de l'eau pendant la période de calcification des 5 derniers stades du groupe particulier des *candona* et non pas des ostracodes benthiques de lac profond en général.

4.2 Modèle isotopique de lac (*MoIsoLac*)

Des modèles numériques de l'évolution de δ ont été utilisés pour simuler la variabilité observée du δ de l'eau de lacs peu profonds pouvant être considérés comme homogènes thermiquement et isotopiquement [*e.g.* Gibson *et al.*, 1993]. Pour des lacs stratifiés, Hostetler et Benson [1994] ont adapté un modèle de diffusion des isotopes le long de la colonne d'eau à un modèle thermodynamique (comme présenté dans le chapitre 2). La considération d'un modèle thermodynamique permet en particulier une estimation de la température de l'eau évaporée pour le calcul du coefficient de fractionnement isotopique et la prise en compte des effets saisonniers de la stratification thermique et isotopique. Benson et Paillet [2002] proposent une application de ce type de modèle pour simuler les variations du $\delta^{18}O$ observées dans des dépôts d'aragonite ($\delta^{18}O_{CaCO_3}$), témoins de variations des volumes lacustres. Le modèle leur permet de simuler le $\delta^{18}O_{CaCO_3}$ selon différents scénario de changements hydrologiques pour une comparaison directe avec les enregistrements. Dans cette étude, la structure thermique du lac est représentée en une couche superficielle et une couche profonde homogènes. Ils ne considèrent que les variations saisonnières de l'épaisseur de la couche superficielle et ne s'intéressent pas au δ de la couche profonde.

A la différence de ces travaux et cherchant à reproduire finement la variabilité inter-mensuelle du δ de l'eau profonde, j'ai attaché un intérêt particulier à l'interaction entre les apports latéraux et la colonne d'eau. Suivant les travaux de Hostetler et Benson [1994], j'ai donc redéveloppé un modèle isotopique de lac comprenant :

(i) l'estimation journalière de la composition isotopique de la couche superficielle du lac pour le bilan isotopique et le mélange avec les précipitations ;

(ii) la prise en compte du mélange des apports latéraux avec la couche du lac d'égale densité par le biais d'un modèle empirique de température des apports ;

(iii) la diffusion des isotopes depuis la surface vers le fond du réservoir d'eau.

Les principaux détails du *MoIsoLac* tirés de Hostetler et Benson [1994] sont décrits dans le paragraphe qui suit. Ensuite, je montrerai les résultats de calibration du *MoIsoLac* pour le lac d'Annecy et pour Ammersee (§ 4.2.2).

4.2.1 Principe

Le bilan hydrologique et isotopique d'un lac est décrit par les deux équations standards [Gonfiantini, 1965 dans Hostetler et Benson, 1994] :

$$\frac{\partial V_L}{\partial t} = \mathbb{S}.(P-E) + I - O + G_I - G_O \tag{4.1}$$

$$\delta_L \frac{\partial V_L}{\partial t} + V_L \frac{\partial \delta_L}{\partial t} = \mathbb{S}.(P\delta_P - E\delta_V) + I\delta_I - O\delta_O + G_I\delta_{G_I} - G_O\delta_{G_O} \tag{4.2}$$

où δ représente soit $\delta^{18}O$ soit δ^D. $\mathbb{S}$ est la surface du lac. P et E sont les hauteurs d'eau précipitée et d'eau évaporée à la surface du lac. I, O et G_I et G_o sont les flux d'eau ($m^3.s^{-1}$) respectivement apportée au lac depuis le bassin versant via les rivières, évacuée du lac à l'exutoire et apportée et évacuée par les nappes phréatiques.

Dans mon étude, je peux négliger les échanges avec les nappes [von Grafenstein, comm. pers.]. De plus, pour des lacs où les écoulements à l'exutoire sont contrôlés, la variation du volume est négligeable donc : $\frac{\partial V_L}{\partial t} = 0$.

Estimation de la composition isotopique de l'eau évaporée

La composition isotopique de la vapeur évaporée est déterminée par l'équation dérivée de Craig et Gordon [1965, dans Benson et Paillet] sous forme de rapport isotopique :

$$\boldsymbol{R}_V = \frac{\frac{\boldsymbol{R}_L}{\alpha^\star} - Hr f_A \boldsymbol{R}_A}{\frac{1-Hr}{\alpha_K} + Hr(1-f_A)} \tag{4.3}$$

où les rapports isotopiques $\boldsymbol{R}$ (soit $\frac{^{18}O}{^{16}O}$, soit $\frac{^{2}H}{^{1}H}$) peuvent être convertis en δ selon $\delta = (\boldsymbol{R} - 1) \times 1000$. α_K et $\alpha^\star$ sont les facteurs de fractionnement isotopique, respectivement, cinétique et à l'équilibre. f_A représente la fraction de la masse d'air évaporante en surface du lac qui provient du bassin versant et non de l'évaporation de l'eau du lac lui-même [voir Benson et

White, 1994]. Hr est l'humidité relative de cette fraction de masse d'air évaporante et $\boldsymbol{R}_A$ est sa teneur isotopique. N'ayant pas à disposition d'observations de la teneur isotopique de la masse d'air évaporant, une estimation consiste à la considérer en équilibre avec la teneur isotopique des précipitations [Gibson *et al.*, 1993].

Les facteurs de fractionnement isotopique à l'équilibre dépendent de la température (T_L, exprimée en Kelvin) de l'eau en surface [Majoube, 1971 dans Hostetler and Benson, 1994] :

$$\alpha^{\star 18} = exp(1137 \times T_L^{-2} - 0,4156 \times T_L^{-1} - 0,00207) \quad (4.4)$$

$$\alpha^{\star 2} = exp(24,844 \times T_L^{-2} - 76,248 \times T_L^{-1} - 0,05261) \quad (4.5)$$

et les rapports des diffusivités isotopiques (α_k) dans la couche limite sont 0,994 pour $\delta^{18}O$ et 0,995 pour δD [Merlivat et Jouzel, 1975 pour des vitesses du vent inférieures à 6,8 m.s^{-1}].

Diffusion des isotopes

L'équation générale du transport par diffusion des isotopes dans la colonne d'eau est :

$$\mathbb{S}(z)\frac{\partial \delta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[\mathbb{S}(z)(\mathfrak{D}_m + \mathfrak{D}(z,t))\frac{\partial \delta}{\partial z}\right] \quad (4.6)$$

où δ est soit $\delta^{18}O$ soit δD, $\mathfrak{D}_m$ est le coefficient de diffusion moléculaire différent pour les deux isotopes, $\mathfrak{D}(z,t)$ est le coefficient de diffusion turbulente identique pour les deux isotopes (voir chapitre 2), $\mathbb{S}(z)$ est la surface du lac en fonction de la profondeur, t est le temps et z est la dimension verticale.

La résolution numérique de cette équation de diffusion suit la méthode décrite en annexe dans le cas de la diffusion de la chaleur (annexe B).

Algorithme du *MoIsoLac*

Comme pour le *MoTempLac*, la colonne d'eau est représentée par un empilement de couches homogènes en δ.

Les étapes du calcul du bilan isotopique sont : (i) estimation de la teneur isotopique de la vapeur évaporée, (ii) bilan isotopique entre la couche de surface du lac, l'eau évaporée et les apports par les précipitations, (iii) estimation de la profondeur de la couche de mélange grâce au profil de densité et à l'estimation de la densité des apports (avec ou sans contrainte bathymétrique), (iv) bilan isotopique entre les apports et la couche de mélange (figure 4.1), (v) déplacement de l'eau de cette couche vers la surface par "écoulement piston" jusqu'à l'exutoire (figure 4.1) et, (vi) diffusion des isotopes le long de la colonne d'eau.

4.2.2 Calibration

Parce que les observations des paramètres météorologiques ne sont pas issues du centre des lacs, la calibration a été réalisée par l'ajustement des paramètres suivants pour un calage visuel des simulations aux observations :

1. la proportion (ΔP) des précipitations directes par rapport aux observations.
2. la proportion des apports du bassin versant ($\Delta\Sigma$) représentée par les observations.
3. la correction de la moyenne annuelle de l'humidité relative (ΔH_r) et la correction de l'amplitude de sa saisonnalité ($\Delta ampl H_r$).
4. la fraction f_A de la masse d'air en surface du lac qui provient du bassin versant.
5. la composition isotopique moyenne des précipitations en surface du lac ($\Delta\overline{\delta_{P_{an}}}$) par rapport aux observations des différentes stations (Thonon-les-Bains pour le lac d'Annecy et Hohenpeißenberg pour Ammersee, IAEA).

Les études micrométéorologiques permettent de fixer l'essentiel de ces paramètres (voir tableau 4.5 pour Ammersee). Leurs valeurs pour les simulations sont synthétisées dans le tableau 4.1.

Les autres paramètres météorologiques qui interviennent dans le bilan isotopique, principalement à travers l'estimation de l'évaporation (température de l'air, force du vent, couverture nuageuse) ont été ajustés auparavant, comme discutés dans le chapitre 2.

La température des apports au lac est guidée par un modèle empirique basé sur les observations (voir § 3.3, chapitre précédent). Afin de calibrer le *MoIsoLac*, j'ai utilisé les observations hydro-isotopiques du bassin-versant comme forçage. Le *MoIsoLac* est forcé par la somme (Σ) des observations des débits des quatre principales rivières : Eau Morte, Laudon, Ire et Bornette, pour le lac d'Annecy et par la principale rivière : Ammer, pour Ammersee. Ces quatre rivières contribuent à 76% des apports liquides au lac d'Annecy [Benedetti-Crouzet, 1872] et, Ammer contribue à 80% des apports liquides à Ammersee [von Grafenstein, comm. pers.]. Le signal isotopique saisonnier des apports est construit à partir des moyennes mensuelles des observations réalisées dans l'Eau Morte pour le lac d'Annecy (voir chapitre 3) et dans Ammer pour Ammersee [von Grafenstein, comm. pers.].

Le calage visuel consiste en la réalisation de plusieurs simulations avec différentes combinaisons des paramètres d'ajustements. Les résultats des simulations sont comparés aux observations afin de sélectionner les valeurs des paramètres qui permettent au modèle de reproduire

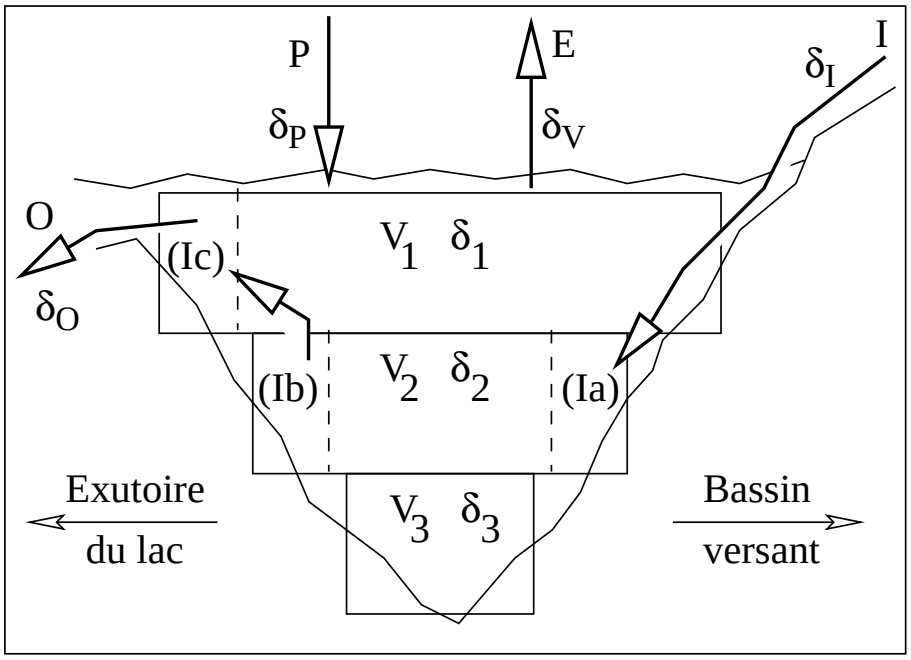


Figure 4.1: Différentes composantes du bilan isotopique d'un lac stratifié. Les flèches dans la masse d'eau lacustre illustrent l'intégration des apports du bassin versant dans un lac stratifié selon le bilan de masse entre les apports et la couche de mélange : $\delta'_2 = \frac{(V_2-I_b)\delta_2+I_a\delta_I}{V_2}$ et la régulation du niveau du lac par effet piston : $\delta'_1 = \frac{(V_1-I_c)\delta_1+I_b\delta_2}{V_1}$, $O = I_c = I + P - E$, $\delta_O = \delta_1$.

Tableau 4.1: Valeurs des paramètres d'ajustement pour le *MoIsoLac*.

	Lac d'Annecy		Ammersee	
	gamme[a]	calibration[b]	gamme [a]	calibration[b]
ΔP	-	1	-	0,9
$\Delta\Sigma$	$\sim$1,3	1,1	$\sim$1,25	1,35
f_A	≤ 1	1	≤ 1	0,6
ΔH_r	-	1	≥ 1	1,03
$\Delta ampl H_r$(%)	-	0	-	-1,2
$\Delta\overline{\delta_{P_{an}}}$ (‰)	-0,18 $\sim$ -0,7	-0,18	$\sim$-1,0	-1,65
E (mm/y)[c]		592		579
P (mm/y)[c]		1376		1080

[a]Gamme de variabilité des paramètres. [b]Meilleur ajustement visuel.
[c]A la surface des lacs.

le niveau moyen de la variable observée et, l'amplitude de sa variabilité. Les paramètres, auxquels les résultats du *MoIsoLac* sont le plus sensibles, sont le facteur f_A et la proportion des apports à travers le termes $\Delta\Sigma$. Si, dans le cas du lac d'Annecy, f_A reste fixée à 1, comme définie *a priori*, dans le cas de Ammersee, l'ordre de grandeur de la valeur du $\Delta\Sigma$ [von Granfenstein, comm. pers.] impose une valeur de f_A en contradiction avec l'étendue de Ammersee. En effet, Hostetler en Benson [1994] dans le cas d'un lac de 430 km^2 de surface, utilisent seulement une valeur de 0,75. Dans le cas de Ammersee, j'ai montré dans le chapitre précédent que l'utilisation des observations de Ammer pour le forçage du *MoIsoLac* ne peuvent qu'entraîner une surestimation de la teneur isotopique de l'eau de Ammersee. Par conséquent, cette surestimation est ici artificiellement corrigée par la diminution du facteur f_A. Si cette diminution ne correspond pas aux processus survenant dans le cas de ce lac, elle permet en outre de valider la capacité du *MoIsoLac* à simuler la saisonnalité de la teneur isotopique de l'eau de Ammersee comme de l'eau du lac d'Annecy.

Une fois les paramètres ajustés, j'ai testé la sensibilité de la composition isotopique de l'hypolimnion (notée δ_H) au modèle de température des apports (§ suivant).

4.2.3 Sensibilité du δ_H simulé à la contrainte bathymétrique et à la température des apports

Lac d'Annecy

Le lac d'Annecy est divisé en deux bassins lacustres (le Grand Lac au nord et le Petit Lac au sud) par un haut fond à 45 mètres de la surface. D'après Benedetti-Crouzet [1972], environ 50% des apports arrivent au lac par le Petit Lac. Par conséquent, le mélange des apports avec la colonne d'eau devrait être à 50% contraint par un seuil à 45 m et à 50% non-contraint par un seuil. De plus, idéalement, chacun de ces 50% devrait être divisé en autant de rivières, chacune avec un modèle de densité/température.

Ici, j'ai testé l'effet de la profondeur d'un seuil fictif et du déphasage, *via* le paramètre JJ_R (voir § 3.3), sur les simulations du δ de l'épilimnion (δ_E) et de l'hypolimnion (δ_H) ; la figure 4.2(a) en illustre, dans le cas du lac d'Annecy. Le choix de contraindre la profondeur maximale de mélange à 45 m implique une réduction de JJ_R de 108 à 48 dans la situation climatique actuelle (voir figure 3.13 dans chapitre précédent). Cette réduction permet une anticipation du plongement des apports avant l'homogénéisation (60 jours avant les observations, § 3.3.3). Ainsi, la diffusion du signal isotopique dispose d'une période de temps plus longue pour manifester un effet sur δ_H.

Ammersee

Dans le cas de Ammersee, si aucune contrainte bathymétrique n'est *a priori* présente, l'absence d'observation de la température des apports ne permet pas de contraindre fortement sa simulation. De plus, la plus grande variabilité observée du δ de Ammer témoigne d'un plus grande contribution des réservoirs à court temps de résidence dans les apports (ruissellement direct et ruissellement hypodermique) donc d'une plus grande variabilité de leur température.

Pour Ammersee, les observations réalisées par von Grafenstein [comm. pers.] montrent une grande variabilité du δ_H. Cette variabilité peut s'expliquer par l'absence de contraintes bathymétriques à Ammersee.

Les résultats des différentes simulations reportées sur la figure 4.2 montrent la faiblesse du modèle de température des apports. En effet, si les simulations du δ du lac se rapprochent des observations lors de l'homogénéisation en Janvier lorsque JJ_R se tend vers 168, l'augmentation de JJ_R entraîne un désaccord grandissant entre les simulations et les observations de δ_E entre les mois de Mai et Août. Ceci illustre l'importance de prendre en compte l'effet de la température des apports dans le bilan isotopique du lac. L'écart entre les différents δ_O simulés ici est de l'ordre de 0,2‰.

Pour la suite de cette étude, j'utiliserai JJ_R=48 car P_{max}=45 pour le lac d'Annecy. Pour Ammersee où il n'y a pas de contrainte bathymétrique franche, j'utiliserai JJ_R=48 car, cette valeur correspond à la meilleure simulation de δ_E avec le modèle de température des apports obtenu pour le lac d'Annecy.

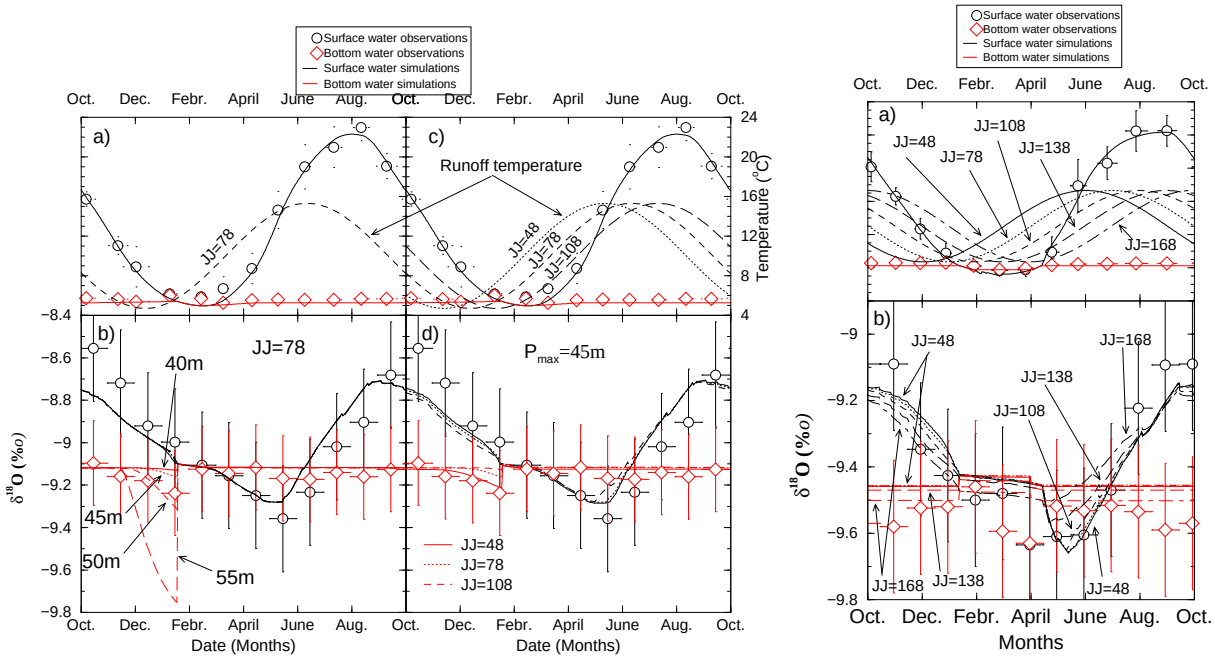
4.2.4 Résultats de la calibration du *MoIsoLac* et fonctionnement hydro-isotopique des lacs

La figure 4.3 présente les résultats des simulations de la composition isotopique de l'eau des lacs en surface et au fond. Le modèle arrive à reproduire le cycle annuel du δ de l'épilimnion et de l'hypolimnion avec : l'enrichissement isotopique en été dû à l'évaporation en surface, l'homogénéisation isotopique de la colonne d'eau synchrone à l'homogénéisation thermique.

Lac d'Annecy

L'étude des résultats des simulations (figure 4.3, séries 1 et 2) permet de distinguer cinq phases annuelles :

1. jusqu'à la mi-Décembre sur la figure, la densité des apports (ρ_R) est intermédiaire entre celle de l'épilimnion (ρ_E) et celle de l'hypolimnion (ρ_H). Les rivières se mélangent au milieu de la colonne d'eau par des courants dits intermédiaires.



(a) Lac d'Annecy

(b) Ammersee

Figure 4.2: Illustration de la sensibilité du δ de l'eau profonde à la profondeur maximale de mélange (P_{max}) dépendante des contraintes bathymétriques dans le cas du lac d'Annecy.

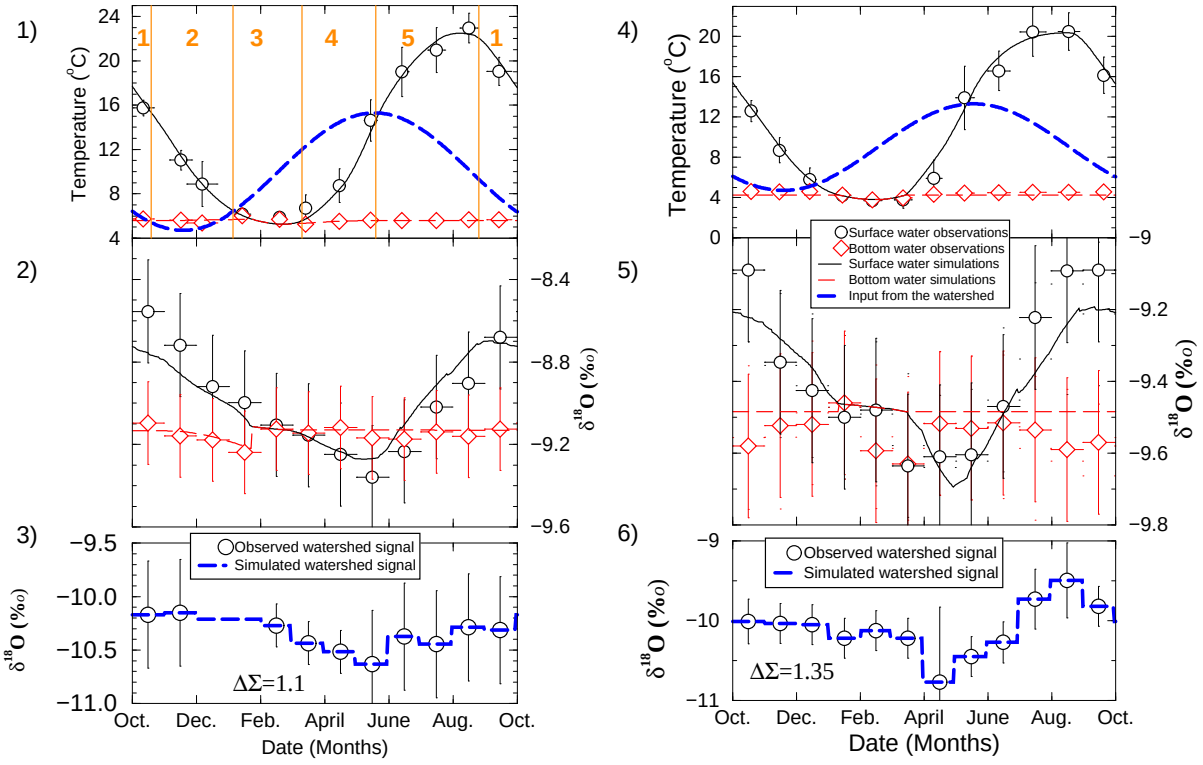
2. au mois de Décembre, ρ_R devient supérieure à ρ_H entraînant la formation de courants profonds dont la zone de mélange est contrainte par la topographie. Dans le cas du lac d'Annecy, j'ai dans un premier temps fixé la profondeur maximale de mélange (P_{max}) à 45 m car, d'après Benedetti-Crouzet [1972], environ 50% des apports arrivent au lac par le Petit Lac qui est séparé du Grand Lac par un haut fond à 45 mètres de la surface. Je montrerai dans le paragraphe suivant une étude de sensibilité du δ_H à la valeur de P_{max}.

3. la colonne d'eau s'homogénéise thermiquement (figure 4.3, série 1) et donc, isotopiquement (figure 4.3 série 2), les apports, ici plus denses puis moins dense, sont intégrés dans toute la colonne d'eau lorsque l'homogénéisation est efficace.

4. la stratification se remet en place et ρ_R est supérieure à ρ_S. Les apports se mélangent avec l'épilimnion dont le δ évolue vers ls δ des apports (ici $\delta_A \simeq -10,5‰$).

5. la diminution plus rapide de ρ_E par rapport à ρ_R induit le plongement des apports en-dessous de l'épilimnion. L'enrichissement isotopique de l'épilimnion par évaporation est alors favorisé entraînant δ_E vers des valeurs plus élevées.

6. début de la phase 1 : à la fin de l'été, la destruction de la thermocline (voir § 2.2.1) implique le mélange d'eau profondes plus appauvries et donc la diminution du δ_E ($\rho_E > \rho_R > \rho_H$).



(a) Lac d'Annecy (δ_O=-9,12).

(b) Ammersee (δ_O=-9,47).

Figure 4.3: Résultats de la calibration climatologique du modèle isotopique de lac forcé par les observations hydro-isotopiques des bassin-versants. Lac d'Annecy : R^2=0,66 ; Ammersee : R^2=0,84

Ammersee

Dans le cas de Ammersee, si les simulations isotopiques de l'eau profonde sont en désaccord avec les observations après l'homogénéisation (figure 4.3(b), série 5) cela tient au fait que les observations isotopiques sont aussi en désaccord avec les observations thermiques reproduites, elles, fidèlement par le *MoIsoLac* (figure 4.3(b), série 4). En effet, lorsque le lac est thermiquement homogène (dans les observations et dans la simulation) pendant les mois de Janvier à Mars, les observations présentent une stratification isotopique pendant le mois de Février. Ceci s'explique par le fait que les observations climatologiques de la température sont issues des moyennes mensuelles des années 1993 à 1999 alors que les moyennes mensuelles des données isotopiques ont été calculées à partir de deux années d'observations, entre 1992 et 1994.

Par conséquent, le δ simulé de l'eau profonde par le *MoIsoLac* est en accord avec la simulation thermique suivant les cinq phases décrites auparavant.

La variabilité moyenne observée du δ_H pourrait être reproduite grâce à une meilleure connaissance de la variabilité de la température des apports comme montré dans le cas du lac d'Annecy.

Température des apports et fenêtre de passage

L'enchaînement de ces cinq phases montre que, d'un point de vue isotopique, le phénomène de passage estival (ou 'summer bypass effect' en anglais) se limite principalement à la phase 4 sur la figure 4.3 et ne dure ici que 3 mois, de Mars à Mai ; phénomène que j'appellerai ici "fenêtre de passage" pouvant se généraliser à des situations pendant lesquelles la densité des apports est inférieure à celle de l'épilimion et pour lesquelles le lac est stratifié thermiquement. Les apports du bassin versant transitent alors directement vers l'exutoire par l'épilimnion. Par conséquent, l'influence de δ_R dans le bilan isotopique du lac et en particulier de l'eau profonde (lieu de vie des ostracodes benthiques) sera amortie durant cette période.

La figure 4.2(b) montre que, dans le cas de Ammersee, lorsque JJ_R=168, la fenêtre de passage correspond aux mois de Novembre à Janvier alors que lorsque JJ_R=48, elle correspond aux mois de Mai à Juin. Dans le premier cas, les apports au lac sont isotopiquement plus enrichis que dans le second cas (d'environ 0,5‰, voir série 6 sur figure 4.3(b)). Par conséquent, le δ moyen du lac diminue lorsque le δ des apports synchrones à la fenêtre de passage est supérieur à la moyenne (*e.g.* lorsque JJ_R=168) et inversement (*e.g.* lorsque JJ_R=48).

4.2.5 Conclusions

En accord avec les observations, le modèle reproduit correctement le cycle saisonnier de la teneur isotopique de l'épilimnion ainsi que l'homogénéisation isotopique dans le contexte climatique actuel utilisé pour le forçage. La qualité des ces simulations est meilleure lorsque le modèle peut être calé par rapport à une grand nombre d'observations : R^2=0,84 dans le cas de Ammersee par rapport à R^2=0,66 dans le cas du lac d'Annecy. Ceci peut également s'expliquer par le fait que, dans le cas de Ammersee, la signature isotopique du forçage hydrologique est représentative de 80% des apports au lac alors que pour le lac d'Annecy, elle n'est représentative que de 42% des apports. chapitre précédent).

Pour le lac d'Annecy, grâce au modèle empirique de température des apports, le modèle reproduit aussi les variations observées du $\delta^{18}O$ de l'eau profonde dans le contexte climatique actuel utilisé pour le forçage. De plus, le δ moyen simulé de la colonne d'eau, lors de l'homogénéisation, est en accord avec les observations (en Février sur la figure 4.3, série

2). Si dans le cas de Ammersee, les fluctuations observées de la teneur isotopique de l'eau profonde ne sont pas parfaitement simulées, le δ moyen simulé de la colonne d'eau, lors de l'homogénéisation, est en accord avec les observations (en Janvier sur la figure 4.3, série 5).

Par conséquent, dans son état actuel, le *MoIsoLac* est suffisamment adapté pour des études de l'impact de changements hydro-isotopiques sur le δ_O, à l'état stationnaire dans le contexte climatique actuel dans les deux lacs. Mais, si dans le lac d'Annecy, la valeur absolue de δ_O est correctement estimée, des études complémentaires du fonctionnement thermo-hydro-isotopique de Ammersee et de ses apports sont nécessaires. Pour ce faire, d'une part, les données disponibles des profils thermiques et isotopiques de Ammersee doivent être confrontés à un modèle adapté de la température des apports et, d'autre part, la négligence des effets des matières en suspension sur la densité des apports à l'échelle mensuelle doit être vérifiée.

Après la présentation et la calibration indépendante du *MoHydIsoBV* dans le paragraphe suivant, je présenterai deux exemples d'application de ce *MoIsoLac* à l'étude de l'impact des changements hydrologiques sur le δ_O dans le paragraphe 4.4.

4.3 Modèle hydro-isotopique de bassin-versant (*MoHydIsoBV*)

4.3.1 Modèle hydrologique : choix et héritage

Le terme de modèle recouvre une large variété d'outils, à la philosophie et aux objectifs différents. Leur point commun est la représentation approchée des systèmes hydrologiques par le biais d'équations mathématiques. En hydrologie, deux principaux types d'approches se distinguent : les modèles stochastiques et les modèles déterministes. D'un côté, le modèle déterministe associe à une combinaison de variables de forçage (ou variables d'entrée ou variables indépendantes, comme la hauteur des pluies, par exemple), de variables d'état (qui caractérise l'état du système comme, la pente) et de paramètres (variable non mesurable utilisée pour le calage du modèle) une valeur unique des variables de sortie (débits de la rivière à l'exutoire du bassin versant). De l'autre côté, dans le modèle stochastique, l'une au moins des variables de forçage ou des paramètres est une variable aléatoire. Par là, les variables de sorties sont également des variables aléatoires.

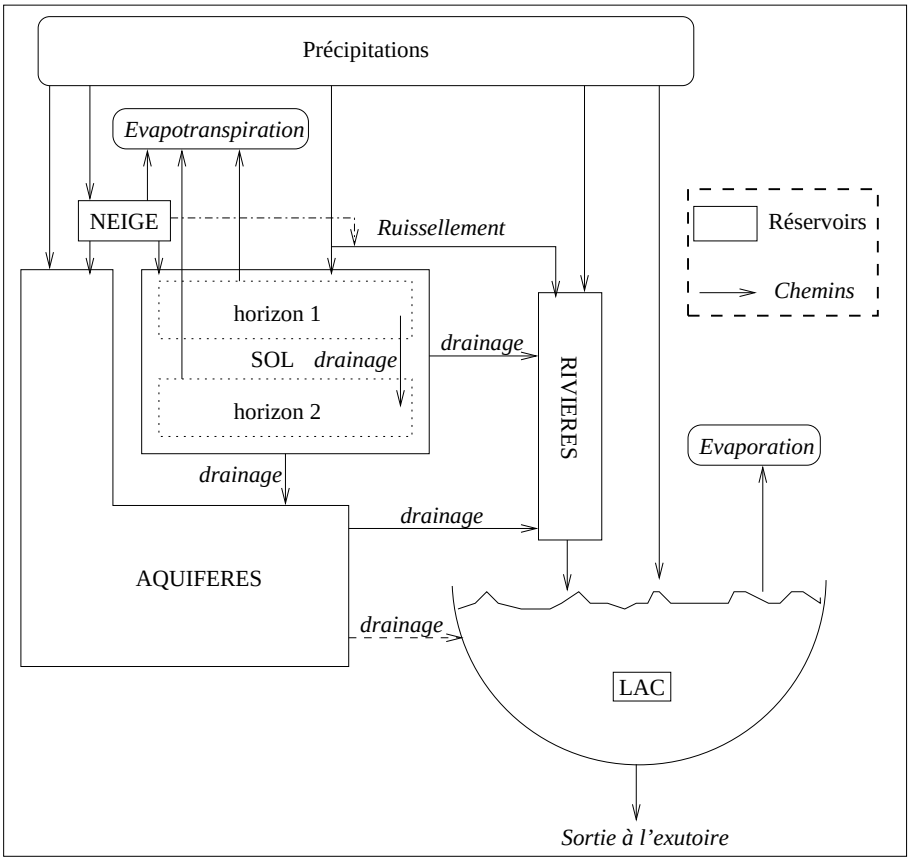


Figure 4.4: Schéma du cycle hydrologique d'un lac.

Cherchant à connaître les liens de cause à effet entre les variables d'entrée et les variables de sortie, je me suis logiquement orienté vers une modélisation de type déterministe. Par ailleurs,

l'état des connaissances hydrologiques, hydrogéologiques, hydro-pédologiques du bassin versant du lac d'Annecy au commencement de mes recherches et le temps qui m'était imparti ne m'ont pas permis de développer un modèle distribué.

Héritage

En 1995, Vassiljev *et al.* couplent un modèle hydrologique monodimensionnel à un modèle thermodynamique monodimensionnel de lac afin d'étudier les variations de niveau lacustre. Ce modèle de bassin versant est une adaptation d'un modèle de sol initialement développé pour le calcul du bilan hydrologique et du bilan de carbone à l'échelle d'une maille dans un modèle distribué [Neilson, 1995, dans Haxeltine *et al.*, 1996]. Dans leur étude, Vassiljev *et al.* [1995] représentent le bassin versant (67km^2 de superficie) par une seule maille avec deux réservoirs de sols et deux types de couverture végétale : forêt et herbe. Schématiquement, le développement racinaire de l'herbe est limité à la couche superficielle de sol alors que les arbres ont un développement racinaire dans les deux couches de sol (figure 4.5).

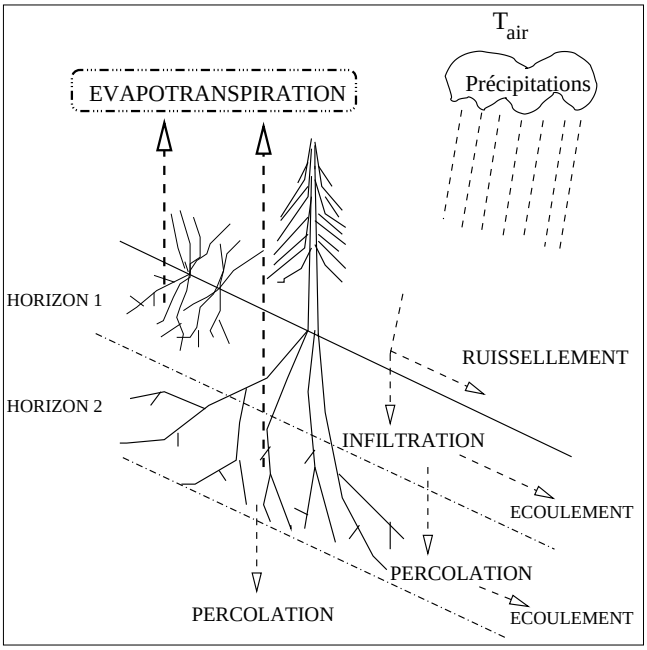


Figure 4.5: Schéma de la représentation du réservoir de sol en deux couches. La végétation de type herbacé puise uniquement l'eau de l'horizon supérieur alors que celle de type arboré puise également dans l'horizon inférieur.

Le modèle est forcé par le pourcentage de surface de sol occupée par chaque type de végétation et l'espace restant correspond à du sol nu. Les paramètres météo-rologiques classiques sont les paramètres d'entrée au pas de temps journalier et le modèle fournit une estimation de l'évapotranspiration réelle, de la percolation entre les deux couches de sol, de la quantité d'eau ruisselée ou infiltrée et de la teneur en eau des deux couches de sol [Federer, 1982]. Une relation empirique permet d'estimer l'évolution du manteau neigeux en fonction de la température de l'air.

Ce modèle a été développé pour être conceptuellement simple et nécessiter un minimum de données d'entrées et de paramètres spécifiques au bassin-versant [Vassiljev *et al.*, 1995]. Parce que toutes ses caractéri-stiques en font un modèle particulièrement adapté pour des études d'impact de changement climatique sur le bilan hydrologique d'un lac, je me suis basé sur ces travaux pour cette étude.

4.3.2 Modélisation hydrologique : principe

La quantité d'eau disponible pour l'évapotranspiration est calculée par un modèle hydrologique de sol à deux couches dérivé de Neilson [1995, dans Haxeltine *et al.*, 1996]. Le sol est représenté par deux couches pour les profondeurs 0-0,5 m (couche 1, appelée "*sol-1*" dans la suite du document) et 0,5-1,5 m (couche 2, appelée "*sol-2*" dans la suite du document).

La réserve en eau facilement utilisable ($\mathbb{W}$ en %) pour l'évapotranspiration pourrait être assimilée à l'humidité volumétrique du sol θ ($m^3.m^{-3}$) *via* les grandeurs θ_{wp} et θ_{fc}, qui sont, respectivement, les valeurs de l'humidité volumétrique du sol au point de flétrissement (pf) et à la capacité au champs (cc) : $\mathbb{W} = \frac{(\theta-\theta_{pf})}{(\theta_{cc}-\theta_{pf})}$ et, $\mathbb{W}^{max} = \theta_{cc} - \theta_{pf}$. En effet, une telle comparaison à l'échelle d'un bassin versant de plusieurs dizaines de km^2 est délicate du fait de la grande variabilité spatiale de ces grandeurs [voir discussion dans de Marsily, 1994].

Le nouveau stock d'eau dans le sol est calculé chaque jour $(j+1)$ en fonction du stock de la veille (jour j), de la percolation, de la hauteur de précipitation et de l'évapotranspiration estimée [modifié de Haxeltine *et al.*, 1996, pour prendre en compte la percolation de la couche 2 à la couche 3] :

$$\mathbb{W}_1^{j+1} = \mathbb{W}_1^j + \frac{P - Perc_{1\to2} - \alpha_1 f_1 E_1 - \alpha_2 f_2 E_2 - (1-f_1-f_2)E_s}{d_1 \mathbb{W}_1^{max}} \quad (4.7)$$

$$\mathbb{W}_2^{j+1} = \mathbb{W}_2^j + \frac{Perc_{1\to2} - Perc_{2\to3} - \beta_1 f_1 E_1 - \beta_2 f_2 E_2}{d_2 \mathbb{W}_2^{max}} \quad (4.8)$$

où $\mathbb{W}_1^j$ et $\mathbb{W}_2^j$ sont les nouveaux contenus en eau des couches du sol pour le pas de temps j, α_p et β_p sont les taux d'extraction de l'eau par les plantes de type p dans la couche 1 (d'épaisseur d_1) et dans la couche 2 (d'épaisseur d_2) respectivement et E_s est l'évaporation dans le sol nu.

Les écoulements de surface interviennent lorsque *sol-1* est saturée en eau. De ce fait, le surplus des apports par les précipitations qui ne peut s'infiltrer ruisselle vers l'exutoire du bassin-versant par le réseau hydrographique (flux 'a' dans figure 4.6) .

Les écoulements d'eau profonde (couche 3, notée "*nappe-3*" dans la suite du document) : Haxeltine *et al.* ne considèrent que *sol-1* et *sol-2*. Dans mon cas, je souhaite également connaître l'évolution du stock d'eau profonde. La percolation de l'eau sera donc prise en compte entre *sol-2* et *nappe-3* ainsi que les gains par drainage amont (D_{amont}) et les pertes par drainage aval (D_{aval}) selon l'équation 4.10 (figure 4.6). Le nouveaux contenu en eau de *nappe-3* au pas de temps j s'obtient par la relation :

$$\mathbb{W}_3^{j+1} = \mathbb{W}_3^j + \frac{Perc_{2\to3} + D_{amont} - D_{aval}}{d_3 \mathbb{W}_3^{max}} \quad (4.9)$$

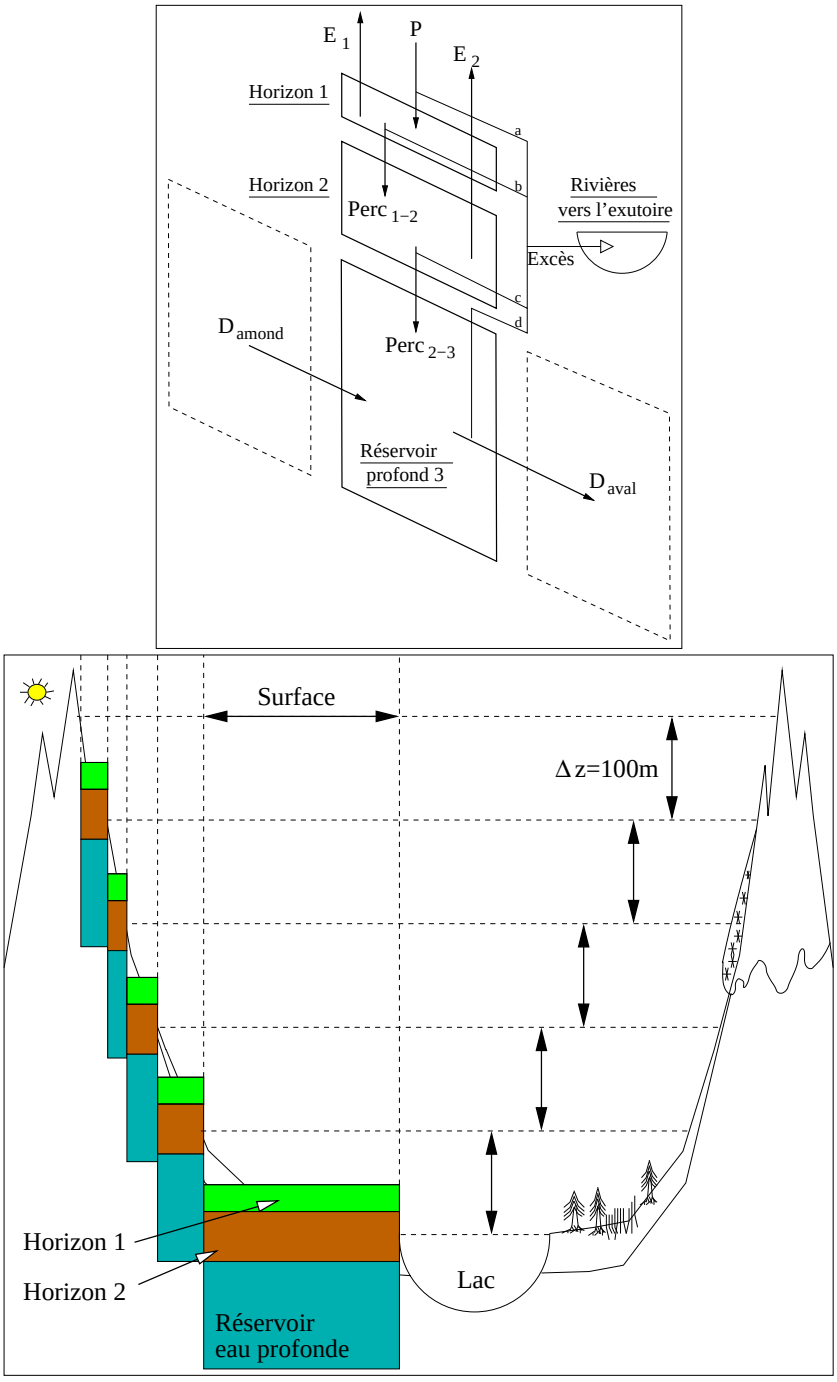


Figure 4.6: (**Haut**) Schéma des flux d'eau à l'échelle d'une maille altitudinale. P est la précipitation à la surface du sol qui se divise en infiltration dans *sol-1* et en ruissellement vers les rivières pour l'excès d'eau qui ne peut être absorbé par le sol (flux a). E_1 et E_2 sont les flux d'évapotranspiration à partir des horizons de sol 1 et 2. $Perc_{1-2}$ et $Perc_{3-3}$ sont les flux de percolation entre *sol-1* et solb, d'une part, et entre solb et *nappe-3*, d'autre part. D_{amont} et D_{aval} sont les flux d'eau latéraux entre les parties discrétisées du réservoir 3 d'eau profonde : gain depuis l'amont et perte vers l'aval. (**Bas**) Illustration de la discrétisation verticale du bassin versant par tranches de 100 m de dénivelé. Chaque maille altitudinale comprend trois réservoirs d'eau comme décrit sur la figure du haut. Les flux D_{aval} de la maille I est également dirigé vers les rivières.

Les pertes en eau par percolation et drainage sont estimées selon :

$$Perc_{i\rightarrow i+1} = \mathbb{W}_i^{max} K_i \left(\frac{\mathbb{W}_i}{\mathbb{W}_i^{max}} \right)^{\tau_i} \quad (4.10)$$

où $Perc_{i\rightarrow i+1}$ est la percolation journalière de la couche i à la couche $i+1$ (mm) ; d_i est l'épaisseur de la couche i (mm) ; $\mathbb{W}_i$ est la teneur en eau de la couche i ; W_i^{max} est sa teneur en eau maximale ; K_i et τ_i sont des constantes empiriques dépendantes de la texture du sol. N'ayant pas d'indication de cette texture, ni de sa variabilité spatiale et utilisant un modèle non-distribué, les paramètres K_i et τ_i seront utilisés comme des paramètres de calage du *MoHydIsoBV* (§ 4.3.5).

L'évapotranspiration instantanée journalière (E) est calculée comme le minimum entre la disponibilité instantanée en eau dans le sol ($\mathbb{D}$) et la demande climatique (ETP pour évapotranspiration potentielle) en fonction du couple végétation-conditions météorologiques selon $E = min(\mathbb{D}, \text{ETP})$ [Federer, 1982, Prentice *et al.*, 1993].

La demande climatique (ETP) : La demande climatique peut être calculée à partir de la méthode de Priestley et Taylor [1972, dans Haxeltine *et al.*, 1996] selon :

$$\rho_e \lambda_v . ETP = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \Phi_{Ns}$$

où α est une constante égale à 1,26 [dans Haxeltine *et al.*, 1996], Δ est la pente de la courbe de pression de vapeur saturante (dérivée première de l'équation A.19 dans l'annexe A, Pa.K^{-1}), γ est la constante psychrométrique (Pa.K^{-1}) et, Φ_{Ns} est le bilan net radiatif en surface (W.m^{-2}). ρ_e est la masse volumique de l'eau évaporée en kg.m^{-3}. ETP est donc en m.s^{-1} par unité de surface.

Cette méthode suppose que le seul effet de la végétation sur l'ETP est l'effet de l'albédo de la surface (A_s) sur le rayonnement net dans la relation :

$$\Phi_{Ns} = (1 - A_s).Rg + \varepsilon_s \varepsilon_a \sigma T^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (4.11)$$

où Rg est le rayonnement solaire incident (voir annexe A.1) ; ε_s est l'émissivité ou coefficient d'absorption moyen de la surface pour les longueurs d'ondes du rayonnement thermique (0,975 pour la végétation arborée, 0,97 pour la végétation herbacé et 0,925 pour le sol nu) ; ε_a est l'émissivité ou coefficient d'absorption moyen de l'atmosphère pour les longueurs d'ondes du rayonnement thermique (voir annexe A.3) ; T et T_s sont, respectivement, la température de l'air et la température de la surface du couvert (en Kelvin) supposée généralement égale à T.

ETP est nulle sur la végétation de type herbacé et le sol nu en présence de neige.

Disponibilité en eau ($\mathbb{D}$) : La fonction de disponibilité en eau est spécifique pour chaque type de végétation présent et dépend de l'humidité effective du sol dans la zone racinaire (notée Wr_p) selon la relation : $\mathbb{D}_p = C_p.Wr_p$ où C_p est le taux maximum de transpiration pour la végétation de type p. L'humidité moyenne effective du sol pour la végétation de type p est une fraction de l'humidité maximale potentielle dans la zone racinaire. L'humidité effective est calculée à partir d'une estimation de la proportion relative des racines dans chaque couche de sol (ici, 2 couches) : $Wr_p = Z_p\mathbb{W}_1 + (1 - Z_p)\mathbb{W}_2$ où Z_p est la fraction des racines de la végétation de type p présente dans *sol-1* (fixé à 0,33 pour la végétation de type arboré et à 0,9 pour la végétation de type herbacé [Haxeltine *et al.*, 1995]). Une valeur moyenne de $C_p = 1.0\ mm.h^{-1}$ peut être considérée pour tous les types de plante [Federer, 1982].

La disponibilité en eau pour l'évaporation directe dans la couche de sol est calculée de manière analogue : $\mathbb{D}_{sol} = C_{sol}\mathbb{W}_1$ où C_{sol} est le taux d'évaporation maximum à la surface du sol sous condition de saturation qui dépend de la texture du sol (tableau 4.2). Le fractionnement isotopique dû à l'évaporation directe dans le sol sera négligée *a priori* car la diffusion de l'humidité, dans la phase air des pores, est très lente quand le sol n'est pas très desséché, comme en milieu tempéré [DeMarsily, 1981]. La comparaison des observations isotopiques des précipitations avec les observations isotopiques des affluents à l'exutoire du bassin versant a confirmé *a posteriori* cette hypothèse.

Paramètres	Amplitudes
$\mathbb{W}^{max}$ (%)	$10 \sim 21$
K (-)	$0,008 \sim 0,080$
τ (-)	$2 \sim 4$
C_{sol} (mm/h)	$0,02 \sim 0,20$

Tableau 4.2: Amplitudes de variation des paramètres de la texture du sol d'après Haxeltine *et al.* [1996]. Ayant fixé les épaisseurs moyennes des deux couches de sol, les valeurs de calage de $\mathbb{W}^{max}$ pourront sortir de la gamme présentée ici. La moyenne des valeurs dans Haxeltine *et al.* [1996] est C_{sol}=0,063 mm/h et sera appliquée ici.

Les taux d'extraction de l'eau par les plantes de type p dans les deux couches de sol sont:

$$\alpha_p = \frac{Z_p\mathbb{W}_1}{Z_p\mathbb{W}_1 + (1 - Z_p)\mathbb{W}_2} \tag{4.12}$$

$$\beta_p = \frac{(1 - Z_p)\mathbb{W}_2}{Z_p\mathbb{W}_1 + (1 - Z_p)\mathbb{W}_2} \tag{4.13}$$

L'évolution du manteau neigeux est guidée par la relation empirique $H = \Gamma_f.(T - T_{seuil})$ où H est la hauteur de neige fondue en fonction du taux de fusion Γ_f (en $m.^\circ C^{-1}.jour^{-1}$) et de l'écart de la température journalière de l'air T à une température seuil T_{seuil}. Le taux Γ_f mesuré est généralement compris entre 0,4.10^{-3} et 2,4.10^{-3} $m.^\circ C^{-1}.jour^{-1}$, en fonction de facteurs tels que la pente, et l'albédo de la neige [Cray et Male, 1981, dans Vassiljev *et al.*, 1995].

Vassiljev *et al.* [1995] montrent que les différentes valeurs de Γ_f produisent des changements significatifs dans l'écoulement superficiel simulé uniquement lors de la période de fusion. N'ayant pas d'observation à disposition, j'utiliserai ce paramètre pour la calibration du *MoHydIsoBV*.

Le gel du sol : Dans les deux régions d'intérêt de cette étude, le sol n'a pas le temps de geler avant les premières neiges qui feront office d'isolant [Federoff, comm. pers.].

4.3.3 Incorporation des isotopes

Les réservoirs d'eau du bassin-versant (sol, eau profonde et neige) sont considérés comme étant isotopiquement homogènes. L'évolution de leur teneur isotopique est simplement guidée par un bilan de masse car aucun fractionnement n'intervient lors de l'extraction racinaire [Gat, 1998] ni lors de la fusion nivale et car le fractionnement dû à l'évaporation directe dans le sol est ici négligé.

4.3.4 Contraintes sur les bassin-versants

Topographie (IGN)

La figure 4.7 illustre, dans le cas du lac d'Annecy, la résolution des données bathymétriques utilisées pour calculer la répartition altitudinale de la surface des bassins versants (figure 4.8). Les limites du lac et du bassin-versant ont été numérisées manuellement d'après les cartes topographiques des régions de la Savoie et de la Haute-Savoie (IGN, TOP25).

Couverture du surface (CORINE Land Cover)

Les données de végétation sont issues de la base de données CORINE Land Cover à une résolution horizontale de 250 m. Les types de couverture de sol sont listés dans le tableau 4.3 où les chiffres de la colonne de droite rapportent la sélection choisi pour la répartition des différents types en 4 catégories : (0) zone urbaine, (1) surface d'eau libre, (2) sol nu, (3) végétation de type herbacé, (4) végétation de type arboré et (-) absent sur les bassin-versants.

La combinaison des données de CORINE Land Cover avec les données bathymétriques m'a permis de calculer la répartition altitudinale des différents types couverts végétaux (figure 4.8).

4.3.5 Calibration du modèle hydro-isotopique de bassin versant

Afin de tester la capacité du modèle à reproduire les variations intra-annuelles du signal hydro-isotopique moyen à l'exutoire des bassins versants, j'ai utilisé les moyennes mensuelles pluri-annuelles des observations météorologiques (température de l'air, vitesse du vent, humidité relative, durée d'insolation) à la station de Meythet (Météo France) et des observations isotopiques

N°	CODE DE CORINE LAND COVER	LÉGENDE DE CORINE LAND COVER	Code de modélisation dans cette étude
0		not inventoried	
		1. Territoires artificialisés	
		1.1. Zones urbanisées	
1	1.1.1	Tissu urbain continu	0
2	1.1.2	Tissu urbain discontinu	0
		1.2. Zones industrielles ou commerciales et réseaux de communication	
3	1.2.1	Zones industrielles et commerciales	0
4	1.2.2	Réseaux routier et ferroviaire et espaces associés	0
5	1.2.3	Zones portuaires	-
6	1.2.4	Aéroports	0
		1.3. Mines, décharges et chantiers	
7	1.3.1	Extraction de matériaux	2
8	1.3.2	Décharges	0
9	1.3.3	Chantiers	-
		1.4. Espaces verts artificialisés, non agricoles	
10	1.4.1	Espaces verts urbains	3
11	1.4.2	Equipements sportifs et de loisirs	3
		2. Territoires agricoles	
		2.1. Terres arables	
12	2.1.1	Terres arables non-irriguées	3
13	2.1.2	Terres arables irriguées en permanence	-
14	2.1.3	Champs de riz	-
		2.2. Cultures permanentes	
15	2.2.1	Vignes	-
16	2.2.2	Plantations d'arbres fruitiers et de cerisiers	4
17	2.2.3	Oliviers	-
		2.3. Prairies	
18	2.3.1	Prairies	3
		2.4. Zones agricoles hétérogènes	
19	2.4.1	Cultures annuelles associées aux cultures permanentes	-
20	2.4.2	Systèmes culturaux et parcellaires complexes	3
21	2.4.3	Territoires principalement occupés par l'agriculture avec présence de végétation naturelle importante	3
22	2.4.4	Territoires agro-forestiers	-
		3. Forêts et milieux semi-naturels	
		3.1. Forêts	
23	3.1.1	Forêts de feuillus	4
24	3.1.2	Forêts de conifères	4
25	3.1.3	Forêts mélangées	4
		3.2. Milieux à végétation arbustive et/ou herbacée	
26	3.2.1	Pelouses et pâturages naturels	3
27	3.2.2	Landes et broussailles	3
28	3.2.3	Végétation sclérophylle	-
29	3.2.4	Forêt et végétation arbustive en mutation	4
		3.3. Espaces ouverts, sans ou avec peu de végétation	
30	3.3.1	Plages, dunes et sable	2
31	3.3.2	Roches nues	2
32	3.3.3	Végétation clairsemée	3
33	3.3.4	Zones incendiées	-
34	3.3.5	Glaciers et neiges éternelles	-
		4. Zones humides	
		4.1. Zones humides intérieures	
35	4.1.1	Marais intérieurs	3
36	4.1.2	Tourbières	3
		4.2. Zones humides maritimes	
37	4.2.1	Marais maritimes	-
38	4.2.2	Marais salants	-
39	4.2.3	Zones intertidales	-
		5. Surfaces en eau	
		5.1. Eaux continentales	
40	5.1.1	Cours et voies d'eau	
41	5.1.2	Plans d'eau	1
		5.2. Eaux maritimes	
42	5.2.1	Lagunes littorales	-
43	5.2.2	Estuaires	-
44	5.2.3	Mers et océans	-
49		Missing Data	-

Tableau 4.3: Légende de la base de données CORINE LAND COVER (IFEN) et codes pour la présente étude : (0) zone urbaine : eau ruisselée ou infiltrée à l'égout, (1) surface d'eau libre, (2) sol nu, (3) végétation de type herbacé, (4) végétation de type arboré et (-) non présent sur les bassin-versants considérés ici.

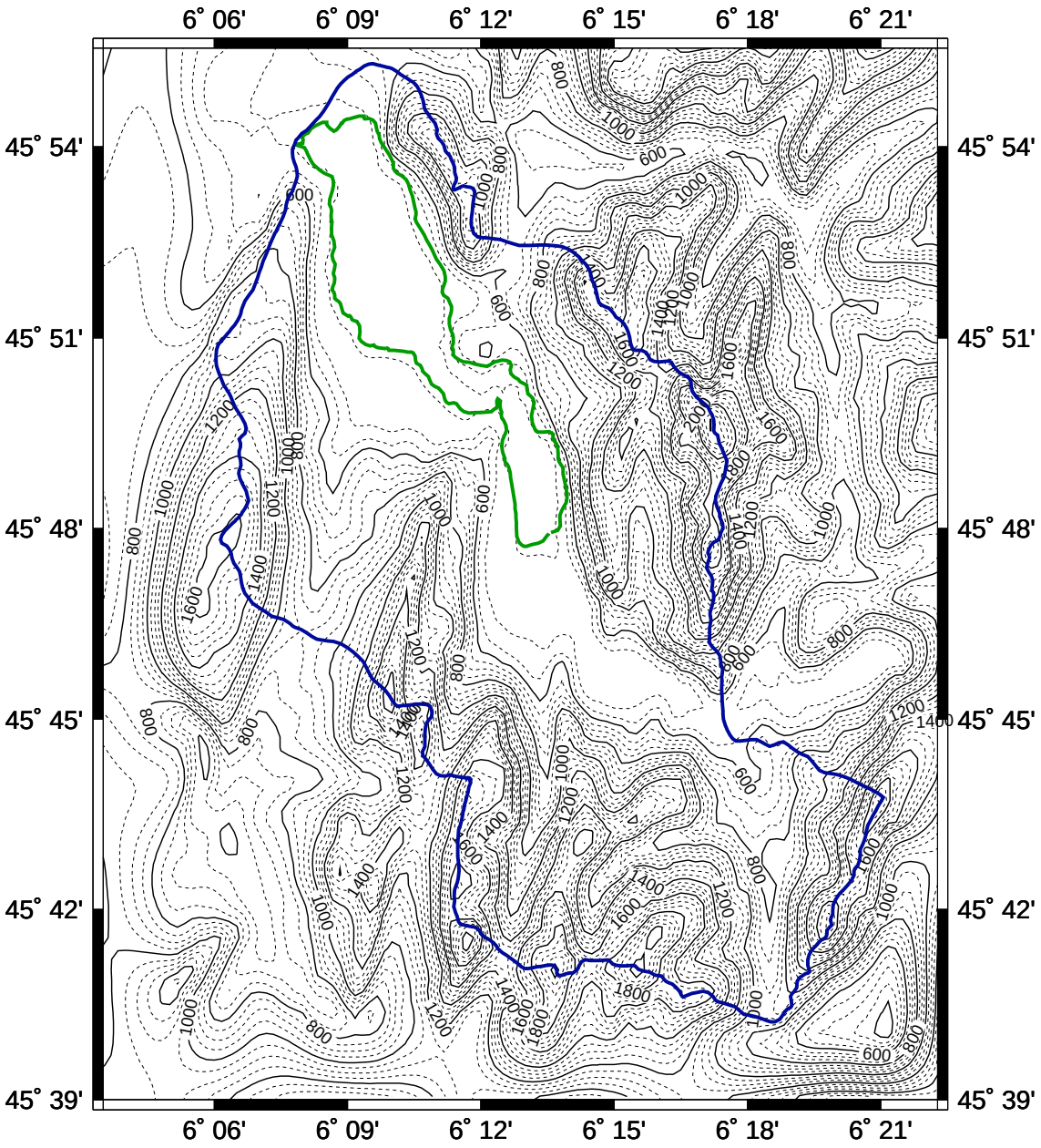


Figure 4.7: Topographie et limite du bassin-versant du lac d'Annecy extraite du Modèle Numérique de Terrain (MNT) de Savoie et de Haute-Savoie de l'IGN (résolution 50mx50m).

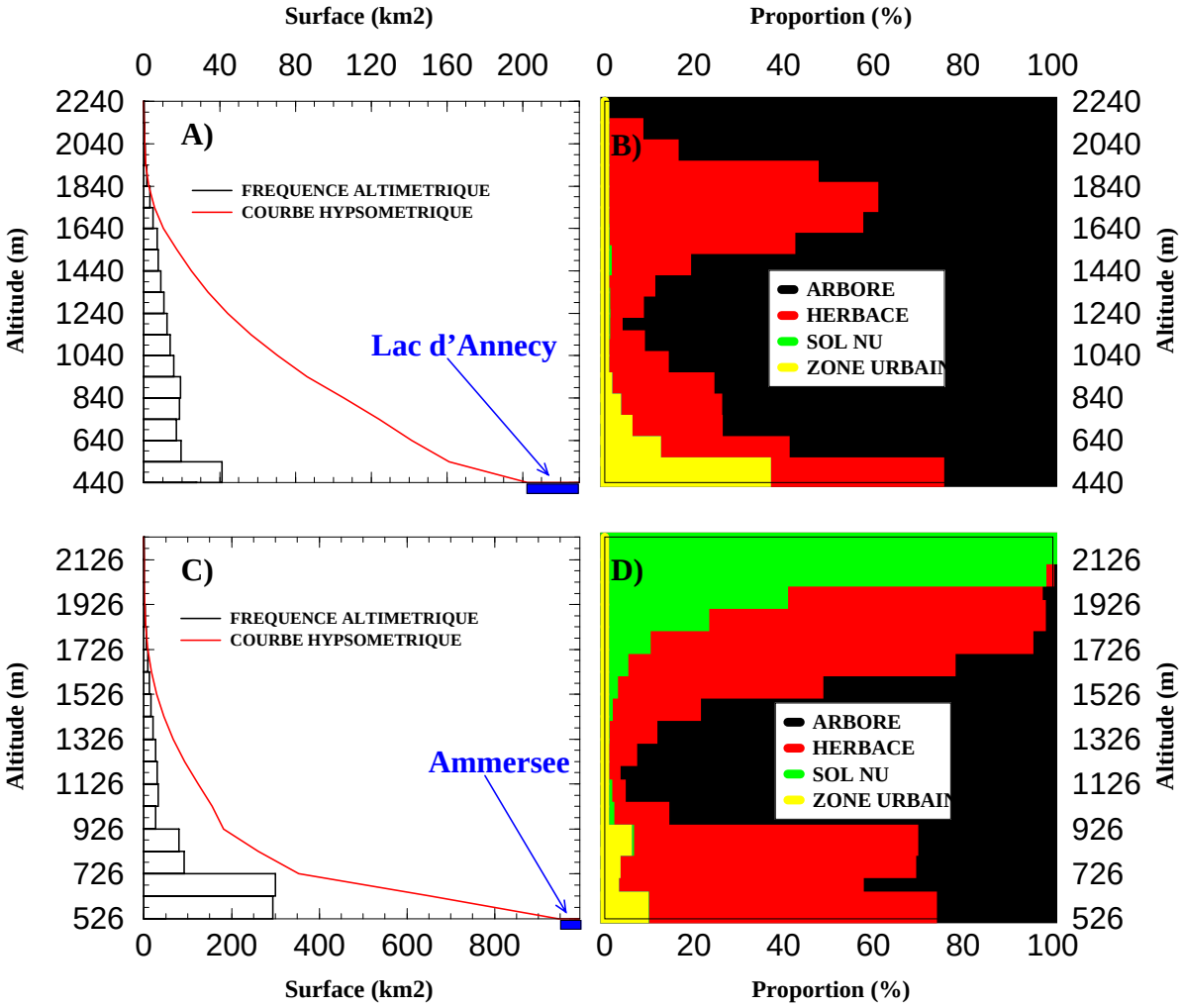


Figure 4.8: Fréquence altimétrique (A et C) et courbe hypsométrique (A et C) et répartition altimétrique de la couverture du sol (B et D) (CORINE Land Cover, IFEN) sur le bassin-versant du lac d'Annecy (A et B) et d'Ammersee (C et D).

Tableau 4.4: Valeurs des paramètres internes ($\mathbb{W}^{max}$, K et τ) et externes (ΔP, $\Delta ampl\ P$, $\Delta\Sigma$, $\Delta\overline{T}$, $\Delta ampl\ \overline{T}$, $\Delta\overline{\delta_{P_{an}}}$ et Γ_f) d'ajustements pour le *MoHydIsoBV*.

	Lac d'Annecy		Ammersee	
	gamme[a]	calibration[b]	gamme [a]	calibration[b]
$\mathbb{W}^{max}$ (%)[e]	$10 \sim 21$	15/20/10	$10 \sim 21$	8/5/10
K (-)[e]	$0,008 \sim 0,080$	0,06/0,09/0,05	$0,008 \sim 0,080$	0,03/0,04/0,09
τ (-)[e]	$2 \sim 4$	4/4/4	$2 \sim 4$	4/3/2
$\Delta ampl\ P$ (%)	-	0	-	+40
$\Delta\Sigma$ (-)[d]	-	0,9	-	0,8
$\Delta\overline{T}$ ($^\circ C$)	± 1	-1	± 1	0
$\Delta ampl\ \overline{T}$ ($^\circ C$)	-	+2	-	+4
$\Delta\overline{\delta_{P_{an}}}$ (‰)	-	-0,16	$\sim$-1.0	-1,5
Γ_f ($mm.^\circ C.jour^{-1}$)	0,4$\sim$2,4	1,0	0,4$\sim$2,4	1,0

[a]Gamme de variabilité des paramètres. [b]Valeurs pour le meilleur calage visuel.
[c]En pourcentage par rapport à la valeur. [d]Valeur fixée par le *MoIsoLac* (§ 4.2.2).
[e]Trois valeurs pour : *sol-1*/*sol-2nappe-3*)

des précipitations à la station de Thonon-les-Bains (IAEA) sur la période 1993 à 1999 pour le forçage du *MoIsoLac* pour le lac d'Annecy. Pour Ammersee, de la même façon, j'ai utilisé les données de la station de Hohenpeißenberg (DWD, IAEA). Les moyennes mensuelles sont centrées au quinzième jour des mois correspondants et interpolées linéairement pour recréer un forçage journalier utilisé par le modèle.

Le *MoHydIsoBV* est initialisé par des teneurs en eau à moitié des capacités maximales de chaque réservoir. Les résultats sont considérés comme à l'état stationnaire lorsque les fluctuations inter-annuelles du δ de l'exutoire sont inférieures à 0,001‰ (au bout de 30 années environ en moins de 1 minute de calcul).

Comme pour la calibration du *MoIsoLac*, j'ai comparé les résultats des simulations du *MoHydIsoBV* aux observations de débits des quatre principaux affluents du lac d'Annecy et du principal affluent de Ammersee.

La calibration du modèle a été réalisé en comparant visuellement les résultats des simulations aux observations (voir chapitre 3) et ceci en ajustant :

- la proportion des apports représentés par les observations par rapport à l'ensemble du bassin-versant.
- la moyenne et l'amplitude de la saisonnalité des précipitations (avec les paramètres $\Delta\overline{P}$ et $\Delta ampl\ \overline{P}$).
- la moyenne et l'amplitude de la saisonnalité de la température de l'air (avec les paramètres $\Delta\overline{T}$ et $\Delta ampl\ \overline{T}$).

Tableau 4.5: Moyennes des paramètres météorologiques à deux stations et extrapolées à l'altitude du lac, valeurs des paramètres d'ajustement pour l'altitude du lac (Δ) et gradients d'altitude pour le *MoHydIsoBV* pour les deux lacs (sauf le gradient de $\overline{T}$, -0,6$^\circ C$/100m et les gradients de P, voir annexe E).

Paramètres	Hohenpeißenberg (977m)	Attenkam (672m)	Ammersee[a] (532m)	Δ^a	Gradient (/100m)[a]
$\overline{T}$ ($^\circ C$)	7,3	8,3	8,8	+1,5	+0,33
$ampl\overline{T}$ ($^\circ C$)	18,8	18,8	20,2	+1,4	-0,3
$\overline{H_r}$ (%)	76,7	78,1	78,8	1,03	-0,5
$amplH_r$ (%)	18,5	17,6	17,3	-1,2	$<$0,3
W (m.s^{-1})	4,5	3,3	2,7	0,6	+8%
P (mm/an)	1242	1118	1061	0,9	+40[b]

[a] Estimation à partir des deux stations météorologiques.
[b] Gradient pour les altitudes inférieures à 900 m.

- la moyenne et l'amplitude de la saisonnalité de l'humidité relative (avec les paramètres $\Delta\overline{H_r}$ et $\Delta ampl\ \overline{H_r}$).
- les coefficients K et τ dans le calcul de la percolation (équation 4.10).
- la teneur en eau maximale pour les 3 réservoirs ($\mathbb{W}_{max}$).
- la moyenne annuelle de la composition isotopique des précipitations.
- un facteur correctif de la hauteur des précipitations (ΔP).
- l'ajustement de l'épaisseur du réservoir profond initialement à 10 m. Les épaisseurs des deux couches sont fixées à 0,5 m pour *sol-1* et 1 m pour *sol-2*.
- le taux de fusion du manteau neigeux (Γ_f).

Si les gradients altitudinaux des précipitations à l'échelle du bassin versant du lac d'Annecy sont relativement bien contraints (voir annexe E), l'estimation de leurs équivalents pour le bassin versant de Ammersee est très délicate. En effet, entre 1972 et 1985, même si le gradient moyen des précipitations annuelles entre les stations de Hohenpeißenberg et Attenkam est de +79,6 mm/100m, son écart type est de l'ordre de 260 mm/an avec un maximum à +669 mm/100m en 1975 et un minimum à -544 mm/100m en 1981. Malgré la variabilité de ces paramètres, j'ai fixé les gradients d'altitudes à : +40 mm/an entre 0 et 900 m (moyenne entre 1971 et 2001), et, *a priori*, +60 mm/an au-dessus de 900 m. Le paramètre $\Delta ampl\ \overline{P}$ est utilisé pour l'ajustement des débits simulés aux débits observés dans le cas de Ammersee et est fixé à zéro dans le cas du lac d'Annecy du fait de la meilleure contrainte des gradients.

Les équations pour l'ajustement de la température de l'air, de la hauteur des précipitations et de l'humidité relative sont :

$$P' = P \times \Delta\overline{P} + \frac{\frac{\Delta ampl\ \overline{P}}{100}}{2}\ sin\left(2\pi\frac{J-122}{366}\right) \quad (4.14)$$

$$H'_r = H_r + \Delta\overline{H_r} - \frac{\Delta ampl\ \overline{H_r}}{2}\ sin\left(2\pi\frac{J-70}{366}\right) \quad (4.15)$$

$$T' = T + \Delta\overline{T} + \frac{\Delta ampl\ \overline{T}}{2}\ sin\left(2\pi\frac{J-117}{366}\right) \quad (4.16)$$

où les nombres 122, 70 et 117 sont tirés des observations de la saisonnalité des différents paramètres.

4.3.6 Résultats de la calibration du *MoHydIsoBV* et fonctionnement hydro-isotopique des bassins versants

La figure 4.9 présente les résultats de la calibration du modèle hydro-isotopique de bassin versant, pour le lac d'Annecy et la figure 4.10, les présente pour Ammersee. Ces résultats ont été obtenus par comparaison visuelle des observations et des simulations du débit et de la teneur isotopique de l'exutoire.

A la différence de Vassiljev *et al.* [1995], l'utilisation des isotopes comme second traceur du cycle hydrologique apporte une contrainte supplémentaire dans la calibration du modèle. En particulier, le choix de rediriger les eaux de fusion vers l'infiltration ou vers le réseau hydrographique modifie considérablement la signature isotopique simulée à l'exutoire alors que le débit diffère effectivement peu comme le montrent Vassiljev *et al.* [1995].

D'un point de vue hydrologique, pour le bassin versant du **lac d'Annecy**, le *MoHydIsoBV* reproduit les deux périodes de hautes eaux (Décembre et Avril) et la période d'étiage en Août (figure 4.9, série 6). Le régime hydrologique observé et simulé est typiquement un régime mixte de type nivo-pluvial caractéristique des cours d'eau de moyenne altitude et d'extension glaciaire nulle.

La comparaison des quatre phases marquantes dans l'évolution du débit (marquées de I à IV dans la figure 4.9) avec les simulations de la hauteur du manteau neigeux (série 2), des teneurs en eau des différents réservoirs du bassin versant (*sol-1*: série 3, *sol-2*: série 4 et *nappe-3*: série 5) et des flux d'évapotranspiration et de précipitation (série 1) met en évidence :

- (I) la vidange des réservoirs de sol lorsqu'il y a apparition du manteau neigeux qui bloque l'infiltration des précipitations. Cette vidange induit une diminution de la charge hydraulique dans les réservoirs donc une diminution progressive de la percolation et, donc, du débit.

- (II) la recharge de *sol-1* puis de *sol-2* puis de *nappe-3* lors de la fusion du manteau neigeux. La vitesse de recharge diminue avec la profondeur et avec l'augmentation du flux d'évapotranspiration. Ce dernier augmente progressivement avec la disparition du manteau neigeux et avec l'augmentation de l'évapotranspiration. L'augmentation des teneurs en eau induit l'augmentation de la charge hydraulique dans les trois réservoirs et, donc, l'augmentation du débit. allant en profondeur.

- (III) lorsqu'il n'y a plus de neige. $\mathbb{W}_1$ diminue jusqu'à ce que le flux d'évapotranspiration soit en équilibre avec le flux d'infiltration des précipitations et la percolation vers *sol-2*. Cet équilibre est atteint au bout de quelques jours dans *sol-1*. Dans *sol-2*, la diminution de $\mathbb{W}_2$ indique que la somme des pertes par évapotranspiration et par percolation vers *nappe-3* est supérieure à la percolation depuis *sol-1*. La diminution des charges hydrauliques des réservoirs du sol entraîne la diminution du débit jusqu'à un minimum juste avant la nouvelle augmentation du flux de précipitation.

- (IV) à la fin de l'été, le flux d'évapotranspiration diminue alors que le flux de précipitation augmente. Par conséquent, les charges hydrauliques et, donc, le débit augmentent.

Sur le bassin versant de **Ammersee**, les observations montrent trois périodes de hautes eaux: en automne (Novembre), à la fin de l'hiver lors de la fusion nivale et en été lors du maximum de précipitations. Ce type de régime est généralement rencontré sur les grandes rivières, dont les affluents, d'amont en aval, influencent de façon très diverse l'écoulement général. Le débit à l'exutoire se présente comme une synthèse de ceux des sous-bassins constitutifs, très variés du point de vue altitude, climat, etc...

Dans l'état actuel de la calibration, le *MoHydIsoBV* arrive à reproduire le principal épisode de hautes eaux survenant en Juillet ainsi que la crue de fusion du manteau neigeux en Avril (figure figure 4.10, série 6). Par contre, les deux périodes de basses eaux en Octobre et en Janvier sont amorties par le *MoHydIsoBV*. Les précipitations de l'été sont trop abondantes. En effet, les teneurs en eau des réservoirs de sol sont toujours élevées d'autant plus que les pertes par évapotranspiration diminuent plus rapidement que le flux de précipitation à la fin de l'été. Le modèle ne peut donc pas reproduire la période de basses eaux observée en Octobre.

D'un point de vue isotopique, dans les deux bassins versants, le *MoHydIsoBV* reproduit correctement la saisonnalité observée (série 7, figure 4.9 et figure 4.10). Pour le bassin versant du lac d'Annecy, l'amplitude saisonnière simulée est volontairement amplifiée par rapport aux observations de l'Eau Morte pour prendre en compte la variabilité à l'échelle du bassin versant.

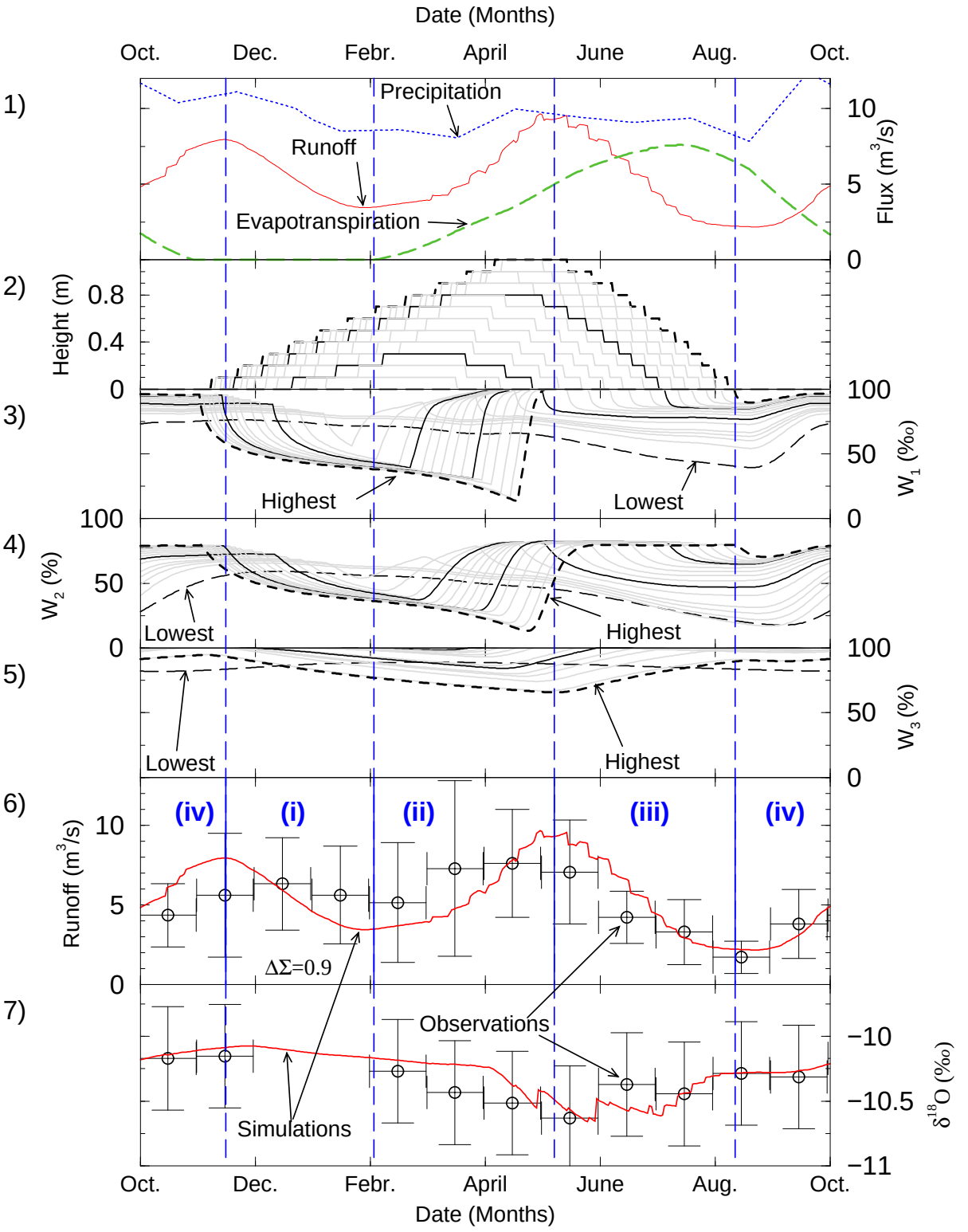


Figure 4.9: Observations et résultats des simulations du meilleur calage visuel de la composition istopique (série 7) et du débit (série 6) de l'exutoire du bassin-versant du lac d'Annecy (voir chapitre précédent pour les caractéristiques des barres d'erreur). Les autres séries illustrent pour les différentes mailles du modèle (Highest : maille la plus haute en altitude ; lowest : maille à l'altitude du lac, voir figure 4.6) les résultats des simulations des variations de l'épaisseur du manteau neigeux (série 2) et des variations des teneurs en eau dans *sol-1* (série 3), dans *sol-2* (série 4) et dans *nappe-3* (série 5). La série 1 permet de comparer le flux entrant : les précipitations, et les flux sortant : l'écoulement à l'exutoire (Runoff) et l'évapotranspiration.

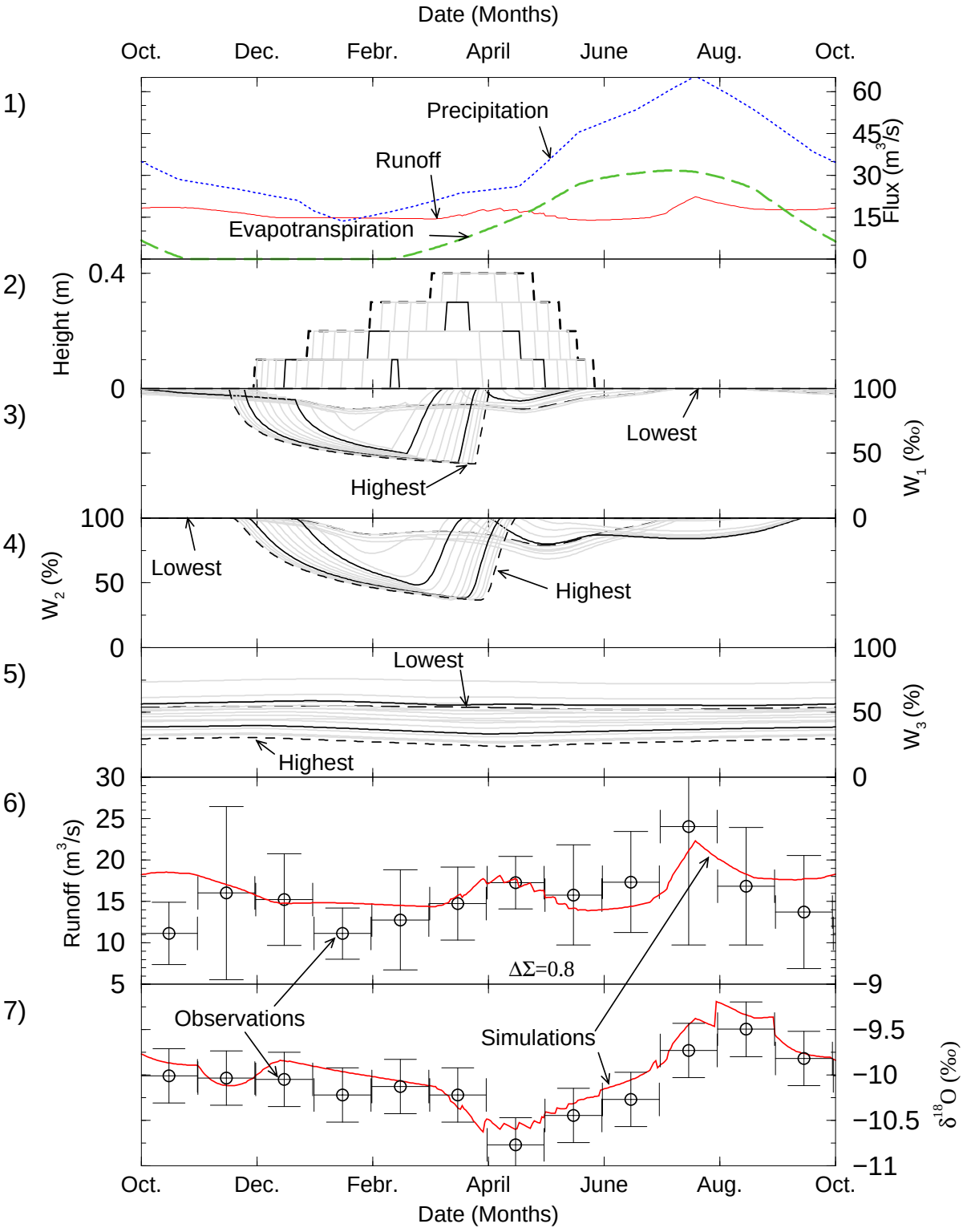


Figure 4.10: Résultats de la calibration du modèle hydro-isotopique de bassin versant pour Ammersee. Voir légende figure 4.9

Du fait des incertitudes sur l'estimation des variations altitudinales des paramètres externes de forçage, l'accord entre les simulations et les observations (débit et teneur isotopique) est déjà encourageant pour l'utilisation de ce type de modèle. En particulier, il apparaît particulièrement adapté aux bassins versants homogènes d'un point de vue des régimes hydrologiques des sous-bassins versants.

Des études supplémentaires s'avèrent particulièrement indispensables pour, dans un premier temps, un meilleur ajustement des paramètres externes dans le cas du bassin versant de Ammersee et, dans un second temps, une meilleure calibration des paramètres internes grâce, par exemple, à des méthodes d'inversion. Par ailleurs, à la différence du bassin versant du lac d'Annecy, le bassin versant de Ammersee est particulièrement étendu et alimente un affluent majeur (80% du ruissellement). Une alternative sera la démultiplication du *MoHydIsoBV* en différents sous-bassins versants en fonction de leur régime hydrologique mais encore faut-il qu'il existe des observations hydro-isotopiques. Enfin, la présence d'une zone étendue de sol nu (figure 4.8D) peut, ici, nécessiter également l'ajustement du paramètre C_{sol} (tableau 4.2).

4.3.7 Conclusions

Les résultats (débits et δ) du *MoHydIsoBV* sont particulièrement sensibles au volume des précipitations, au volume des réservoirs ($\mathbb{W}^{max}$) disponibles pour l'infiltration des précipitations et aux coefficients K_i qui déterminent les flux de percolation. Par ailleurs, l'influence de chacun de ces paramètres, sur les résultats des simulations, n'est pas linéaire.

Les résultats de la calibration, présentés ici, ont été obtenus par tâtonnements après une comparaison visuelle de la réaction du débit et de leur teneur isotopique à différentes valeurs des paramètres de calage. Malgré la multitude de combinaisons possibles de ces paramètres, les résultats présentés ici montrent la capacité de ce type de modèle à simuler de façon réaliste la variabilité inter-mensuelle du débit et de la teneur isotopique de l'exutoire d'un bassin versant de régime hydrologique mixte comme autour du lac d'Annecy. Ce système est en particulier caractérisé par un régime hydrologique commun entre les différents sous-bassins versants. Par contre, la complexité supérieure du régime hydrologique du bassin versant de Ammersee met en avant les limites de cette méthode. Cette complexité peut être attribuée à l'absence de végétation sur l'essentiel des parties élevées du bassin versant (figure 4.8D). De plus, du fait des plus grandes incertitudes sur le paramètre le plus sensible qu'est le volume des précipitations, le nombre de combinaison des paramètres de calage se trouve considérablement augmenté. D'autres méthodes d'ajustements telle que des méthodes de calibration intégrées sont donc nécessaires dans le cas du bassin versant de Ammersee. En parallèle, la simplicité de ce type de modèle permet également la division du système en plusieurs sous-*MoHydIsoBV* appliqués aux

sous-bassins versants principaux. Mais, le manque des observations pour la calibration devient alors le facteur limitant.

Malgré la difficulté du *MoHydIsoBV* à reproduire les observations des variations intermensuelles des débits sur le bassin versant de Ammersee, je présente dans le paragraphe suivant deux exemples d'application du *MoIsoLac* forcé par le *MoHydIsoBV* pour l'étude de la sensibilité de δ_O à des changements hydrologiques.

4.4 Le *MoHydIsoLac* : applications aux reconstructions paléoclimatiques

Le *MoHydIsoLac* est la combinaison du *MoIsoLac* (§ 4.2) et du *MoHydIsoBV*(§ 4.3) ; le *MoIsoLac*étant forcé par les sorties du *MoHydIsoBV*.

Comme je l'ai montré dans le paragraphe 4.2.4, l'existence d'une fenêtre de passage, dans les lacs stratifiés, influence le bilan isotopique de la colonne d'eau et, donc, influence δ_O. Cette fenêtre de passage résulte, non seulement, de la structure thermique de la colonne d'eau, mais également de la température des apports (les effets des matières en suspension sur la densité des apports étant ici négligés). Par conséquent, dans les bassins versants où les périodes de hautes et basses eaux sont particulièrement contrastées, les modifications du débit et/ou de leur teneur isotopique influenceront directement δ_O.

Le régime hydro-isotopique de l'exutoire d'un bassin versant est directement relié aux flux d'entrée et de sortie au sein même du bassin versant que sont les précipitations (entrée) et l'évapotranspiration (sortie). Afin d'illustrer l'impact du changement de ces deux flux sur le δ_O, j'ai utilisé le *MoHydIsoLac* dans son état actuel en modifiant, d'une part, la répartition de la couverture végétale (influençant directement le flux d'évapotranspiration) et, d'autre part, la saisonnalité des précipitations d'après les travaux de Slonosky [2002].

Dans l'état actuel du *MoHydIsoLac*, ces études permettent d'estimer l'ordre de grandeur de ces deux types de changements hydrologiques.

4.4.1 Variations de la couverture végétale

Dès l'occupation des bassins versants par les populations, les forêts ont été exploitées pour le bois de chauffage et les constructions. Sur le bassin versant du lac d'Annecy, c'est à partir de 1860, avec la création de l'Office National des Forêts, que des codes forestiers régissent l'évolution des peuplements. Avant 1860, les cartes du royaume de Sarde peuvent également apporter des informations sur la répartition des peuplements forestiers. N'ayant pas d'informations historiques quantitatives à disposition, je teste ici l'influence d'une déforestation totale et d'un

reboisement total des bassins versants sur δ_O. Pour ce faire, je remplace la végétation de type arboré par une végétation de type herbacé et inversement. Les zones de sol nu présentes sur les deux bassins versants (figure 4.8 B et D) sont une carrière sur le bassin versant du lac d'Annecy et des reliefs abrupts sur le bassin versant de Ammersee. Si les peuplements forestiers ne peuvent pas occuper cette zone dans la région de Ammersee, je n'y considère pas non plus ici un reboisement dans la région d'Annecy (cette zone étant de tout façon très peu étendue).

Lac d'Annecy (figure 4.11(a))

Du fait d'un accès à une réserve en eau limitée à *sol-1* pour l'évapotranspiration de la végétation de type herbacé, la déforestation simulée sur le bassin versant du lac d'Annecy implique une augmentation du débit à l'exutoire (série 1). Comme je l'ai discuté dans le paragraphe 4.3.6 (figure 4.9) la recharge des réservoirs (*sol-1*, *sol-2* et *nappe-3*) s'effectue lors de la fusion nivale. Lors de la reprise évapotranspiratoire, la végétation "pompe" les réserves en eau diluée par les précipitations estivales. L'absence de racines dans *sol-2* limite la baisse des réserves en été par conséquent, $\mathbb{W}_2$ est plus élevé à la fin de l'été entraînant ainsi une recharge plus importante lors l'arrête de l'infiltration des précipitations (phase (i), figure 4.9). Le δ des eaux de recharge est principalement marqué par le δ des précipitations d'hiver.

L'écart de 0,21 ‰ entre les deux δ_O simulés (série 4) s'explique ici par la diminution de δ_R sur toute l'année (série 2).

La proportion des variations simulées de δ_O attribuées aux variations du débit moyen des apports ou attribuées aux variations de δ_R pourrait être déduite de la comparaison de ces résultats avec la simulation de δD dans le *MoIsoLac*. Le δD est simulé par le *MoIsoLac* mais les résultats des simulations ne seront pas exploités ici. En effet, la dilution des eaux du lac par un accroissement des apports se manifeste par un déplacement de δ_L sur la ligne d'évaporation locale (LEL) [variation du rapport E/I, von Grafenstein, 2002 ; Gibson *et al.*, 1993]. Par contre, la variation du δ_R moyen se manifestera par un déplacement de δ_L parallèlement à la ligne des précipitations locales (LPL).

A l'opposé, le reboisement induit une diminution des débits relativement moins marquée (figure 4.11(a), 1) lors de la fusion nivale du fait de la plus grande occupation des peuplements forestiers dans l'état actuel du bassin versant (figure 4.8B). La réduction du pompage par évapotranspiration des précipitations estivales infiltrées dans *sol-1* favorise la percolation d'un signal isotopique enrichi d'abord vers *sol-2* puis vers *nappe-3*. Par conséquent, δ_R moyen est plus enrichi lors d'un reboisement entraînant ainsi l'enrichissement du δ_O.

Dans le lac d'Annecy, l'ordre de grandeur des incertitudes sur δ_O dues à la méconnaissance de la répartition des peuplements forestiers exploités est de 0,2‰.

Ammersee (figure 4.11(b))

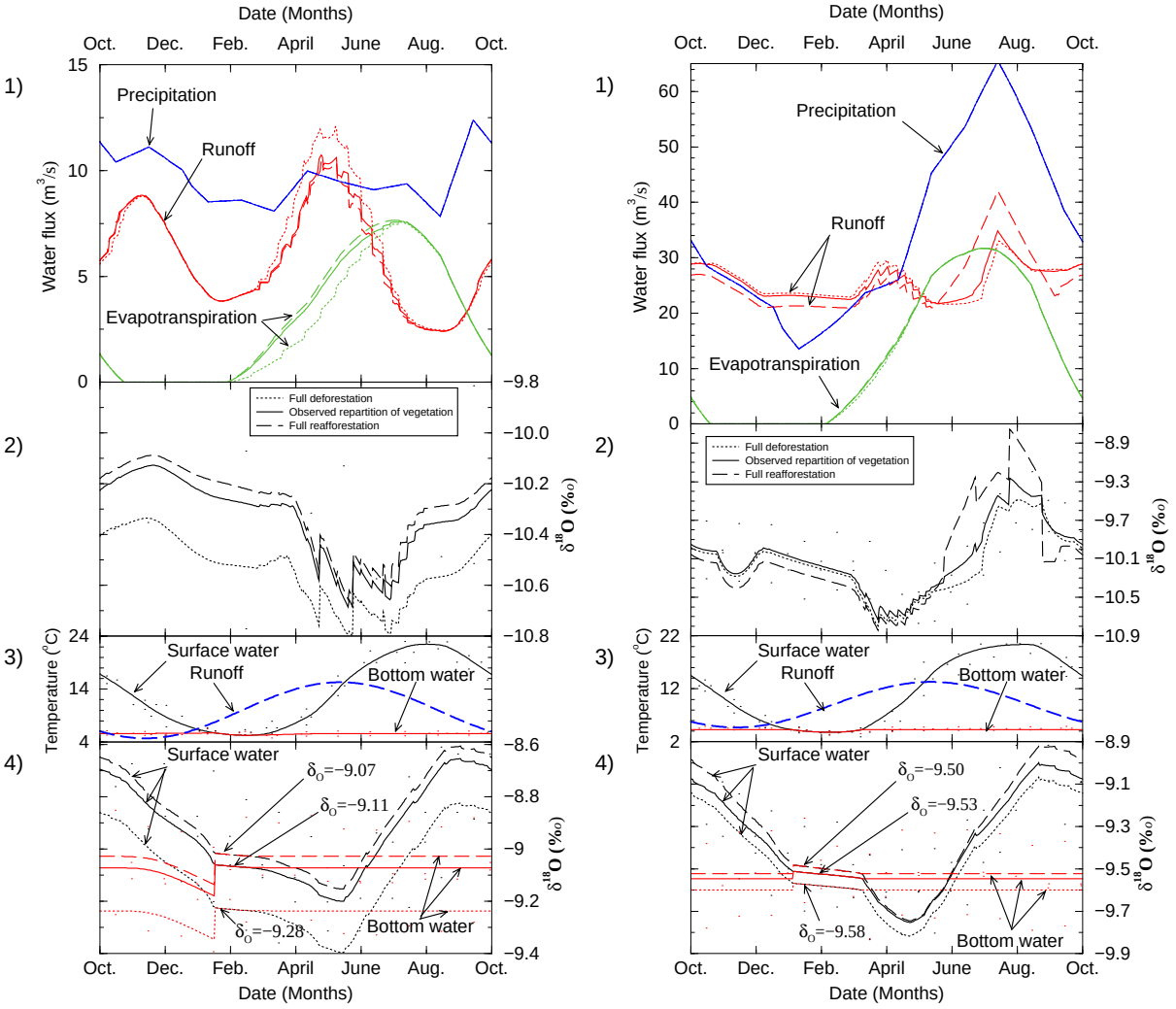
Du fait des incertitudes de la calibration du *MoHydIsoBV* dans le cas du bassin versant de Ammersee, la discussion suivante permet essentiellement une meilleure compréhension du fonctionnement du *MoHydIsoBV*.

La réaction du δ_O simulé à un reboisement et à une déforestation suit les mêmes tendances. En effet, le *MoHydIsoLac* reproduit un appauvrissement de δ_O en réponse à une déforestation et un enrichissement de δ_O en réponse à un reboisement. L'ordre de grandeur des incertitudes sur δ_O dues à la méconnaissance de la répartition des peuplements forestiers exploités est ici de 0,1‰ dans cette étude (figure 4.12(b), 4), deux fois inférieurs à l'incertitude dans le cas du lac d'Annecy.

Par contre, à la différence des résultats obtenus sur le bassin versant du lac d'Annecy, la réaction du bassin versant de Ammersee est plus complexe. La saisonnalité plus marquée de δ_R témoigne de temps de résidence plus court des précipitations dans les différents réservoirs dans le cas de ce bassin versant par rapport au bassin versant du lac d'Annecy. Par conséquent, ici, *sol-1* et *sol-2* sont les principaux réservoirs du cycle hydrologique. En effet, dans le cas d'une déforestation simulée, la saisonnalité de δ_R est amortie (série 2). Cette réaction est caractéristique d'un séjour plus long des précipitations dans les réservoirs. La déforestation induit une diminution des flux de percolations entre *sol-1* et *sol-2* du fait de l'augmentation des pertes par évapotranspiration des herbacés dans *sol-1*. De ce fait, la mise en charge de *sol-2* se trouve réduite pendant la période estivale limitant ainsi le débit à l'exutoire (série 1). L'essentiel des précipitations ayant lieu durant la période estivale, la diminution du stock d'eau plus enrichi infiltré dans *sol-1* cause une diminution du δ_R pendant la période de crue d'été (série 2).

A l'opposé, un épisode de reboisement induit une augmentation du débit et une augmentation de δ_R pendant la période de crue estivale. De plus, l'amplitude saisonnière de δ_R augmente à cause de la diminution de δ_R en hiver. Ces deux réactions sont intimement liées et peuvent s'expliquer par une diminution de l'infiltration d'eau enrichie (précipitations estivales) pendant le période de recharge des réservoirs profonds. Cette diminution est due à l'augmentation de la proportion des pertes par ruissellement. En effet, la limitation des pertes d'eau de *sol-1* par évapotranspiration empêche l'infiltration des pluies estivales qui ruissellent alors vers l'exutoire.

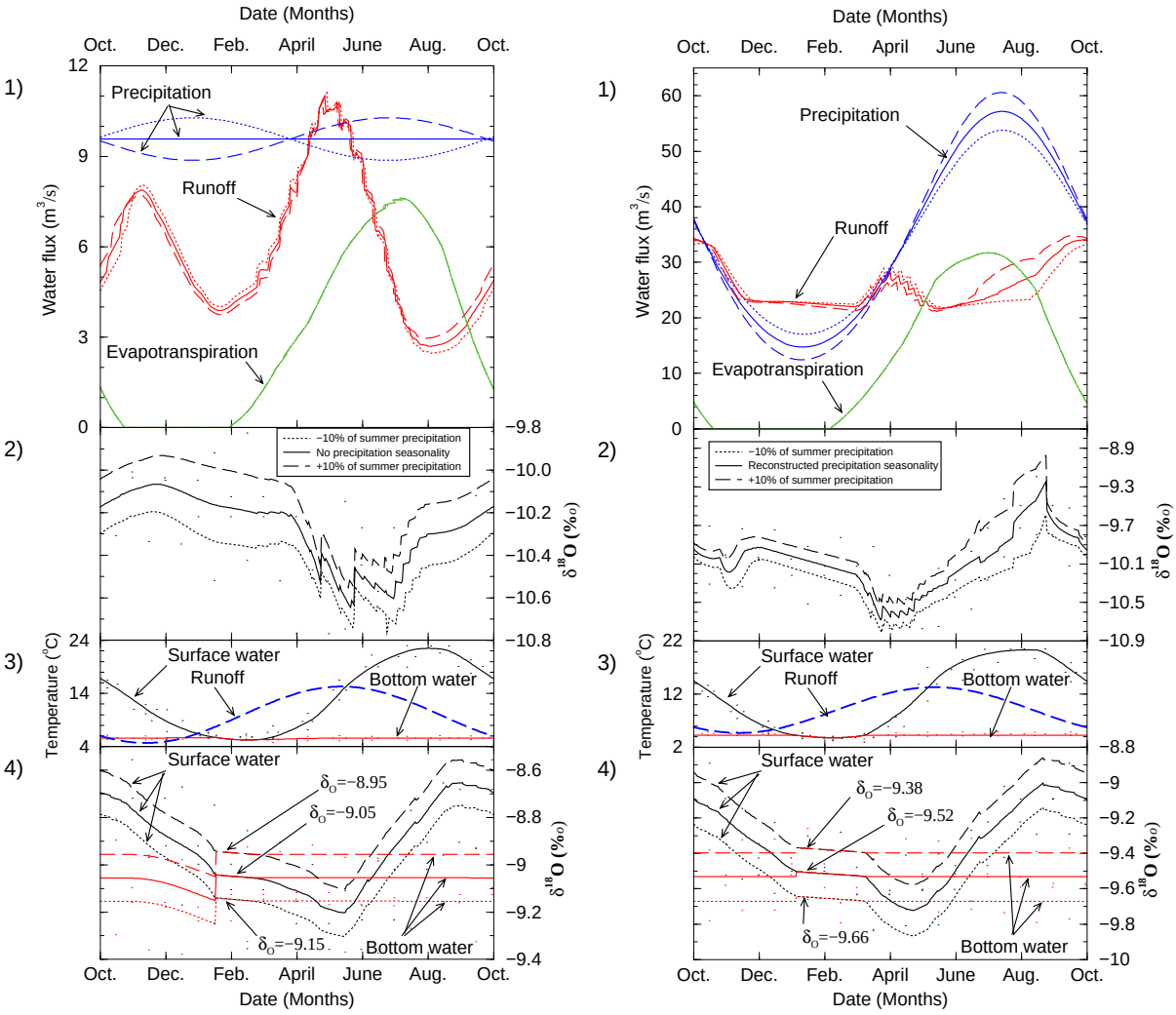
Ces résultats sont étroitement liés au fait que, pour la répartition actuelle de la couverture végétale, la teneur en eau de *sol-1* est déjà maximale pendant la période estivale (figure 4.10, série 3). Ceci met en évidence le comportement non-linéaire du *MoHydIsoBV* et du fonctionnement des systèmes lacustres.



(a) Lac d'Annecy.

(b) Ammersee.

Figure 4.11: Illustration de la sensibilité hydro-isotopique du bassin-versant et des lacs à une déforestation des forêts actuelles et à un reboisement des prairies actuelles.



(a) Lac d'Annecy.

(b) Ammersee.

Figure 4.12: Illustration de la sensibilité hydro-isotopique du lac d'Annecy et de son bassin-versant à la saisonnalité des précipitations.

4.4.2 Variations de la saisonnalité des précipitations

En Europe de l'ouest, les changements de la saisonnalité des précipitations sur les derniers siècles sont quantifiés d'après les études des longues séries d'observations comme les travaux de Slonosky [2002]. D'autres enregistrements permettent d'avoir une estimation des changements des précipitations comme les isotopes de la cellulose des cernes d'arbres [*e.g.* Masson-Delmotte *et al.*, article soumis], les dates de vendange,... Ici, j'ai testé l'effet d'une variation de $\pm$10% de la saisonnalité des précipitations sur δ_O.

Comme cette saisonnalité est très peu marquée dans la région du lac d'Annecy, j'ai forcé le *MoHydIsoLac* par une saisonnalité reconstruite et considérée comme nulle pour la période actuelle (figure 4.12(a), série 1). Dans le cas de Ammersee, j'ai également recréé un signal saisonnier des précipitations (figure 4.12(b), série 1). La différence, entre δ_O simulé ici et δ_O simulé avec les précipitations observées, est de 0,06‰ pour le lac d'Annecy et de 0,01‰ pour Ammersee. La plus grande correction de la saisonnalité des précipitations appliquée au cas du lac d'Annecy explique la plus grande variation de δ_O.

Résultats (figure 4.12)

Dans les deux systèmes, l'augmentation relative de la quantité des précipitations estivales induit un enrichissement des apports (series 2) et de l'eau du lac (series 4) en isotopes lourds. A l'inverse, la diminution relative de la quantité des précipitations estivales induit un appauvrissement des apports et de l'eau du lac. Comme la moyenne du débit ne change pas, la proportion des apports aux lacs par rapport aux pertes par évaporation en surface, reste constante. Par conséquent, les variations du δ de la masse d'eau sont dues à une combinaison des variations de la saisonnalité du débit des apports (par rapport à la fenêtre de passage, voir § 4.2.4) et des variations de δ_R. En effet, si la variation de la saisonnalité de δ_R n'apparaît pas clairement dans le cas du lac d'Annecy (série 2, figure 4.12(a)), cette variation est mieux visible dans le cas de Ammersee (série 2, figure 4.12(b)).

Faisant l'hypothèse que les changements de la saisonnalité des précipitations, observés entre la fin du XVII$^{\text{ième}}$ siècle et la fin du XX$^{\text{ième}}$ siècle à Paris [Slonosky, 2002], sont du même ordre de grandeur et suivent la même tendance dans la région des lacs étudiés ici, la diminution de la saisonnalité des précipitations induit une dérive de δ_O de -0,1‰ dans le lac d'Annecy et de -0,14‰ dans Ammersee en trois siècles.

4.5 Conclusions et perspectives

4.5.1 Modèle isotopique de lac

Le type de modèles isotopiques lacustres proposé par Hostetler et Benson en 1994, dans le cas de grands lacs nord-américains, peut s'appliquer à des lacs de plus petites tailles, également stratifiés. Mais, j'ai montré ici que le choix de la zone de mélange des apports depuis le bassin versant dans la colonne d'eau influence le bilan isotopique des lacs étudiés ici. La confrontation des observations des variations de la température des apports avec le modèle thermique de lac a permis de mettre en évidence la présence d'une période pendant laquelle l'effet isotopique des apports du bassin versant sur le bilan isotopique du lac est amorti. Ce phénomène, connu sous le nom de "effet de passage estival" (ou "summer by pass effect" en anglais), se limite à deux ou trois mois au début de la mise en place de la stratification thermique dans le cas du lac d'Annecy. Dans le cas de Ammersee, l'absence d'observation de la température des apports ne permet pas d'estimation de la durée de ce phénomène.

Température des apports (effet de la densité)

Dans le lac d'Annecy, les observations de cette température m'ont permis, non seulement de mettre en évidence l'importance de cette température sur le bilan des lacs, mais, également, de comprendre l'origine des variations inter-mensuelles du δ de l'eau profonde, durant les deux ou trois mois précédant le retournement de la colonne d'eau.

Dans le cas de Ammersee, la température des apports n'étant pas contrainte par des observations, j'ai montré par une étude de sensibilité, que le δ_O simulé peut varier de 0,1‰ suivant le déphasage entre la saisonnalité de la température des apports et la saisonnalité de la structure thermique de la colonne d'eau. Sachant que les variations inter-annuelles de la teneur isotopique moyenne de Ammersee sont de cet ordre de grandeur, un suivi thermique des apports permettrait d'affiner la modélisation isotopique du lac.

Par ailleurs, dans le cas de Ammersee, l'absence de végétation sur les reliefs les plus élevés du bassin versant (figure 4.8) peut ici entraîner des quantités non-négligeables de matière en suspension lors des périodes de forte pluie. L'effet de ces matières en suspension sur la densité des apports pourrait expliquer les variations, inter-mensuelles de δ de l'eau profonde, observées en été. L'effet des matières en suspension (matière organique et argile) sur la densité des apports doit donc être quantifié.

4.5.2 Modèle hydro-isotopique de bassin versant

Par cette étude, j'ai montré qu'un modèle mono-dimensionnel vertical permet de reproduire non seulement les débits à l'exutoire d'un bassin versant à régime hydrologique mixte, comme dans le cas du lac d'Annecy, mais également les variations inter-mensuelles de la teneur isotopique de l'exutoire. Dans le cas du bassin versant de Ammersee, la difficulté du *MoHydIsoBV* à reproduire les observations hydrologiques à l'exutoire du bassin versant peut s'expliquer par la méconnaissance de la variabilité altitudinale des différents paramètres météorologiques de forçage (en particulier les précipitations et la température de l'air). En effet, le caractère complexe du régime hydrologique de l'exutoire témoigne de sous-bassins constitutifs très variés. Malgré cela, la saisonnalité simulée de la teneur isotopique de l'exutoire reproduit les observations montrant ainsi la capacité du *MoHydIsoBV*.

L'utilisation d'un isotope stable de la molécule d'eau comme second traceur du cycle hydrologique (avec le flux d'eau) apporte des contraintes supplémentaires et indispensables à la calibration des résultats des simulations. Les résultats obtenues ici par tâtonnement et calage visuel montrent la capacité du *MoHydIsoBV* lorsque la variabilité spatiale des paramètres climotologiques de forçage est contrainte par des observations (bassin versant du lac d'Annecy). Dans les cas où cette variabilité n'est pas suffisamment contrainte (bassin versant de Ammersee), l'augmentation du nombre de paramètres incertains (principalement les gradients altitudinaux des précipitations) nécessite l'utilisation d'autres méthodes de calibration intégrées, en complément à la méthode utilisée ici.

Par ailleurs, d'un point de vue strictement hydrologique, ce modèle est également adapté à des études de l'impact des changements climatiques sur le système hydrologique, non seulement pour des scénarios climatiques passés mais également dans le contexte du réchauffement climatique prédit par les modèles de climat à grande échelle. [McCarthy *et al.*, 2001].

Température des apports et modèle thermique de sol

Un modèle simple[1] d'amortissement exponentiel des variations de la température de l'air dans le sol pourrait être utilisé pour estimer la température de l'eau des différents contributeurs et, par là, la température de l'écoulement à l'exutoire. Ce type de modèle peut en parallèle permettre d'estimer les périodes de gel des réservoirs de sol ainsi que l'épaisseur de sol affectée par le gel dans des contextes climatiques différents de l'actuel dans le cas du lac d'Annecy. Par contre, dans le cas du bassin versant de Ammersee, ce modèle est peut-être avant tout une possibilité d'amélioration des simulations. En effet, les faibles précipitations hivernales ne sont peut-être, *a posteriori*, pas suffisantes pour prévenir les risques de gel du sol et par là réduire le débit à l'exutoire en hiver et l'augmenter au printemps.

[1] La température du sol T_Z à la profondeur Z peut être estimée en fonction de la température de l'air selon une équation de type : $T_Z = \overline{T} + \frac{amplT}{2} cos(2\pi \frac{J-200}{366}) exp(-\frac{2\pi Z}{366})$ où $\overline{T}$ est la température moyenne annuelle de l'air en surface, $amplT$ est l'amplitude saisonnière de la température de l'air.

4.5.3 Modèle hydro-isotopique de lac

Malgré la nécessité d'affiner le calibration des deux composantes du *MoHydIsoLac* par des méthodes d'inversion, les résultats présentés ici sont encourageants pour son application aux études de la sensibilité du δ_O aux changements hydrologiques. L'ordre de grandeur des incertitudes sur le δ_O dues à la méconnaissance de la saisonnalité des précipitations et de la répartition du couvert forestier montre l'importance de ce genre d'étude pour réduire les incertitudes des reconstructions pélaoclimatiques basées, en particulier, sur les ostracodes benthiques. En effet, faisant l'hypothèse que les changements de la saisonnalité des précipitations observés entre la fin du XVII$^{\text{ième}}$ siècle et la fin du XX$^{\text{ième}}$ siècle à Paris [Slonosky, 2002] sont du même ordre de grandeur et suivent la même tendance dans la région des lacs étudiés ici, une diminution de 20% de la saisonnalité des précipitations induit une dérive de δ_O de -0,1‰ dans le lac d'Annecy et de -0,14‰ dans Ammersee en trois siècles. Par ailleurs, l'ordre de grandeur des incertitudes sur δ_O dues à la méconnaissance de la répartition des peuplements forestiers exploités est de 0,2‰, dans le lac d'Annecy et de 0,1‰ dans le cas de Ammersee et dans l'état actuel de calibration du *MoHydIsoLac*.

L'utilisation d'informations historiques des exploitations forestières sur la période récente et d'archives des conditions environnementales indépendantes, comme les pollens, sur les périodes plus anciennes, permettra de réduire les incertitudes sur les proportions des principaux couverts végétaux dans le forçage du *MoHydIsoLac* donc, de réduire les incertitudes sur le bilan isotopique des lacs et, finalement, de réduire les incertitudes sur $\delta_O$et sur les reconstructions de δ_P et de la température de l'air.

4.5.4 Simulations transitoires

Les simulations réalisées avec le *MoIsoLac* considèrent l'équilibre entre le forçage climatique (moyennes mensuelles pluri-annuelles sur la dernière décennie) et les observations isotopiques réalisées sur les deux années (affluents et colonne d'eau). Or, comme je l'ai souligné dans le paragraphe précédent, la teneur isotopique observée de la colonne d'eau intègre la signature isotopique des apports, durant au minimum les quatre dernières années. Cette limite est un minimum compte tenu de l'effet de la fenêtre de passage qui tend à amortir l'influence de la signature isotopique des apports sur le bilan isotopique de la colonne d'eau. Par conséquent, l'étude de la réponse immédiate du bilan isotopique du lac à des changements hydrologiques de l'ordre de l'année, tel que des aménagements anthropiques ou des changements brutaux de la surface des bassins versants, nécessite la réalisation de simulations transitoires. Dans le cas de Ammersee, von Grafentein *et al.* [1996] ont mis en évidence l'impact de la canalisation de Ammer sur l'enregistrement isotopique des ostracodes benthiques. Par ailleurs, des marqueurs

sédimentaires mettent clairement en évidence un changement du bassin versant du lac d'Annecy autour de 6000 ans BP [Beck, comm. pers.]. Un suivi pluri-annuel, de la variabilité de la teneur isotopique de la colonne d'eau et des apports, est indispensable pour la calibration des deux composantes du *MoHydIsoLac* en simulations transitoires. En particulier, dans le *MoHydIsoBV*, le volume du réservoir d'eau profonde est le principal paramètre d'amortissement des variations intra- et inter-annuelle. Sa calibration nécessite donc plusieurs années d'observations hydro-isotopiques pour étudier la réaction dynamique des systèmes lacustres.

Un étude plus fine de l'origine des variations de la température des apports en fonction des conditions météorologiques et en fonction des différents réservoirs contributeurs du bassin versant est également utile pour la réalisation de simulations transitoires.

Chapitre 5

Conclusions et perspectives

Durant ma thèse, j'avais choisi de travailler à l'interface entre hydrologie et dynamique du climat afin de comprendre le fonctionnement des lacs et de simuler leur sensibilité et leur vulnérabilité à des changements climatiques et/ou hydrologiques. Le travail effectué a consisté à comprendre le fonctionnement thermique, hydrologique et isotopique des systèmes lacustres pour améliorer les reconstructions paléoclimatiques à partir des sédiments lacustres. En particulier, je me suis focalisé sur les tests carbonatés d'ostracodes benthiques (*Candona sp.*). La teneur isotopique en oxygène-18 (δ) de la calcite de ces tests (δ_{CC}) est utilisée avec succès [von Grafenstein *et al.*, 1992, 1994, 1996, 1998, 1999a, 2000] comme archive indirecte du δ des précipitations (δ_P), relié au premier ordre à la température de l'air aux moyennes latitudes. Or, l'interprétation des variations de δ_{CC} en termes de variations de δ_P nécessite la quantification des processus intervenant au cours du cycle hydrologique avant l'archivage (les processus biologiques sont connus et n'ont pas été abordés dans cette étude). Au commencement de ces travaux, l'estimation de l'incertitude due à la méconnaissance de ces processus, sur les périodes passées, pouvait être obtenue par une simple addition des écarts maximaux de chaque étape du transfert du δ_P vers l'archive. Or, la plupart des paramètres intervenant dépendent l'un de l'autre et interviennent à plusieurs reprises avec des signes opposés. Par conséquent, pour aller vers une meilleure compréhension des enregistrements paléoclimatiques à partir des tests d'ostracodes benthiques lacustres, j'ai effectué une modélisation quantitative intégrée des systèmes complexes non linéaires"lac-bassin-versant" ainsi que de leurs interactions avec les paramètres climatiques.

Les enjeux de cette étude étaient, d'une part, de comprendre l'origine des variations de δ_{CC} et, d'autre part, de développer un outil permettant de simuler ces variations en réponse au forçage climatique et hydrologique. Le modèle devait également être conceptuellement simple et nécessiter un minimum de données d'entrées et de paramètres spécifiques aux systèmes afin d'être facilement applicable à différents lacs. Dans cette étude, le modèle a été appliqué à deux

lacs : lac d'Annecy (France) et Ammersee (Allemagne) dont les caractéristiques thermiques distinctes sont représentatives des lacs de moyennes latitudes.

Dans la suite de ce chapitre, je mettrai en *italique* les perspectives pour la suite des études de ces deux lacs et, de manière générale, pour la poursuite du travail amorcé ici.

Pour une espèce d'ostracode en particulier, les deux composantes δ_{CC} sont la température et la composition isotopique de l'eau lors de la précipitation de la calcite (notées respectivement T_O et δ_O). Le rôle des conditions climatiques T_O et le rôle des processus hydro-isotopiques sur δ_O ont constitué les principaux axes d'étude de la thèse.

5.1 La température de l'eau lors de la précipitation de la calcite (T_O)

J'ai re-développé un modèle thermique (*MoTempLac*) d'après les équations mathématiques de la littérature pour comprendre le poids des paramètres externes au lac (paramètres climatiques) et des paramètres internes au lac (morphobathymétrie et transparence) qui influencent T_O. Le *MoTempLac* est un modèle mono-dimensionnel vertical où le lac est considéré comme un empilement de couches de 1 m d'épaisseur homogènes en température. Il consiste en (i) le calcul du bilan des flux radiatifs et non-radiatifs échangés entre atmosphère et l'eau du lac en surface, (ii) la diffusion de la chaleur vers la profondeur contrainte par le profil de densité de la colonne d'eau et la vitesse du vent en surface et, (iii) la formation de glace de lac lorsque la température de l'eau en surface est inférieure au point de congélation.

Ayant l'opportunité de disposer de données historiques de la température du lac et de données homogénéisées de la température de l'air, j'ai montré la capacité du *MoTempLac* à simuler non-seulement les variations intra-annuelles mais également les variations inter-annuelles de la température de l'eau du lac d'Annecy par le biais d'une simulation transitoire sur plus d'un siècle.

Pour l'application spécifique aux ostracodes benthiques, une attention particulière a été portée sur la simulation de la température du fond qui a été considérablement améliorée par la prise en compte originale d'un modèle saisonnier du coefficient d'extinction de la lumière (η). En effet, dans le cas du lac d'Annecy, la transparence joue un rôle important dans l'évolution de la température de l'eau de fond. Sur le dernier siècle, la méconnaissance de ce paramètre engendre des incertitudes de l'ordre de 1°C sur T_O dans une gamme de 30% de η. Il est donc fondamental de chercher à mieux comprendre et modéliser à long terme les variations de η pour une meilleure quantification des variations de T_O dans le lac d'Annecy en particulier pour

interpréter les variabilités climatiques rapides sur la période récente. Par contre, dans le cas de Ammersee, T_O est très peu sensible à η dans une gamme de $\pm$15% autour de la valeur de calibration sur la dernière décennie.

Le modèle de transparence (*via* η) proposé ici est uniquement basé sur la saisonnalité de la production algale et néglige les effets des particules en suspension. Si des modèles existent déjà pour estimer la transparence à partir de variables observées (concentration et nature des matières en suspension, ...) [*e.g.* Van Duin *et al.*, 2001], les liens entre ces variables et les changements hydrologiques et climatiques ne sont pas quantifiés. De façon schématique, les nutriments, nécessaires à la production algale, et les matières en suspension proviennent principalement du bassin-versant. *Leurs quantités respectives pourraient être reliées aux caractéristiques physiques du bassin-versant (superficie, orientation, pente, couverture végétale) et aux conditions climatiques car dépendent de l'érosion des surfaces. De plus, sur la période récente, l'impact des activités humaines comme l'agriculture dans les variations de ces deux facteurs est déjà reconnu et doit donc être quantifié. Dans un premier temps, la comparaison des données disponibles sur des lacs, aux caractéristiques physiques et climatiques différentes, devrait apporter des premiers éléments quant à ces différents liens. Ensuite, connaissant la variabilité spatiale à l'échelle de la journée, le développement de méthodes de suivi continu (mesures in situ et/ou images satellites) pourrait contribuer à une meilleure compréhension des variations de la transparence.*

Enfin, si j'ai montré que la connaissance des variabilités intra- et inter-annuelle de la transparence est importante pour des reconstructions paléoclimatiques, j'ai également mis en évidence son impact sur le devenir du fonctionnement du lac d'Annecy et de Ammersee dans le cadre des changements climatiques futurs (voir article soumis en annexe D). En particulier, cette étude met en évidence le changement drastique du fonctionnement de Ammersee prédit pour 2020. Ce résultat est pertinent dans une gamme réaliste de variations de la transparence et des paramètres météorologiques de forçage. Par contre, dans le cas du lac d'Annecy, si les mêmes gammes de variations des paramètres météorologiques de forçage ne changent pas les prédictions du fonctionnement du lac, une diminution de la transparence (augmentation de η) de 15% peut favoriser l'arrêt de la circulation en 2013. Dans ce cadre, *la mise en oeuvre d'un suivi par images satellites de l'évolution de la transparence pourrait être une solution efficace à envisager pour un suivi des systèmes lacustres et une anticipation des conséquences irréversibles par le biais de modélisation sans ou avec réanalyses.*

La distinction entre lacs dimictiques et lacs monomictiques semble correspondre à une distinction entre des lacs où les variabilités intra- et inter-annuelle de T_O sont très contraintes et des lacs où elles sont variables et sensibles aux conditions climatiques et à la transparence.

Par conséquent, l'utilisation d'archives provenant de lacs dimictiques, comme Ammersee, limite fortement les incertitudes liées à l'estimation de T_O. Dans le cas de lac monomictiques, comme le lac d'Annecy, le *MoTempLac* permet d'estimer les conditions climatiques propices à un fonctionnement dimictique où ces incertitudes sont minimales voire nulles. Dans les autres conditions, le *MoTempLac* permet une estimation de ces incertitudes par le biais d'études de sensibilité comme présentées dans mon article publié au Journal of Geophysical Research (§ 2.5).

Si dans cette étude la réflexion a été centrée sur un groupe particulier d'ostracodes benthiques, la capacité du modèle à reproduire les variabilités de la température sur toute la colonne d'eau en fait un outil applicable à d'autres archives constituées à divers niveaux dans la colonne d'eau.

5.2 La composition isotopique de l'eau lors de la précipitation de la calcite

Dans le chapitre 4, j'ai présenté le développement d'un modèle hydro-isotopique de lac (*MoHydIsoLac*) pour l'étude de l'impact du fonctionnement hydrologique des systèmes lacustres. Ce modèle se divise en deux composantes, un modèle isotopique de lac et un modèle hydro-isotopique de bassin versant. Cette modélisation a nécessité avant tout un suivi hydro-isotopique du système afin d'en comprendre le fonctionnement hydro-isotopique et de permettre la calibration du modèle.

5.2.1 Suivi hydro-isotopique du lac d'Annecy et étude multiproxies

Pendant deux années, j'ai procédé au suivi hydro-isotopique du lac d'Annecy à l'entrée (précipitations) et à la sortie (exutoire) de son bassin versant et dans la colonne d'eau. Ce suivi met en évidence l'amortissement généralement observé de la saisonnalité de la composition isotopique (δ) de l'eau depuis les précipitations ($\sim 7‰$) jusqu'au fond du lac ($< 0,3‰$). Ce travail de suivi a permis également la quantification de la variabilité du δ des différents contributeurs du lac d'Annecy dans l'optique d'une modélisation du bassin versant dans son ensemble.

Par ailleurs, le suivi thermique des affluents a permis la prise en compte de la saisonnalité de la température des apports pour la détermination de la profondeur de mélange dans la colonne d'eau.

Etude multiproxies : la composition isotopique de la cellulose des cernes d'arbres

Une des limites des tests carbonatés d'ostracodes benthiques est la résolution temporelle de l'enregistrement (de l'ordre de la décennie) principalement due à l'homogénéisation du signal isotopique dans la masse d'eau lacustre. Grâce à des développements analytiques récents, la composition isotopique de la cellulose des cernes d'arbres (δ_C) peut être analysée et offre le potentiel d'une archive indirecte de δ_P. Cette seconde archive présente des intérêts complémentaires tel qu'une résolution annuelle et une datation très fine. Or, le signal isotopique enregistré est également indirect et potentiellement biaisé par des processus physiques et biologiques intervenant entre la pluie et la cellulose.

Dans le but de la reconstruction du signal δ_P commun aux deux archives, j'ai cherché à tester le poids des biais hydrologiques dans l'archivage de δ_P dans δ_C. Pour ce faire, j'ai sélectionné deux sites forestiers dans le contexte climatique du lac d'Annecy présentant, *a priori*, deux contextes hydrologiques différents. Cette différence a été confirmée, *in situ*, par des études pédologiques menées par M.-A. Courty et N. Fedoroff [comm. pers.].

Les résultats, présentés dans le chapitre 3 sur les trente dernières années, montrent la capacité de la teneur isotopique de la cellulose des chênes pédonculés à enregistrer un signal isotopique corrélé aux observations des précipitations à la station de Thonon-les-Bains. Malgré le contraste des systèmes hydrologiques, le coefficient de détermination entre les deux séries est R^2=0,61. Ceci montre que durant cette période, les deux sites n'ont pas subi de sécheresse suffisamment marquée pour différencier significativement par des effets hydrologiques les enregistrements. Par conséquent, ces résultats sont encourageants pour la poursuite de ce type de travaux dans la région.

Par ailleurs, *les études statistiques réalisées ici peuvent être particulièrement améliorées par la confrontation de δ_C à la teneur isotopique simulée des réserves en eau du sol (δ_S) à l'aide du MoHydIsoBV adapté à chaque site. Ceci permettra de prendre en compte les variations inter-annuelles du δ_S et donc d'affiner l'estimation de la valeur de δ_S pendant la période de croissance. Pour ce faire, le MoHydIsoBV peut être réduit à une seule maille où les caractéristiques de sol sont contraintes par les observations pédologiques déjà réalisées. Les incertitudes quant à la profondeur d'enracinement moyenne du peuplement peuvent être évaluées par le biais d'études de sensibilité.*

5.2.2 Modèle isotopique de lac (*MoIsoLac*)

Le modèle isotopique de lac (*MoIsoLac*) est couplé au *MoTempLac* afin de prendre en compte les effet de la saisonnalité de la stratification thermique et isotopique de la colonne d'eau sur le bilan isotopique du lac. Le *MoIsoLac* consiste en (i) l'estimation du δ de la vapeur issue de

l'évaporation de l'eau du lac en surface en fonction des facteurs de fractionnement isotopique et des conditions atmosphériques, (ii) le calcul des effets de l'évaporation et des précipitations sur le δ de la couche superficielle de la colonne d'eau, (iii) le mélange isotopique des apports depuis le bassin versant dans la colonne d'eau en fonction du profil thermique du lac et de la température des apports et, (iv) la diffusion des isotopiques le long de la colonne d'eau.

Dans le cas du lac d'Annecy, le *MoIsoLac* reproduit correctement les tendances intermensuelles de la teneur isotopique du δ de l'eau en surface (δ_E) et au fond (δ_H) ainsi que l'homogénéisation isotopique dans le contexte climatique actuel utilisé pour le forçage. Ces résultats ont uniquement pu être obtenus grâce à la considération des variations saisonnières de la température des apports (T_R). Dans le cas de Ammersee, j'ai montré par des études de sensibilité que la méconnaissance de T_R peut entraîner des incertitudes de l'ordre de 0,05‰ sur le δ moyen de la colonne d'eau. *Ceci met en évidence l'importance de la réalisation d'un suivi de T_R pour une meilleur compréhension des variations intra- et inter-annuelles du bilan isotopique du lac.*

Une des incertitudes dans l'équation du calcul du δ de la vapeur formée par évaporation de l'eau en surface des lacs est la considération de l'équilibre entre le δ de la masse d'air évaporant et le δ des précipitations (§ 4.2.1). *Une méthode de prélèvement de la vapeur d'eau pour la mesure du δ vient d'être validée au LSCE [Cattani, comm. pers.] et des mesures vont être réalisées en 2004 autour du lac d'Annecy permettant ainsi d'affiner l'évaporation sur le bilan isotopique du lac.*

5.3 Modèle hydro-isotopique de bassin-versant (*MoHydIsoBV*)

Toujours dans l'esprit d'un modèle conceptuellement simple, j'ai développé un modèle hydro-isotopique de bassin versant pour prendre en compte les processus de mélange isotopique intervenant entre les précipitations et l'exutoire du bassin versant dans les différents réservoirs du cycle hydrologique. Le bassin versant est discrétisé par mailles verticales de 100m de dénivelé comprenant deux réservoirs de sol (pour les profondeurs de 0 à 0,5 m (*sol-1*) et de 0,5 m à 1,5 m (*sol-2*)) et un réservoir d'eau profonde. Le modèle est contraint par la courbe hypsométrique du bassin versant et la répartition de la végétation de type arboré et de type herbacé. Le second type de végétation a uniquement accès à la réserve en eau de *sol-1* alors que le premier type a également accès à la réserve en eau de *sol-2*. Le *MoHydIsoBV* (i) utilise l'évaporation potentielle et la disponibilité en eau pour le calcul de l'évapotranspiration, (ii) estime l'infiltration des précipitations dans *sol-1*, (iii) estime les flux de percolation entre les différents réservoirs, (iv) estime l'accumulation des précipitations sous forme de neige et la fusion du manteau neigeux et (v) effectue le bilan isotopique de chaque réservoir par un bilan de masse.

Les résultats obtenus montrent la capacité de ce type de modèle à simuler la variabilité inter-mensuelle du débit et de la teneur isotopique de l'exutoire d'un bassin versant de régime hydrologique mixte comme celui du lac d'Annecy. Les résultats (débits et δ) du *MoHydIsoBV* sont particulièrement sensibles à la saisonnalité des précipitations. Le bassin versant du lac d'Annecy est en particulier caractérisé par un régime hydrologique commun entre les différents sous-bassins versants permettant la considération d'un seul *MoHydIsoBV* pour l'ensemble du bassin versant. De plus, la variabilité des paramètres météorologiques de forçage est relativement bien connue, contraignant ainsi la calibration du modèle. Par contre, la complexité supérieure du régime hydrologique du bassin versant de Ammersee et la méconnaissance de la variabilité spatiale des paramètres météorologiques sur le bassin versant augmentent la difficulté de la calibration du *MoHydIsoBV*. Dans ce cas, *des études de sensibilité supplémentaires doivent être réalisées ainsi que l'utilisation de méthodes de calibration intégrées.*

Si dans le cas de bassin versant à régime hydrologique complexe le MoHydIsoBV montre ses limites, sa conceptualisation en fait un modèle facilement duplicable en sous-modèles. Par contre, le problème réside alors dans la disponibilité des données de calibration et la calibration de *MoHydIsoBV* pour chaque sous-bassin versant.

5.4 Modèle hydro-isotopique de lac (*MoHydIsoBV+MoIsoLac*) : applications aux reconstructions paléoclimatiques

Le forçage du *MoIsoLac* par les résultats du *MoHydIsoBV* permet de prendre en considération la saisonnalité du débit et du δ des apports sur le bilan isotopique du lac et donc de δ_O. Faisant l'hypothèse que les changements de la saisonnalité des précipitations observés entre la fin du XVII$^{\text{ième}}$ siècle et la fin du XX$^{\text{ième}}$ siècle à Paris [Slonosky, 2002] sont du même ordre de grandeur et suivent la même tendance dans la région des lacs étudiés ici, une diminution de 20% de la saisonnalité des précipitations induit une dérive de δ_O de -0,1‰ dans le lac d'Annecy et de -0,14‰ dans Ammersee en trois siècles. Par ailleurs, l'ordre de grandeur des incertitudes sur δ_O dues à la méconnaissance de la répartition des peuplements forestiers exploités est de 0,2‰, dans le lac d'Annecy et de 0,1‰ dans le cas de Ammersee et dans l'état actuel de calibration du *MoHydIsoLac*.

Les simulations hydro-isotopiques présentées dans ce document, n'ont concerné que les isotopes de l'oxygène. Le *MoHydIsoLac* comprend également les isotopes de l'hydrogène mais les résultats ne sont pas discutés ici car ils n'ont pas encore été interprétés. Si les tests carbonatés des ostracodes benthiques n'enregistrent pas la teneur isotopique en deutérium des précipitations, *la modélisation de ce second isotope de la molécule d'eau permettra d'améliorer la calibration du MoIsoLac et facilitera l'identification des processus physiques à l'origine des résultats obtenus par les études de sensibilité.*

5.5 Perspectives générales

Les systèmes lacustres sont des systèmes complexes non-linéaires et ne peuvent être abordés qu'avec des modèles comme celui développé durant ma thèse. *Je propose d'appliquer ce modèle à d'autres lacs et, en particulier dans des contextes climatiques et hydrologiques différents de ceux abordés ici, dans l'optique d'améliorer la fiabilité des simulations en réponse à des changements climatiques.*

Le MoHydIsoLac, développé durant cette thèses financée par l'ANDRA, est prêt pour l'amélioration de la construction du log température à très haute définition couvrant les derniers 15.000 ans. Ce log est en cours d'extraction au LSCE (travaux de von Grafenstein financés par l'ANDRA) à partir du δ_{CC} de coquilles d'ostracodes benthiques provenant des sédiments du lac d'Annecy.

Par le biais de méthodes d'inversion, le modèle développé durant ma thèse devrait permettre de tester les conditions climatiques compatibles avec les enregistrements isotopiques d'évènements particuliers à partir des ostracodes benthiques comme la période froide à 8200 ans BP. Ceci nécessiterait de faire des hypothèses sur le contexte hydrologique du bassin versant pouvant être contraintes par les informations provenant d'autres archives comme, par exemple, les pollens pour une estimation de la couverture végétale.

A l'interface entre le climat et l'hydrologie, le modèle développé durant cette étude est un outil dont les applications ne se limitent pas seulement à l'étude des ostracodes benthiques préservés dans les sédiments lacustres. *Le modèle hydrologique de bassin versant pourrait également s'appliquer à la régionalisation hydrologique de l'impact des changements climatiques futurs prédits par les modèles de climat à grande échelle.*

Les systèmes lacustres sont des composantes importantes de l'économie d'une région à travers la pêche, le tourisme et les ressources en eau potable. Si le changement climatique récent à déjà des conséquences observées sur les écosystèmes lacustres, les changements climatiques futurs prédits par les modèles de climat à grande échelle peuvent modifier considérablement la qualité des eaux des lacs (senature). *Je propose d'appliquer le MoTempLac à différents lacs afin d'en étudier la réponse particulière. De plus, par des études de sensibilité, à la transparence en particulier, pourrait permettre d'orienter les choix politiques de gestion de l'environnement des lacs pour prévenir des modifications dramatiques et irréversibles.*

Annexe A

Bilan énergétique à la surface d'un lac

Les différents termes du bilan énergétique à la surface d'un lac se divisent en deux catégories : les termes radiatifs et les termes non-radiatifs dans l'égalité suivante :

$$\Phi_N = (1 - A_{lac}).Rg + IR_a - IR_l - (\Phi_s + \Phi_l) \tag{A.1}$$

où Rg est le rayonnement solaire incident, IR_a est le rayonnement atmosphérique infra-rouge et IR_l est le rayonnement infra-rouge de la surface du lac. Les termes Φ_s et Φ_l sont les flux de chaleur sensible et latente échangés entre la surface d'eau libre et l'atmosphère.

A.1 Estimation du flux solaire

Le modèle utilise la formulation de Prescott [1940], dans Henderson-Sellers [1986] pour l'estimation de ce rayonnement :

$$\Phi_s = \Phi_\infty[a + b\ (1 - CC)] \tag{A.2}$$

où Φ_∞ est le flux solaire incident journalier au sommet de l'atmosphère, calculé d'après les données astronomiques ($W.m^2$), CC est la couverture nuageuse (en dixième), et a et b sont des constantes (voir ci-dessous). D'après Henderson-Sellers [1986], cette formulation était développée pour des échelles de temps mensuelles mais maintenant est utilisée pour des estimations sur des périodes de temps inférieures au jour.

$$\Phi_\infty = 433,7477\ \bar{d}^2\ (H\ sin\phi\ sin\delta + cos\phi\ cos\delta\ sinH) \tag{A.3}$$

où ϕ est la latitude, $\bar{d}$ est le rapport à la moyenne de la distance terre-soleil instantanée, δ est la déclinaison et H et la durée angulaire maximale du demi-jour. Ces trois derniers paramètres se calculent selon :

$$\bar{d} = \{1 - 0,01673\ cos(2\pi J/365)\}^{-1} \tag{A.4}$$

$$\delta = 0,4093\ sin(2\pi[J - 79,75]/365) \tag{A.5}$$

$$cos\ H = -tan\phi\ tan\delta \tag{A.6}$$

où J est le jour de l'année. La couverture nuageuse est estimée à partir de la durée d'insolation observée (d_{inso} en secondes) et de la durée maximale du jour [Henderson-Sellers, 1986] :

$$CC = 1 - \frac{d_{inso}}{2(H\frac{43200}{\pi})} \tag{A.7}$$

où 43200 est le nombre de secondes en 12 heures ($\equiv \pi$ radians). Lorsque la couverture nuageuse est nulle, Φ_s/Φ_∞ égale la valeur de la transmissivité de l'atmosphère en ciel clair. Par conséquence, $a + b \simeq 0,70 - 0,80$. Glover et McCulloch [1985] suggèrent une dépendance de a avec la latitude : $a = 0,29\ cos\ \phi$.

Lac d'Annecy

Aucune observation du flux solaire incident à la surface du sol (ou du lac) n'est disponible à la station météorologique de Meythet (la plus proche du lac). Pour la validation du modèle et le calage des paramètres a et b, nous disposons de données de rayonnement journalier à la station de Bellegarde-sur-Valserine (Météo France) depuis l'année 1995 ainsi que les données journalière de l'humidité relative moyenne. Nous ne disposons pas d'observations de la durée d'insolation à cette station. Pour estimer la couverture nuageuse à cette station, nous avons utilisé la relation observée entre la couverture nuageuse moyenne mensuelle et l'humidité relative moyenne mensuelle à la station de Meythet (Météo France) pour les années 1993 à 1999 :

$$CC = 0,018 \times H_R - 0,8 \qquad [R^2 = 0,81\ \ et\ \ N = 72] \tag{A.8}$$

Le tableau A.1 résume les écarts entre observations et simulations du rayonnement solaire en fonction de b et d'une correction de la couverture nuageuse (δCC). Malgré les incertitudes sur la couverture nuageuse, les simulations sont en accord avec les observations à la station de Bellegarde-sur-Valserine. Ces résultats permettent de préciser les valeurs probables de la transmissivité de l'atmosphère en ciel clair dans la région de Bellegarde-sur-Valserine : $a + b \simeq 0,69 - 0,77$.

La figure A.1 présente des résultats de l'estimation du flux solaire sans correction de la couverture nuageuse ($\delta CC = 1$) et avec une constante b moyenne et égale à $0,525$. Les simulations sont en bon accord avec les observations malgré les incertitudes sur la couverture nuageuse.

Ammersee

Aucune donnée sur le rayonnement solaire n'est disponible aux trois stations proches de Ammersee. J'ai donc utilisé les mêmes valeurs que pour le lac d'Annecy.

$\delta CC = 0,90$		$\delta CC = 0,95$		$\delta CC = 1,00$		$\delta CC = 1,05$		$\delta CC = 0,10$	
b	p	b	p	b	p	b	p	b	p
0,487	0,9985	0,500	0,9930	0,520	0,9951	0,540	0,9952	0,565	0,9989
0,488	0,9997	0,505	0,9993	0,525	1,0008	0,545	1,0007	0,566	0,9999
0,489	1,0009	0,510	1,0052	0,530	1,0065	0,550	1,0062	0,567	1,0010

Tableau A.1: δCC est un terme correctif appliqué à la couverture nuageuse estimée à partir de la relation observée à Meythet (équation A.8), b est tirée de l'équation A.2 où a est calculée en fonction de la latitude de la station météo de Bellegarde-sur-Valserine (Météo France) : $a = 0,201$, p représente la pente dans la relation $\Phi_s^{observations} = p \times \Phi_s^{simulations}$. Tous les coefficients de corrélation sont égaux à $0,96$.

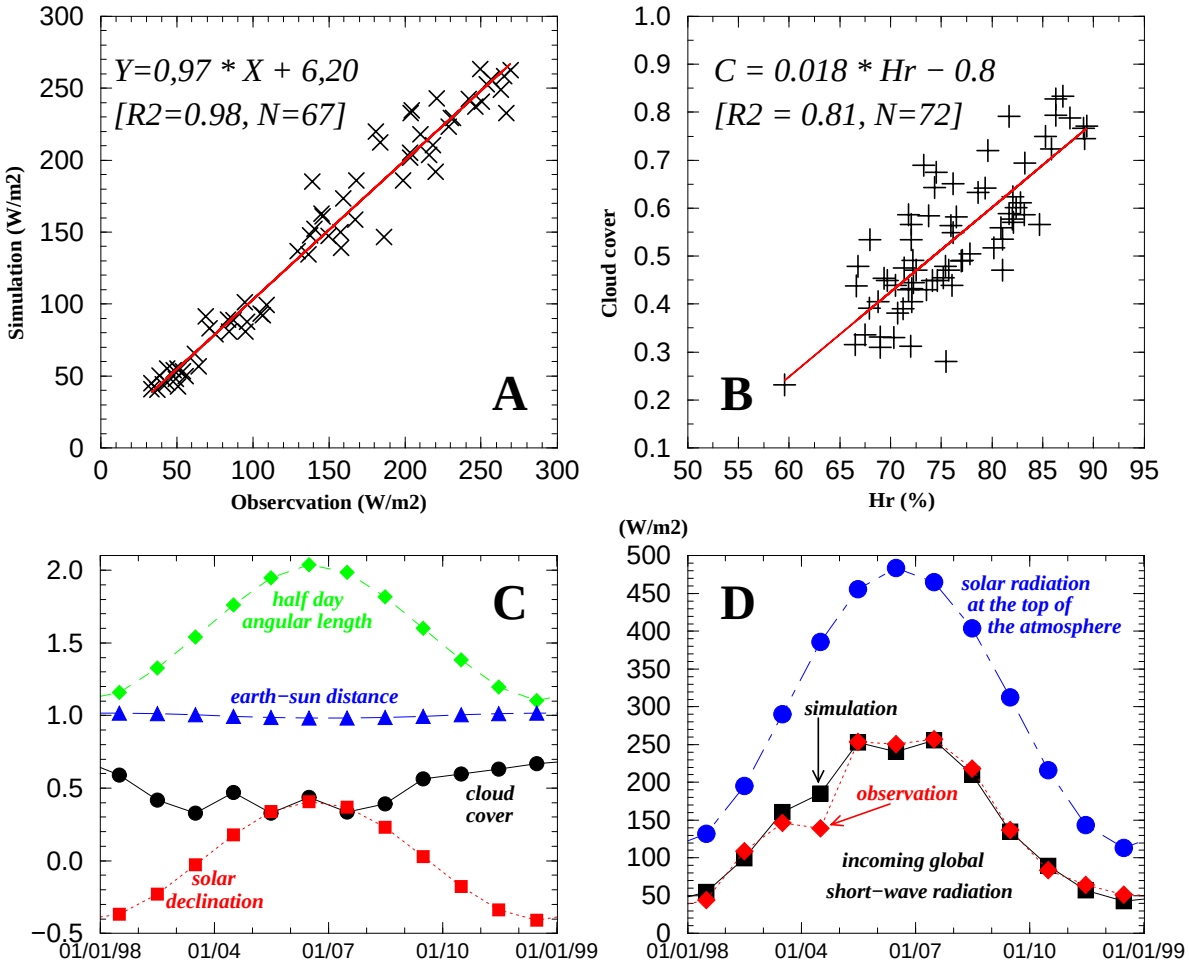


Figure A.1: Rayonnement solaire incident à la station de Bellegarde-sur-Valserine : observations (Météo France) et simulations (annexe A.1). A : Comparaison des flux solaires mensuels observés et simulés pendant les années 1995 à 2000 B : Relation empirique entre la couverture nuageuse mensuelle et l'humidité relative mensuelle de l'air observée à la station de Meythet (Météo France). C : Valeurs caractéristiques des différents paramètres calculées pour l'année 1998. D : Valeurs calculées du flux solaire au sommet de l'atmosphère et valeurs observées et calculées du flux solaire incident à la surface du sol pour l'année 1998.

A.2 Albédo aux courtes longueurs d'onde

Le rapport entre la partie du rayonnement solaire incident (annexe A.1) qui est réfléchie vers l'atmosphére et celle qui pénètre dans la colonne d'eau définit l'albédo (ou réfléctivité) de la surface lacustre. Pour les modèles thermiques qui nécessitent des paramètrisations moyennes journalières, une valeur moyenne annuelle de $0,06$ est souvent utilisée [Henderson, 1986]. Pour prendre également en considération les effets des variations temporelles et latitudinales de ce paramètre, Henderson-Sellers [1986] propose d'utiliser une équation qui relie la valeur de l'albédo à la durée du jour, elle-même fortement influencée par la latitude du lac et le jour de l'année :

$$A_{lac} = \frac{at_dF}{2H\pi} \tag{A.9}$$

où a est un paramètre dépendant de la couverture nuageuse (CC, équation A.7) et du jour de l'année, t_d est le nombre de secondes en 24 heures et, F est un paramètre d'intégration. Le paramètre a est donné par [Henderson, 1986] :

$$a = 0,02 + 0,01(0,5 - CC)\{1,0 - sin[\pi(J - 81)/183]\} \tag{A.10}$$

Le facteur d'intégration F est donné par [Henderson, 1986] :

$$si\ (b^2 - c^2) \geq 0\ :\ F = 2(b^2 - c^2)^{1/2} Arctan(B^{1/2}) \tag{A.11}$$

$$si\ (b^2 - c^2) < 0\ :\ F = (c^2 - b^2)^{1/2} ln\left(\frac{1 + (-B)^{1/2}}{1 - (-B)^{1/2}}\right) \tag{A.12}$$

où

$$b = a + sin(\phi)sin(\delta) \tag{A.13}$$

$$c = cos(\phi)cos(\delta) \tag{A.14}$$

$$B = \frac{b - c}{b + c} \times tan^2\left(\frac{\pi H}{t_d}\right) \tag{A.15}$$

A.3 Rayonnement thermique infra-rouge

Toute matière à une température supérieure au zéro absolu (-273^oC), émet une énergie sous forme de rayonnement infra-rouge (IR). Le taux, auquel cette énergie est émise, est donné par la loi de Stefan-Boltzmann (énergie par unité de surface et par unité de temps) :

$$IR = \varepsilon.\sigma.(T + 273)^4 \tag{A.16}$$

où ε est l'émissivité de surface du corps rayonnant (sans dimension), σ est la constante universelle dite de Stefan-Boltzmann (5,67$\times 10^{-8}$W.m^{-2}.$^oC^{-1}$) et T est la température du corps rayonnant (lac ou atmosphère) (en ^oC).

L'émissivité d'un lac est égale à $0,96$ [Dingman, 1993]. L'émissivité de l'atmosphère est calculée selon Henderson-Sellers en fonction des paramètres météorologiques :

$$si\ (1-CC) \geq 0,4\ : \tag{A.17}$$
$$\varepsilon_{atmo} = 0,84 - (0,1 - 9,973 \times 10^{-6}.p_a)(1-CC) + 3,491 \times 10^{-5}.p_a$$
$$si\ (1-CC) < 0,4\ : \tag{A.18}$$
$$\varepsilon_{atmo} = 0,87 - (0,175 - 29,92 \times 10^{-6}.p_a)(1-CC) + 2,693 \times 10^{-5}.p_a$$

où p_a est la pression de vapeur de l'air exprimée (en Pa) et s'obtient par le produit de la pression de vapeur saturante P_a fonction de la température de l'air (équation A.19) par l'humidité relative Hr.

Pression de vapeur saturante

La loi de Clausius Clapeyron relie la pression de vapeur saturante $P(T_a)$ d'une masse d'air à sa température T_a. La relation de Tetens est une approximation courament utilisée de cette loi:

$$P(T_a) = 610,78.exp\Big(\frac{17,269.T_a}{T_a + 237,3}\Big) \tag{A.19}$$

où T_a est en °C et $P(T_a)$ en Pa.

A.4 Evaporation et flux de chaleur latente

Le flux de chaleur latente représente l'énergie perdue par un liquide évaporé. Il dépend donc du taux d'évaporation. Celui-ce se calcule d'après les paramètres météorologiques comme le pression, la température et la vitesse du vent.

L'équation principale du flux de chaleur latente Φ_l est :

$$\Phi_l = \rho.L_v.E \tag{A.20}$$

où ρ est la masse volumique de la vapeur d'eau évaporée, L_v est la chaleur latente de vaporiation ($J.kg^{-1}$) et E est le taux d'évaporation.

Lorsque l'amplitude de variation de la température de la surface évaporante est large, la considération de la dépendance de la chaleur latente de vaporiation à cette température permet de réduire les incertitudes. En 1984, Henderson-Sellers 1984 propose une nouvelle formulation de L_v :

$$L_v = 1,91846.10^6 \times \frac{T_s + 273}{T_s + 239,09} \tag{A.21}$$

où T_s est la température de la surface évaporante (^oC).

Dans les plans d'eau naturels, les mouvements advectifs de chaleur et les variations dans le stock de chaleur peuvent jouer un rôle significatif sur le bilan énergétique journalier. Leurs influences dépendent en grande partie de la surface aérienne, du volume et du temps de résidence de l'eau dans le lac. A cause des importantes variations du rôle de ces facteurs non-météorologiques dans le bilan énergétique, il est généralement impossible d'estimer l'évaporation journalière sur un lac de la même façon qu'annuellement uniquement à partir des données météorologiques [Dingman, 1993]. En effet, pendant une année, les effets du stockage d'énergie thermique et les effets des mouvements de chaleur s'équilibrent. Au pas journalier, nous prenons en compte la température du lac en surface. Le choix de la formule du calcul de l'évaporation journalière est très large [Henderson-Sellers, 1985 ; Hostetler et Bartlein, 1990 ; Vassiljev *et al.*, 1994]. Généralement, le taux d'évaporation s'exprime sous la forme de [Dingman, 1993] :

$$E = N.U.(P_0 - p_a) \tag{A.22}$$

où N est un coefficient de transfert de masse, déterminé empiriquement, qui reflète l'efficacité du transport vertical de la vapeur d'eau par le vent et P_0 est la pression de vapeur saturante à la température de l'eau et p_a est la pression de vapeur de l'air en contact. U est la vitesse du vent.

Nous utilisons ici la technique du 'transfert de masse' formulée comme une fonction de la surface du lac (S_{lac}) tirée de Harbeck [1962] dans Dingman [1993] où :

$$N = (1,69.10^{-4}).S_{lac}^{-0,05} \tag{A.23}$$

N est telle que le taux d'évaporation donne un résultat en $m.s^{-1}$ avec U en $m.s^{-1}$, les pressions en Pa et la surface en km^2.

A.5 Rapport de Bowen et flux de chaleur sensible

Le rapport de Bowen exprime le rapport entre le flux de chaleur latente (Φ_l) et le flux de chaleur sensible (Φ_s) perdus par une surface à la température T_s. Il s'exprime selon l'équation :

$$B = \frac{\rho C_p (T_a - T_s)}{\frac{L_v M}{R T_a}(P(T_a) - P(T_s))} \tag{A.24}$$

d'où,

$$\Phi_s = \frac{\Phi_l}{B}$$

où B est calculé en fonction des conditions météorologiques journalières et de la température de surface du lac de la veille.

Annexe B

Méthode de résolution numérique des équations discrétisées de la diffusion de la chaleur

B.1 Méthode des différences finies

L'équation de diffusion discrétisée avec le schéma explicite exprime la variation $(T_i^{j+1} - T_i^j)$ pendant un temps Δt de la température d'une couche i en fonction des températures des couches voisine ($i+1$ et $i-1$). Les indices i augmentent avec la profondeur de 1 à N où N est le nombre de couches d'eau homogènes d'épaisseur Δz.

$$\frac{T_i^{j+1} - T_i^j}{\Delta t} = \frac{1}{S_i.\Delta z} \times \left[S_{i+\frac{1}{2}} \mathfrak{D}^j_{i+\frac{1}{2}} \left(\frac{T_{i+1}^j - T_i^j}{\Delta z} \right) - S_{i-\frac{1}{2}} \mathfrak{D}^j_{i-\frac{1}{2}} \left(\frac{T_i^j - T_{i-1}^j}{\Delta z} \right) \right] + Q_i^{j+1} \quad \text{(B.1)}$$

L'indice i correspond à l'indice de la couche d'épaisseur Δz, de surface supérieure $S_{i+\frac{1}{2}}$, de surface inférieure $S_{i-\frac{1}{2}}$ et de surface moyenne $S_i = \frac{S_{i+\frac{1}{2}} + S_{i-\frac{1}{2}}}{2}$. Donc $S_i.\Delta z$ représente une approximation du volume de la couche i considérée comme homogène en température (T_i). Q_i^{j+1} représente le terme source de chaleur, dû à la pénétration du rayonnement solaire dans la colonne d'eau.

L'équation de diffusion avec le schéma général pondéré considère également les données thermiques des trois couches (i, $i+1$ et $i-1$) au pas de temps suivant ($j+1$), c'est-à-dire après Δt. L'équation s'écrit alors :

$$\begin{aligned} \frac{T_i^{j+1} - T_i^j}{\Delta t} &= \frac{\theta}{S_i.\Delta z} \times \left[S_{i+\frac{1}{2}} \mathfrak{D}^j_{i+\frac{1}{2}} \left(\frac{T_{i+1}^j - T_i^j}{\Delta z} \right) - S_{i-\frac{1}{2}} \mathfrak{D}^j_{i-\frac{1}{2}} \left(\frac{T_i^j - T_{i-1}^j}{\Delta z} \right) \right] \\ &+ \frac{(1-\theta)}{S_i.\Delta z} \times \left[S_{i+\frac{1}{2}} \mathfrak{D}^{j+1}_{i+\frac{1}{2}} \left(\frac{T_{i+1}^{j+1} - T_i^{j+1}}{\Delta z} \right) - S_{i-\frac{1}{2}} \mathfrak{D}^{j+1}_{i-\frac{1}{2}} \left(\frac{T_i^{j+1} - T_{i-1}^{j+1}}{\Delta z} \right) \right] \\ &+ Q_i^{j+1} \end{aligned} \quad \text{(B.2)}$$

Posons les termes du pas de temps suivant $(j+1)$ en fonction des termes du pas de temps précédent (j) avec la méthode de Cranck-Nicholson ($\theta = \frac{1}{2}$). L'équation B.2 devient :

$$\left(-rS_{i-\frac{1}{2}}\mathfrak{D}^{j+1}_{i-\frac{1}{2}}\right)T^{j+1}_{i-1} + \left(1 + r\left[S_{i+\frac{1}{2}}\mathfrak{D}^{j+1}_{i+\frac{1}{2}} + S_{i-\frac{1}{2}}\mathfrak{D}^{j+1}_{i-\frac{1}{2}}\right]\right)T^{j+1}_{i} + \left(-rS_{i+\frac{1}{2}}\mathfrak{D}^{j+1}_{i+\frac{1}{2}}\right)T^{j+1}_{i+1} =$$
$$\left(rS_{i-\frac{1}{2}}\mathfrak{D}^{j}_{i-\frac{1}{2}}\right)T^{j}_{i-1} + \left(1 - r\left[S_{i+\frac{1}{2}}\mathfrak{D}^{j}_{i+\frac{1}{2}} + S_{i-\frac{1}{2}}\mathfrak{D}^{j}_{i-\frac{1}{2}}\right]\right)T^{j}_{i} + \left(rS_{i+\frac{1}{2}}\mathfrak{D}^{j}_{i+\frac{1}{2}}\right)T^{j}_{i+1} + Q^{j+1}_{i} \quad \text{(B.3)}$$

où $r = \frac{\Delta t}{2V_i \Delta z}$

Critère de stabilité La résolution de l'équation de diffusion de la chaleur selon la méthode utilisée (Cranck-Nicholson) impose une condition sur les discrétisations temporelle (Δt) et spatiale (Δz) : $\Delta t \leq \frac{\Delta z^2}{2\mathfrak{D}}$ où $\mathfrak{D}$ est le coefficient de diffusion total dépendant principalement de la grandeur diffusée (température ou isotopes), du vent et de l'espace (somme des coefficients de diffusion dans l'équation 2.1 : $\mathfrak{D}_m + \mathfrak{D}(z,t)$). Cette condition était toujours vérifiée à Annecy pour un pas de temps de un jour mais les premières simulations de la température de Ammersee ont imposé l'amélioration du modèle pour des coefficients de diffusion plus élevés donc des pas de temps inférieurs à 86400 secondes (nous considérons toujours des couches de un mètre d'épaisseur). Le calcul du pas de temps ayant le meilleur rapport temps de calcul sur erreur numérique est dorénavant considéré dans le modèle.

Aux limites Le bilan des échanges de chaleur entre la masse d'eau et l'atmosphère, d'une part, et entre la masse d'eau et les sédiments, d'autre part, sont intégrés dans les termes Q_i. Par conséquent, les flux de chaleur vers l'extérieur du système lacustre sont nulles dans l'équation B.3. Pour que les flux diffusifs soient nuls, il faut et il suffit que les gradients soient nuls. Donc, les conditions limites dans l'équation B.3 seront :

- ⋆ en surface ($i = 1$) : $T^{j+1}_{i-1} = T^{j+1}_{i}$
- ⋆ au fond du lac ($i = N$) : $T^{j+1}_{i+1} = T^{j+1}_{i}$

B.2 Résolution matricielle

L'équation B.3 peut s'écrire sous la forme matricielle suivante :

$$\overline{\overline{M}}_{j+1} \otimes \overrightarrow{T_{j+1}} = \overline{\overline{M}}_{j} \otimes \overrightarrow{T}_{j} \oplus \overrightarrow{Q}_{j+1}$$

où $\overline{\overline{M}}_{j+1}$ est une matrice tridiagonale définie au pas de temps $t + \Delta t$ sous la forme :

$$\overline{\overline{M}}_{j+1} = \begin{pmatrix} a_1 & c_1 & 0 & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & 0 \\ b_2 & a_2 & c_2 & \ddots & & & & & \vdots \\ 0 & b_3 & a_3 & c_3 & \ddots & & & & \vdots \\ \vdots & \ddots & \ddots & \ddots & \ddots & \ddots & & & \vdots \\ \vdots & & \ddots & b_i & a_i & c_i & \ddots & & \vdots \\ \vdots & & & \ddots & \ddots & \ddots & \ddots & \ddots & \vdots \\ \vdots & & & & \ddots & b_{N-2} & a_{N-2} & c_{N-2} & 0 \\ \vdots & & & & & \ddots & b_{N-1} & a_{N-1} & c_{N-1} \\ 0 & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & 0 & b_N & a_N \end{pmatrix}$$

$\overrightarrow{T}_{j+1}$ est le vecteur des températures tel que

$$\overrightarrow{T}_{j+1} = \begin{pmatrix} T_1^{j+1} \\ \vdots \\ T_i^{j+1} \\ \vdots \\ T_N^{j+1} \end{pmatrix}$$

L'équation B.3, les conditions aux limites et la matrice $\overline{\overline{M}}_{j+1}$ induisent que quelque soit i tel que $1 < i < N$, les termes tridiagonaux vérifient $a_i = 1 - b_i - c_i$; et aux limites : $a_1 = 1 - c_1$ et $a_N = 1 - b_N$.

Les variations des coefficients de diffusion ($\mathfrak{D}$) sont considérés comme négligeables entre deux pas de temps successifs. Par conséquent, les $\mathfrak{D}_i^{j+1}$ seront pris égaux aux $\mathfrak{D}_i^j$ pour chaque i.

Tous les termes de la matrice $\overline{\overline{M}}_j$ et des vecteurs $\overrightarrow{T}_j$ et $\overrightarrow{Q}_{j+1}$ sont connus au jour $j+1$. Sous forme matricielle, la partie droite de l'équation B.3 devient un vecteur colonne $\overrightarrow{D}$ dont les éléments seront notés d_i. Nous avons donc :

$$\overline{\overline{M}}^{j+1} \otimes \overrightarrow{T^{j+1}} = \overrightarrow{D} \tag{B.4}$$

qui se décompose suivant :

$$b_i^{j+1} T_{i-1}^{j+1} + a_i^{j+1} T_i^{j+1} + c_i^{j+1} T_{i+1}^{j+1} = d_i^j \tag{B.5}$$

B.3 Méthode de Thomas

Cette méthode permet de résoudre des systèmes d'équations dont la matrice est tridiagonale. Le système matriciel ci-dessus (équation B.4) est transformé en un système équivalent tel que :

$$\overline{\overline{\mathbb{A}}} \otimes \overrightarrow{T}_{j+1} = \overrightarrow{B} \tag{B.6}$$

où $\overline{\overline{\mathbb{A}}}$ est une matrice bidiagonale supérieure dont les coefficients de la diagonale principale sont tous égaux à 1, où les coefficients de la diagonale supérieure sont non nuls (α_i) et, où tous les autres coefficients sont nuls :

$$\overline{\overline{\mathbb{A}}} = \begin{pmatrix} 1 & \alpha_1 & 0 & \cdots & \cdots & 0 \\ 0 & \ddots & \ddots & \ddots & & \vdots \\ \vdots & \ddots & \ddots & \alpha_i & \ddots & \vdots \\ \vdots & & \ddots & \ddots & \ddots & 0 \\ \vdots & & & \ddots & \ddots & \alpha_{N-1} \\ 0 & \cdots & \cdots & \cdots & 0 & 1 \end{pmatrix}$$

Si les termes du vecteur colonne $\overrightarrow{B}$ sont notés β_i alors le passage du système matriciel de l'équation B.4 au système de l'équation B.6 se fait par itération : $\alpha_i = \frac{c_1}{a_i - b_i \times \alpha_{i-1}}$ avec $\alpha_1 = \frac{c_1}{a_1}$ et $\beta_1 = \frac{d_1}{a_1}$.

Les termes a_i^{j+1}, b_i^{j+1}, c_i^{j+1} et d_i^{j+1} sont calculés en fonction du profil thermique du jour j et des conditions météorologiques du jour $j+1$. Puis les températures T_i^{j+1} sont obtenues pas itérations successives à partir de $T_N^{j+1} = \beta_N$ puis avec $T_i^{j+1} + \alpha_{i+1} \times T_{i+1}^{j+1} = \beta_i$ pour $i = N-1$ à $i = 1$.

Annexe C

Modèle de glace de lac

C.1 Généralités

Basé sur les travaux de Patterson et Hamblin [1988], ce modèle thermique considère deux composantes : une couche de glace qui flotte sur la surface lacustre recouverte par une couverture de neige apportée par les précipitations (figure C.1). La répartition de la chaleur dans cette double couverture est gouvernée par l'équation classique de la conduction de la chaleur. Dans la neige et dans la glace, la pénétration des rayonnements provenant de l'atmopshère est fortement dépendante de la longueur d'onde.

Le rayonnement infra-rouge est absorbé dans les quelques premiers centimètres en surface alors que le rayonnement solaire est absorbé par les cristaux en profondeur. L'approche de Patterson et Hamblin [1988] consiste en l'utilisation d'une loi d'absorption dans laquelle le rayonnement solaire incident est divisé en plusieurs bandes spectrales qui suivent la loi de Beer-Lambert. Cette loi donne la variation de l'intensité lumineuse en fonction de la distance parcourue dans un milieu transparent. Patterson et Hamblin [1988] proposent d'utiliser une décomposition en deux bandes. L'intensité du rayonnement à la profondeur h est alors donnée par :

$$I(h) = I_0[A_1 exp(-\lambda_1 h) + A_2 exp(-\lambda_1 h)] \tag{C.1}$$

où I_0 est la proportion du rayonnement visible non réfléchi sur la surface ($I_0 = (1 - As)Rg$ où As est l'albédo de la surface, neige ou glace, au rayonnement solaire), λ_1 et λ_2 sont les coefficients d'atténuation pour les deux bandes et A_1 et A_2 sont les fractions de chaque bande par rapport au rayonnement total : $A_1 = 0,7$ et $A_2 = 0,3$ pour la neige et pour la glace avec les coefficients d'atténuation appropriés dans le tableau C.1 selon Kirk [1983] et Boër [1980] dans Patterson et Hamblin [1988].

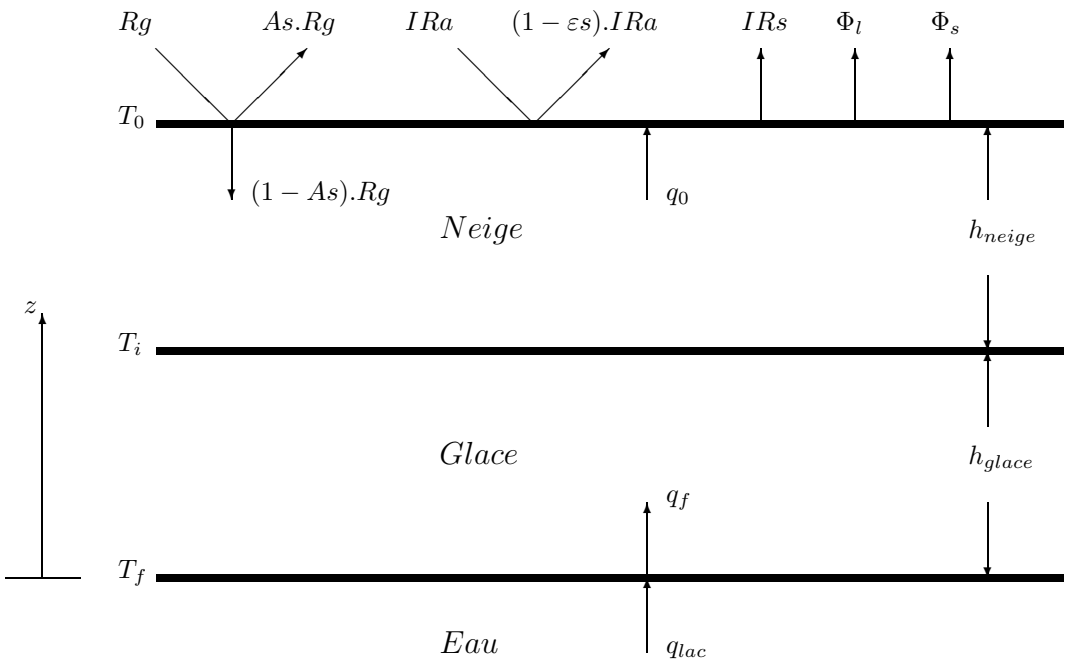


Figure C.1: Schéma de la couche de glace, du couvert neigeux et des différents flux aux limites.

Paramétres	Symboles	Valeurs
Albédo de la glace	α_i	0,25
Albédo de la neige	α_s	0,85 $\sim$ 0,6
Coefficient d'atténuation (glace)	λ_i	1,5 m^{-1}(visible); 20 m^{-1}(infra-rouge)
Coefficient d'atténuation (neige)	λ_s	6 m^{-1}(visible); 20 m^{-1}(infra-rouge)
Conductivité thermique (glace)	K_i	2,3 $W.m^{-1}.^oC^{-1}$
Conductivité thermique (neige)	K_s	0,31 $W.m^{-1}.^oC^{-1}$
Densité (glace)	ρ_i	917 $kg.m^{-3}$
Densité (neige)	ρ_s	330 $kg.m^{-3}$
Chaleur latente de fusion	L_f	333,7$\times 10^3$ $J.kg^{-1}$
Chaleur latente de sublimation	L_s	2833$\times 10^3$ $J.kg^{-1}$
Température de fusion	T_f	0,1^oC

Tableau C.1: Paramètres de la glace et de la neige [Patterson et Hamblin, 1988].

C.2 Equation de la chaleur et distribution de la température

L'équation générale de la chaleur à l'état stationnaire s'écrit sous la forme :

$$K\Delta^2 T = -\mathbb{A} \tag{C.2}$$

Cette équation elliptique est la version inhomogène de l'équation de Laplace. La fonction $\mathbb{A}$ agit comme un terme source ou puit. Il peut représenter par exemple une source de chaleur interne dans un problème de conduction de chaleur. La source de chaleur dans le couvert glace-neige *via* la pénétration du rayonnement solaire est donc, d'après l'équation C.1 et la figure C.1 : $\mathbb{A}(z) = \frac{\partial I(z)}{\partial z}$ donc pour $h_i + h_s \geq z > h_i$:

$$\begin{aligned} \mathbb{A}(z) &= \frac{\partial}{\partial z} I_0[A_1 exp\{-\lambda_{1s}(h_i + h_s - z)\} + A_2 exp\{-\lambda_{2s}(h_i + h_s - z)\}] \\ \mathbb{A}(z) &= I_0[A_1\lambda_{1s} exp\{-\lambda_{1s}(h_i + h_s - z)\} + A_2\lambda_{2s} exp\{-\lambda_{2s}(h_i + h_s - z)\}] \end{aligned} \tag{C.3}$$

et, pour $h_i \geq z > 0$:

$$\begin{aligned} \mathbb{A}(z) = \frac{\partial}{\partial z} I_0[A_1 exp\{-\lambda_{1s}h_s - \lambda_{1i}(h_i - z)\} + A_2 exp\{-\lambda_{2s}h_s - \lambda_{2i}(h_i - z)\}] \\ \mathbb{A}(z) = I_0[A_1\lambda_{1i} exp\{-\lambda_{1s}h_s - \lambda_{1i}(h_i - z)\} + A_2\lambda_{2i} exp\{-\lambda_{2s}h_s - \lambda_{2i}(h_i - z)\}] \end{aligned} \tag{C.4}$$

Les distributions de la température à l'équilibre dans chacune des couches sont donc données par, pour $h_i + h_s \geq z > h_i$:

$$K_s \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2} = -A_1\lambda_{s1} I_0 exp\{-\lambda_{s1}(h_i + h_s - z)\} - A_2\lambda_{s2} I_0 exp\{-\lambda_{s2}(h_i + h_s - z)\} \tag{C.5}$$

et, pour $h_i \geq z > 0$:

$$K_i \frac{\partial^2 T_i}{\partial z^2} = -A_1\lambda_{i1} I_0 exp\{-\lambda_{s1}h_s - \lambda_{i1}(h_i - z)\} - A_2\lambda_{i2} I_0 exp\{-\lambda_{s2}.h_i - \lambda_{i2}(h_i - z)\} \tag{C.6}$$

où K est la conductivité thermique, T est la température du milieu en z, λ est le coefficient d'atténuation pour le rayonnement de courtes longueurs d'onde, h est l'épaisseur et z est la distance au-dessus de l'interface eau-glace. Les indices i et s réfèrent à la glace et à la neige et 1 et 2 réfèrent aux deux bandes spectrales. Les valeurs des différents paramètres sont listées dans le tableau C.1. Hormis l'albédo de la neige, ces paramètres sont considérés comme constants [Patterson et Hamblin, 1988].

Naturellement, la densité d'une couche de neige évolue selon deux principaux processus. Elle peut augmenter par compaction ou par redistribution plus en profondeur de la neige fondue en surface [Liston et Hall, 1995. Ici, nous considérerons ces effets comme *a priori* négligeables pour le bilan isotopique par rapport à la faible fréquence des épisodes de gel observés sur le

dernier siècle et par rapport aux volumes de neige considérés. La neige fondue en surface sera directement incorporée à la masse d'eau lacustre.

Conditions aux limites

De haut en bas (figure C.1), les conditions limites s'écrivent en fonction de la température au point de fusion de la glace (T_f) et la température au sommet de l'ensemble glace-neige (T_0) selon :

$$\begin{aligned} z = h_i + h_s &: T_s = T_0 \\ z = h_i &: T_i = T_s \text{ et } K_i \left.\frac{\partial T_i}{\partial z}\right|_{(z=h_i)} = K_s \left.\frac{\partial T_s}{\partial z}\right|_{(z=h_i)} \\ z = 0 &: T_i = T_f \end{aligned} \tag{C.7}$$

L'équation C.5, l'équation C.6 et l'équation C.7, découlent de l'hypothèse de stationnarité. En principe, T_0, I_0, h_i et h_s évoluent avec le temps, en particulier à l'échelle infra-journalière. L'équation C.2 devrait contenir un terme non-stationnaire qui peut-être négligé lorsque la stabilisation de la température à l'intérieur du couvert est beaucoup plus rapide que la variation de T_0 ou de l'épaisseur $h_s + h_i$ [Patterson et Hamblin, 1988]. Ceci devrait être, *a priori*, le cas à l'échelle mensuelle à laquelle ce modèle est utilisé.

Bilan énergétique en surface

Le flux météorologique net à la surface est fonction de la température de surface T_0 selon la relation :

$$H(T_0) = R_a - R_s(T_0) + \Phi_l(T_0) + \Phi_s(T_0) \tag{C.8}$$

où les termes de droite sont classiquement le rayonnement infra-rouge atmosphérique, le rayonnement infra-rouge de la surface, le flux de chaleur latente et le flux de chaleur sensible.

Lorsque la température de surface est inférieure à la température de fusion de l'eau solide (T_f) alors l'énergie du bilan radiatif est utilisée pour chauffer ou refroidir la surface et lorsque cette température est égale à la température de fusion alors, cette énergie sert à fondre la surface. Ces conditions s'écrivent sous la forme :

$$\text{Si } T_0 < T_f : q_0(T_0) + H(T_0) = 0 \tag{C.9}$$

$$\text{Si } T_0 = T_f : q_0(T_0) + H(T_0) = -\rho L \frac{dh}{dt} \tag{C.10}$$

C.3 Estimation de la température de surface

Recherchons une solution analytique du système précédent (équation C.5, équation C.6 et équation C.7) avant d'isoler le terme q_0 de l'équation C.9 (ou de l'équation C.10) en fonction de la température de surface. L'intégrale entre $z = h_s$ et z de l'équation C.5 avec une bande spectrale donne :

$$\begin{aligned} K_s \int_{h_i}^{z} \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2} dz &= -I_0 \int_{h_i}^{z} \lambda_s . exp\{-\lambda_s (h_i + h_s - z)\} dz \\ K_s \left[\frac{\partial T_s}{\partial z}\right]_{h_i}^{z} &= -I_0 \Big[exp\{-\lambda_s (h_i + h_s - z)\}\Big]_{h_i}^{z} \\ K_s \left(\frac{\partial T_s}{\partial z} - \left.\frac{\partial T_s}{\partial z}\right|_{h_i}\right) &= -I_0 . \Big(exp\{-\lambda_s (h_i + h_s - z)\} - exp\{-\lambda_s h_s\}\Big) \end{aligned} \quad \text{(C.11)}$$

L'intégrale entre $z = h_s$ et $z = h_i + h_s$ de cette dernière équation donne :

$$\begin{aligned} K_s \int_{h_i}^{h_i+h_s} \left(\frac{\partial T_s}{\partial z} dz - \left.\frac{\partial T_s}{\partial z}\right|_{h_i}\right) dz &= -I_0 \int_{h_i}^{h_i+h_s} \Big(exp\{-\lambda_s (h_i + h_s - z)\} - exp\{-\lambda_s h_s\}\Big) dz \\ K_s \left[T_s - z \left.\frac{\partial T_s}{\partial z}\right|_{h_i}\right]_{h_i}^{h_i+h_s} &= -I_0 \left[\frac{exp\{-\lambda_s (h_i + h_s - z)\}}{\lambda_s} - exp\{-\lambda_s h_s\}.z\right]_{h_i}^{h_i+h_s} \\ T_0 - T_{i/s} - h_s \left.\frac{\partial T_s}{\partial z}\right|_{h_i} &= -\frac{I_0}{K_s}\left(\frac{1 - exp\{-\lambda_s h_s\}}{\lambda_s} - h_s . exp\{-\lambda_s h_s\}\right) \end{aligned} \quad \text{(C.12)}$$

où $T_{i/s}$ est la température à l'interface glace-neige. L'intégrale entre z et $z = h_i$ de l'équation C.6 donne :

$$\begin{aligned} K_i \int_{z}^{h_i} \frac{\partial^2 T_i}{\partial z^2} dz &= -I_0 \int_{z}^{h_i} \lambda_i . exp\{-\lambda_s h_s - \lambda_i (h_i - z)\} dz \\ K_i \left[\frac{\partial T_i}{\partial z}\right]_{z}^{h_i} &= I_0 \Big[exp\{-\lambda_s h_s - \lambda_i (h_i - z)\}\Big]_{z}^{h_i} \\ K_i \left(\left.\frac{\partial T_i}{\partial z}\right|_{h_i} - \frac{\partial T_i}{\partial z}\right) &= -I_0 . \Big(exp\{-\lambda_s h_s\} - exp\{-\lambda_s h_s - \lambda_i (h_i - z)\}\Big) \end{aligned} \quad \text{(C.13)}$$

L'intégrale entre $z = 0$ et $z = h_i$ de cette dernière équation donne :

$$\begin{aligned} K_i \int_{0}^{h_i} \left(\left.\frac{\partial T_i}{\partial z}\right|_{h_i} - \frac{\partial T_i}{\partial z}\right) dz &= -I_0 \int_{0}^{h_i} \Big(exp\{-\lambda_s h_s\} - exp\{-\lambda_s h_s - \lambda_i (h_i - z)\}\Big) dz \\ K_i \left[z \left.\frac{\partial T_i}{\partial z}\right|_{h_i} - T_i\right]_{0}^{h_i} &= -I_0 . \left[exp\{-\lambda_s h_s\}.z - \frac{exp\{-\lambda_s h_s - \lambda_i (h_i - z)\}}{\lambda_i}\right]_{0}^{h_i} \\ h_i \left.\frac{\partial T_i}{\partial z}\right|_{h_i} - (T_{i/s} - T_f) &= -\frac{I_0}{K_i}\left(h_i . exp\{-\lambda_s h_s\} - \frac{exp\{-\lambda_s h_s\}}{\lambda_i} + \frac{exp\{-\lambda_s h_s - \lambda_i h_i\}}{\lambda_i}\right) \end{aligned} \quad \text{(C.14)}$$

où T_f est la température de fusion de la glace. En $z = h_i + h_s$, avec $q_0 = -K_s \frac{\partial T_s}{\partial z}$, l'équation C.11 devient :

$$-q_0 - K_s \frac{\partial T_s}{\partial z}\bigg|_{h_i} = -I_0(1 - exp\{-\lambda_s(h_s)\}) \quad \text{(C.15)}$$

La combinaison de l'équation C.15 et de la condition à l'interface glace-neige (équation C.7) permet d'exprimer les dérivées premières de T_s et T_i par rapport à z en h_i en fonction de q_0:

$$\frac{\partial T_s}{\partial z}\bigg|_{h_i} = -\frac{q_0}{K_s} + \frac{I_0}{K_s}(1 - exp\{-\lambda_s h_s\}) \quad \text{(C.16)}$$

$$\frac{\partial T_i}{\partial z}\bigg|_{h_i} = \frac{K_s}{K_i}\frac{\partial T_s}{\partial z}\bigg|_{h_i} = -\frac{q_0}{K_i} + \frac{I_0}{K_i}(1 - exp\{-\lambda_s h_s\}) \quad \text{(C.17)}$$

La température au niveau de l'interface ($T_{i/s}$) est une seconde inconnue après la température en surface (T_0). La soustraction du terme de droite de l'équation C.12 au terme de droite de l'équation C.14 est égale à la soustraction du terme de gauche de l'équation C.12 au terme de gauche de l'équation C.14. En regroupant les dénominateurs communs et en considérant les conditions aux limites (équation C.7), les termes $T_{i/s}$ s'éliminent et :

$$\begin{aligned} T_f - T_0 + \left(\frac{K_s}{K_i}h_i + h_s\right)\frac{\partial T_s}{\partial z}\bigg|_{h_i} &= I_0\left(\frac{exp\{-\lambda_s h_s\}(1 - exp\{-\lambda_i h_i\})}{\lambda_i K_i} + \frac{1 - exp\{-\lambda_s h_s\}}{\lambda_s K_s}\right) \\ &- I_0.exp\{-\lambda_s h_s\}\left(\frac{h_i}{K_i} + \frac{h_s}{K_s}\right) \end{aligned} \quad \text{(C.18)}$$

Le développement de la partie gauche de cette égalité, combinée avec l'équation C.16 donne :

$$\begin{aligned} T_f - T_0 + \left(\frac{K_s}{K_i}h_i + h_s\right)\frac{\partial T_s}{\partial z}\bigg|_{h_i} &= T_f - T_0 + \left(\frac{K_s}{K_i}h_i + h_s\right)\left(-\frac{q_0}{K_s} + \frac{I_0}{K_s}(1 - exp\{-\lambda_s h_s\})\right) \\ &= T_f - T_0 + (I_0 - q_0)\left(\frac{h_s}{K_s} + \frac{h_i}{K_i}\right) \\ &\quad -I_0 exp\{-\lambda_s h_s\}\left(\frac{h_s}{K_s} + \frac{h_i}{K_i}\right) \end{aligned} \quad \text{(C.19)}$$

Les deux termes $I_0 exp\{-\lambda_s h_s\}\left(\frac{h_s}{K_s} + \frac{h_i}{K_i}\right)$ de l'équation C.18 et de l'équation C.19 s'annulent et l'équation C.18 devient alors :

$$T_f - T_0 + (I_0 - q_0)\left(\frac{h_s}{K_s} + \frac{h_i}{K_i}\right) = I_0\left\{\frac{exp(-\lambda_s h_s)[1 - exp(-\lambda_i h_i)]}{K_i \lambda_i} + \frac{1 - exp(-\lambda_s h_s)}{K_s \lambda_s}\right\} \quad \text{(C.20)}$$

Cette relation permet d'exprimer q_0 en fonction de T_0. En considérant les deux bandes spectrales, l'équation C.20 se rapproche de la relation proposée par Patterson et Hamblin [1988] et utilisée dans le modèle :

$$\begin{aligned}\frac{h_s K_i + h_i K_s}{K_i K_s}(q_0 - I_0) &= T_f - T_0 \\ &+ I_0 A_1 \left\{ \frac{exp(-\lambda_{s1} h_s)[1 - exp(-\lambda_{i1} h_i)]}{K_i \lambda_{i1}} + \frac{1 - exp(-\lambda_{s1} h_s)}{K_s \lambda_{s1}} \right\} \\ &+ I_0 A_2 \left\{ \frac{exp(-\lambda_{s2} h_s)[1 - exp(-\lambda_{i2} h_i)]}{K_i \lambda_{i2}} + \frac{1 - exp(-\lambda_{s2} h_s)}{K_s \lambda_{s2}} \right\}\end{aligned} \tag{C.21}$$

à la différence que le signe devant les termes en $I_0 A_1\{\ldots\}$ est négatif dans cette démonstration et est actuellement en cours de vérification par John Patterson.

A l'interface eau-glace

En $z = 0$ et avec $q_f = K_i \frac{\partial T_i}{\partial z}\Big|_{z=0}$ l'équation C.13 devient :

$$K_i \frac{\partial T_i}{\partial z}\Big|_{h_i} - q_f = -I_0 \Big(exp\{-\lambda_s h_s\} - exp\{-\lambda_s h_s - \lambda_i h_i\} - \Big) \tag{C.22}$$

Puis combinée avec l'équation C.17, l'équation C.22 donne la relation proposée par Patterson et Hamblin [1988] pour deux bandes spectrales :

$$\begin{aligned}q_f = q_0 &- A_1 I_0 \{1 - exp[-(\lambda_{s1} h_s + \lambda_{i1} h_i)]\} \\ &- A_2 I_0 \{1 - exp[-(\lambda_{s2} h_s + \lambda_{i2} h_i)]\}\end{aligned} \tag{C.23}$$

Le flux de chaleur à l'interface eau-glace (q_f) des conditions de surface à travers q_0. Indépendemment, le flux de chaleur depuis l'eau vers la glace (q_w) dépend seulement des conditions sous la glace qui induisent la formation ou la fusion de la glace [Patterson et Hamblin, 1988] :

$$q_f - q_w = \rho_i L_i \frac{dh_i}{dt} \tag{C.24}$$

La composante turbulente de la décomposition de q_w proposée par Patterson et Hamblin [1988] s'annule dans la présente étude du fait de la seule considération d'une couverture de glace totale à la surface du lac. Le terme U de l'équation 10c dans Patterson et Hamblin [1988] est négligeable car je ne considère que les épisodes de gel de la totalité de la surface du lac. Par conséquent, il n'y a pas de création de courant de dérive par friction du vent sur des parties d'eau libre. De plus, je ne considére pas d'action des rivières sur la couche d'eau supérieure du lac. Donc :

$$q_w = -K_w \frac{\partial T_w}{\partial z}\Big|_{z=0} \tag{C.25}$$

où K_w est la conductivité thermique de l'eau (à $0^o C$: $K_w \simeq$0,57 $W.m^{-1}.^o C^{-1}$) et T_w est sa température.

Propriétés de la solution T_0

La température de surface T_0 est toujours inférieure ou égale à la température de fusion T_f. Pendant le refroidissement de la surface, le bilan énergétique en surface ($H(T_0)$) est négatif et l'équation C.21 permet de calculer T_0 suivant la méthode Newton-Raphson. Pendant le réchauffement du couvert glace-neige, lorsque la température de surface estimée devient supérieure ou égale à T_f alors la totalité du couvert est fixé à la température T_f et l'équation C.10 permet alors de calculer la diminution de l'épaisseur de neige en surface puis la diminution de l'épaisseur de glace lorsque le stock de neige est épuisé.

Caractéristiques de l'englacement

Naturellement, à la surface des lacs, la glace se forme d'abord en couche très fine dans les zones abritées du vent puis atteint la totalité de la surface lacustre lorsque le refroidissment engendre la formation d'une couche de glace suffisament solide. Dans le cas du modèle 1-D développé ici et du fait de la taille des lacs étudiés, une épaisseur minimale de glace est considérée pour le gel du lac en surface uniquement sur la totalité de l'étendue lacustre. Cette épaisseur est choisie égale à 0,1 m comme dans Patterson et Hamblin [1988].

Annexe D

Vulnerability of two European lakes in response to future climatic changes (article soumis)

Des travaux récents ont déjà discuté des impacts écologiques du réchauffement climatique observé [Walther *et al.*, 2002] et des réponses de différents lacs à ce dernier [O'Reilly *et al.*, 2003 et Verburg *et al.*, 2003]. De plus, en régions tropicales, il a déjà été observé que l'impact du réchauffement des eaux de surface lié au changement climatique global commence a affecter les économies locales [Verschuren, 2003].

Des études différentes ont déjà utilisé des modèles pour tester la réponse de la température de certains lacs à des conditions climatologiques plus chaudes mais elles n'ont jamais considéré des simulations transitoires qui sont reconnues comme fondamentales pour simuler efficacement l'inertie thermique de chaque lac et donc leur comportement de mélange [*e.g.* Peeters *et al.*, 2002].

Ici, j'ai utilisé le *MoTempLac* développé dans le cadre des études paléoclimatiques pour simuler le comportement de mélange de deux lacs spécifiques qui représentent les deux principaux types de lacs profonds aux moyennes latitudes.

A Ammersee, le changement drastique de son comportement, simulé en 2050, inhibera totalement l'oxygénation de l'eau profonde. Ceci induira l'extinction de la totalité des communautés benthiques et nectoniques des eaux profondes. Dans le lac d'Annecy, alors qu'il n'y a pas de prédiction de changement du comportement de mélange, l'augmentation de la température de l'eau profonde induira un changement de la faune, dû à une réduction des espèces adaptées à l'eau froide. Dans les deux cas, la population des ombles, qui est le poisson le plus économiquement intéressant dans tous les lacs profonds européens sera fortement affecté par ces changements [Gerdeaux, comm. pers.].

Les prédictions montrent que les conséquences déjà observés sur les écosystèmes des lacs tropicaux [Verschuren, 2003] affectera aussi les lacs d'eau douce des régions tempérées. De

plus, notre nouvelle approche, pour la première fois, permet une estimation de la mise en place des changements dramatiques.

C'est également la première fois qu'une simulation transitoire à long-terme a été réalisé en utilisant un nouvel outil approprié (modèle thermique de lac incluant un modèle de transparence).

L'article soumis présenté ici a été réalisé dans le cadre du changement climatique futur prédit par un modèle de climat forcé par le scénario SERS-B2 de l'IPCC pour le XXI^{e} siècle [Houghton *et al.*, 2001]. J'y propose une étude de la vulnérabilité des systèmes lacustres aux changements de climat futur à travers une simulation de deux siècles de leur comportement thermodynamique. Cet article montre principalement que :

1. chaque lac est un individu isolé et la prédiction de sa réponse aux changements climatiques nécessite une étude particulière.

2. il est fondamental de chercher à mieux comprendre et modéliser à long terme les variations de la transparence pour une meilleure quantification et anticipation des impacts du changement climatique futur sur les écosystèmes lacutres. Ce paramètre étant fortement influencé par les activitées anthropiques sur le bassin versant du lac, il apparaît ici comme le principal facteur de contrôle du devenir du lac d'Annecy dans le contexte climatique futur utilisé pour le forçage (§ D.2). Par contre, la réponse de Ammersee aux prédictions est insensible à la transparence dans la gamme de $\pm$15% de la valeur de calibration (§ D.2). Des études supplémentaires sur les possibles variations (d'origine naturelle ou anthropique) de la transparence et leur effet sur la prédiction du comportement de ce lac me paraissent urgentes.

D.1 Article

Abstract :

Deep freshwater lakes are important resources of drinking water and fishing, and regional key recreation areas. Their deepwater often hosts highly specialised fauna surviving since glacial times [von Grafenstein *et al.*, 1999a]. Theoretical and observational studies suggest a vulnerability of these hydro-ecosystems to reduced mixing and ventilation within the ongoing climatic change [Gerdeaux, 1998]. Here we use a numerical lake model [Danis *et al.*, 2003, § 2.5] to quantify the transient thermal behaviour of two European lakes in response to the observed 20th-century and predicted 21th-century climate changes [Gibelin and Déqué, 2003]. The model simulates correctly the observed interannual thermal structure and maintains the lake-specific mixing behaviour during the 20th century. It can therefore be used as a reliable

forecast tool to provide the physical basis for future integrated ecosystem modelling. In contrast to Lac d'Annecy (France) which, after adaptation, maintains its modern mixing behaviour, Ammersee (Germany) is expected to undergo a dramatic and persistent lack of mixing starting from 2020, when European air temperatures should be 1°C warmer. The resulting lack of oxygenation will irreversibly destroy the deepwater fauna prevailing since 15 000 years [von Grafenstein *et al.*, 1999a].

Text :

The impacts of future climate change on freshwater systems have been investigated using three approaches : (i) synoptic-scale vulnerability assessments based on modern climate/biodiversity relationships [Magnuson et al, 1997 ; Moore *et al.*, 1997 ; Stenseth *et al.*, 2002]; (ii) lake-specific observations showing recent changes in ice-cover duration [Magnuson *et al.*, 2000], instrumental lake vertical temperature profiles, mixing behaviour, and eventually ecological consequences [Gerdeaux, 1998 ; Verburg *et al.*, 2003 ; Quayle *et al.*, 2002 ; Livingstone, 2003]; (iii) lake-specific steady-state numerical modelling for idealized climatic changes [Blenckner *et al.*, 2002 ; Peeters *et al.*, 2002]. However, in order to face future potential impact as expected from these studies, regional administrations require quantitative and temporal forecasting for each lake, which can only be provided by dynamical lake-specific modelling [George *et al.*, 1998].

Here we explore the transient thermal behaviour of two European lakes to recent and future climatic changes. Lac d'Annecy (France) and Ammersee (Germany) (figure D.1) are both deep pre-alpine lakes, well documented by instrumental meteorological and lake observations. The benthic faunal assemblage preserved in the deep lake sediments indicates that the bottom waters (hypolimnion) have been regularly ventilated throughout at least the last 15 000 years. These specific lakes were chosen originally because they are representative of the two main types of mid-latitude deep lakes. In deep and fresh lakes, the spring-summer surface heating induces the formation of a warm and light water layer (epilimnion), which "floats" over the colder and denser hypolimnion. The winter turn-over occurs when the density of the epilimnion is close enough to the density of the hypolimnion to allow wind-driven full mixing and oxygenation of the bottom water [Famer and Carmack, 1982]. Here we consider only the thermodynamic control of temperature on density, with a maximum density at 4°C [Heggen, 1983], and neglect other factors controlling density changes. In cold enough climatic conditions, two mixing periods can occur each year, interrupted by an inverse winter thermal stratification; this dimictic behaviour is represented here by Ammersee. Lac d'Annecy represents the monomictic lake type, with a mean winter water temperature systematically above 4°C [Carmack and Farmer, 1982] and consequently only one winter turnover period. By comparing Lac d'Annecy and

Ammersee, we have the opportunity to test the sensitivity of modern monomictic and dimictic lakes to climatic changes and evaluate their risk to develop year-long thermal stratification (meromixis) [Garibaldi *et al.*, 1999].

We have specifically adapted a 1D thermal lake model in order to represent the intra- to inter-annual changes in lake temperature vertical profiles with a focus on bottom temperatures [Danis *et al.*, 2003, § 2.5]. The one-dimensional eddy diffusion model [Henderson-Sellers, 1985 and 1986] and lake-ice model [Patterson and Hamblin, 1988] was improved by a water transparency model to take into account the seasonal cycle of the algal activity [Danis *et al.*, 2003, § 2.5]. The comparison between simulations and lake observations for the last decade confirms the ability of our 1D model to capture the physical mechanisms responsible for the intra-seasonal to inter-annual lake surface and bottom temperature variability, including the winter turn-over (figure D.1a and figure D.3a).

For each lake, the model was forced with monthly homogenised meteorological data for the 20th century [Moisselin *et al.*, 2002 and DWD, Germany] and with the predictions of the Météo-France climate model [Gibelin and Déqué, 2003, Douville *et al.*, 2002] run under IPCC SRES-B2 scenario for the 21th century [Houghton *et al.*, 2001]. The simulation of some of the historical full ice-cover situations (figure D.1 and figure D.3), although in reality usually shorter than one month, and the correct simulation of historical lake temperature data measured in Lac d'Annecy from 1890 to 1897 [Delebecque, 1898] (figure D.1b) provides independent validation of our methodology. Our simulations show that, before 1987, incomplete mixing for more than one year was only exceptional (figure D.1c and figure D.3c). The regular annual mixing is consistent with the continuity of the benthic fauna observed in sediment cores from the deepest parts of Ammersee [von Grafenstein *et al.*, 1999a ; there is however an interruption of benthic ostracod fauna beginning in 1966, which coincides with a strong eutrophication of Ammersee and not with meromixis] and Lac d'Annecy (unpublished data). In agreement with observations, our simulations show a constant monomictic behaviour of Lac d'Annecy (figure D.1c) whereas Ammersee is essentially dimictic during the 20th century (figure D.3c).

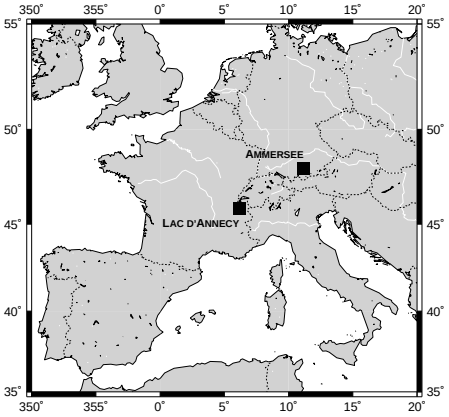


Figure D.1: Localisation map of Lac d'Annecy (06°07'E, 45°54'N; surface area 27.5 km^2; length 13 km; mean width 2.2 km; maximum depth 65 m; volume 1.09 km^3) and Ammersee (11°10'E, 48°00'N; surface area 46.5 km^2; length 15 km; mean width 3.5 km; maximum depth 81 m; volume 1.75 km^3).

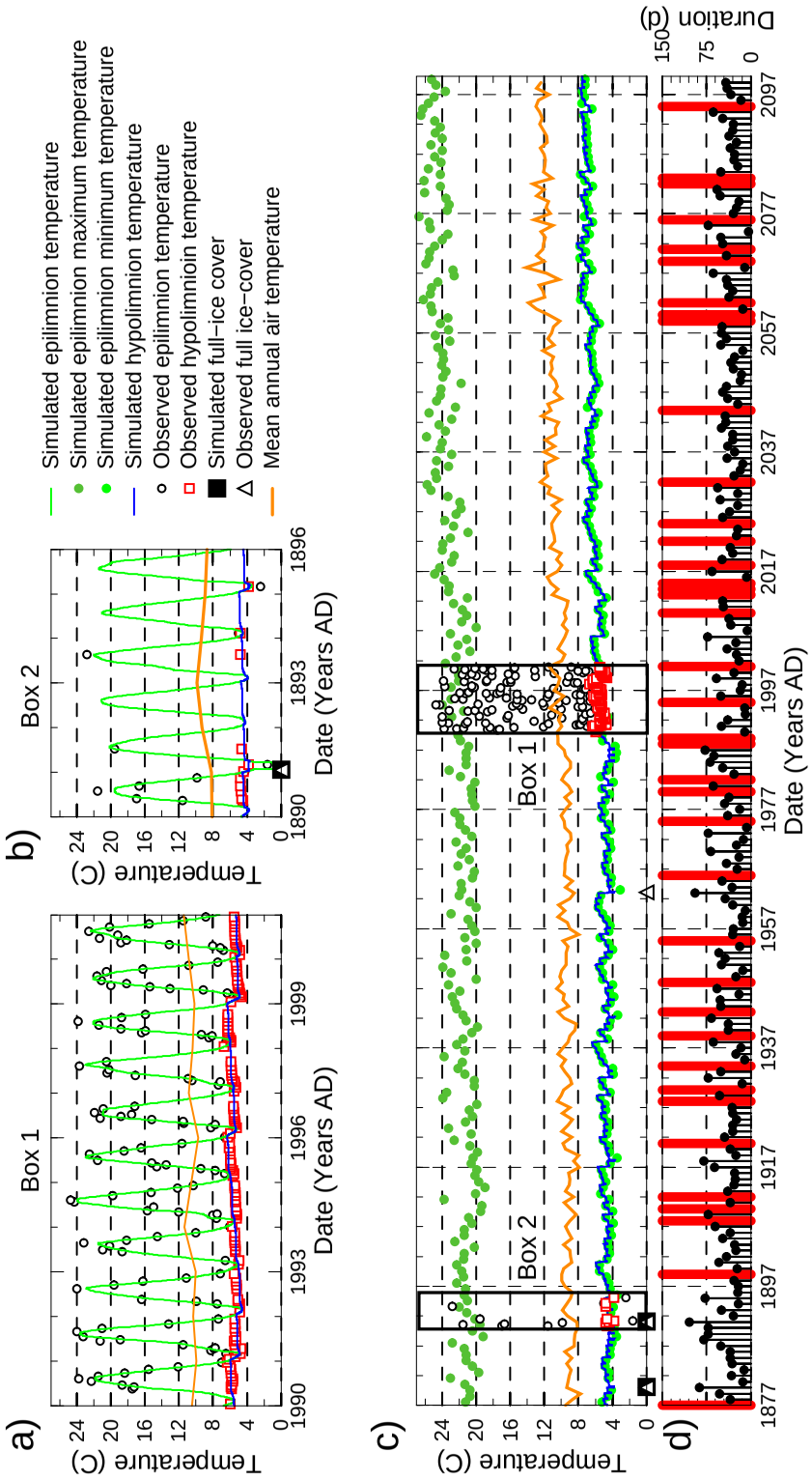


Figure D.2: Observations and simulations of the mixing behaviour of Lac d'Annecy from 1877 to 2099. **a, c, d** Observations (symbols) and simulations (lines) of the epilimnion (opaque circle and green line) and hypolimnion (open squares and blue line) water temperature. Observations (open black triangles) and simulations (filled black squares) of the full ice-cover events. Observed before 2000 and predicted after 2000 yearly air temperature (orange line). **b** Duration (number of days) of the winter homogenisation and/or inverse thermal stratification (black circles). This duration is null when no mixing occurs (vertical red lines), is empirically below 75 days for a monomictic behaviour and above 75 days for a dimictic situation.

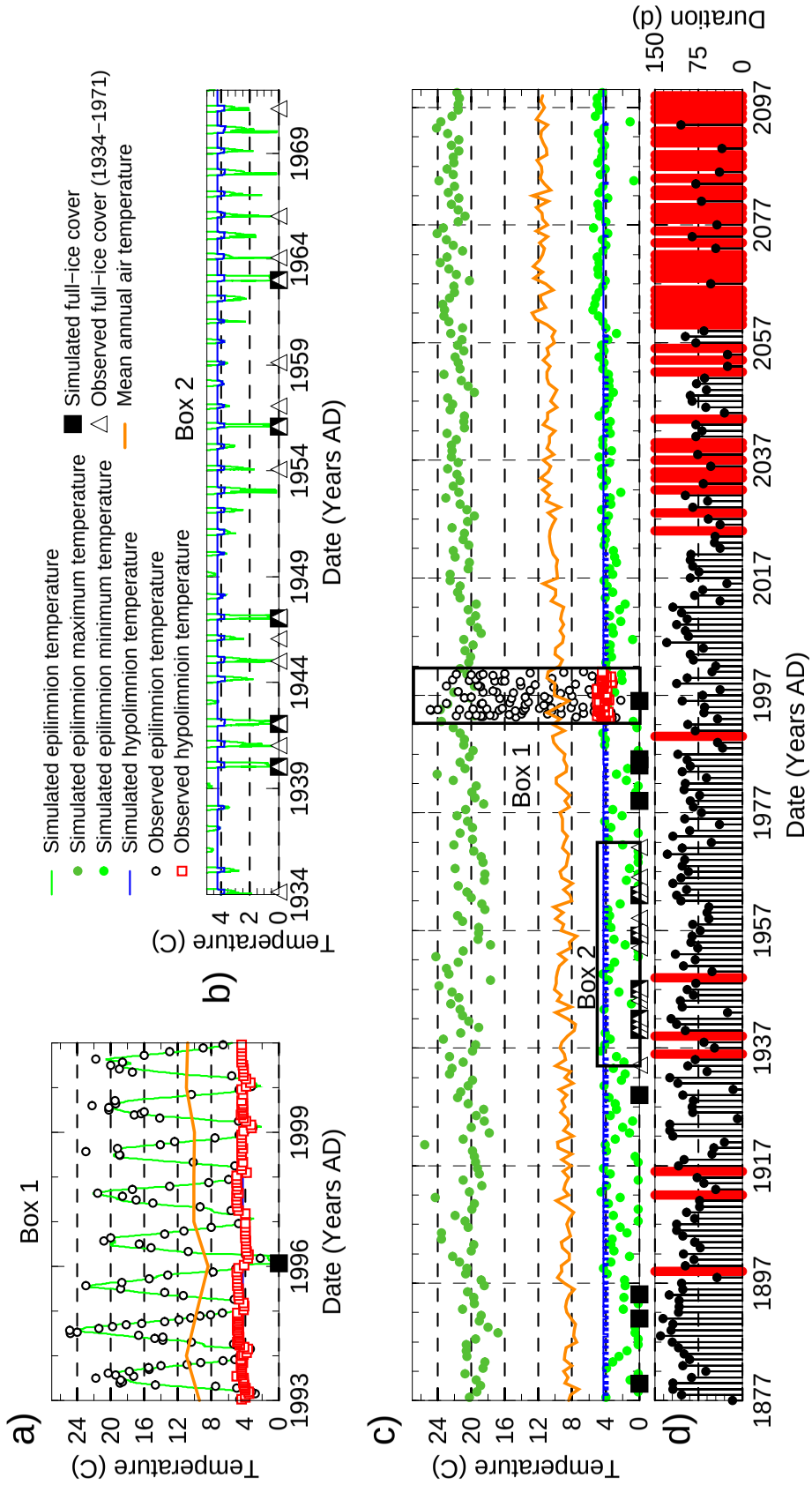


Figure D.3: Same as figure D.1 but for Ammersee.

The climate change scenario for the 21th century was performed with a variable resolution global atmospheric general circulation model reaching a resolution of about 50km over the lakes region [Gibelin and Déqué, 2003]. In this calculation, the atmospheric model was constrained with sea surface temperatures and sea-ice extents inferred from a coupled ocean-atmosphere low resolution climate change scenario [Douville *et al.*, 2002]. Under the radiative forcing resulting from SRES-B2 greenhouse gases and sulfate aerosol concentrations [Houghton *et al.*, 2001], the model simulates a global annual warming at screen level of 2.3K between 1960-1989 and 2070-2099. This warming lies within the lower range of temperature change calculated by present climate models [Houghton *et al.*, 2001], partly due to a lower than average climate sensitivity of the Météo-France climate model, and partly due to a rather moderate increase of greenhouse gases for the chosen scenario compared to the ensemble of IPCC emission scenarios. Our lake model simulates drastic reactions in both lakes in response to future climatic change. We see a common increase in epilimnion temperatures. However, the reaction of the hypolimnion shows surprisingly distinct behaviours for Lac d'Annecy and Ammersee. Lac d'Annecy undergoes an increase in the annual mean hypolimnion temperature from 5.3°C in the 1990s to 7.5°C in the 2090s (figure D.1c), with an amplitude similar to the annual mean air temperature increase. It however maintains its monomictic behaviour, apart from two episodic periods of 4 successive years with almost no overturning following rapid rises in annual mean air temperature after 2013 and 2059, respectively (figure D.1d). In contrast, Ammersee bottom water temperature remains almost unaffected, but the lake cannot maintain its dimictic behaviour. Starting from 2025 onwards, the frequency of meromixis increases dramatically until a persistent decadal-long stagnation in the 2060s.

The differential reactions of the two lakes is due to complex interplays between local climatic conditions and two main lake characteristics : (i) the individual lake morphology, because the lake volume controls its thermal inertia; (ii) the lake transparency, which controls the warming of deep water masses due to solar radiation absorption. In the case of Lac d'Annecy, the deep water temperature increase is favoured by both its smaller lake volume and a higher transparency (caption of figure 2.12). Thus, the bottom water of Lac d'Annecy can follow more easily the increasing surface temperatures, which enables the regular onset of full mixing at warmer mean water temperatures. For Ammersee, the large thermal inertia inhibits such a regulation mechanism, and persistent stratifications will systematically occur in the second half of the 21th century, even if the transparency is increased by 30%.

Even though Lac d'Annecy preserves most of the time a regular overturning, the increased bottom water temperatures will deeply affect the cold-water fauna [Gerdeaux, 1998]. The fish arctic char, Salvelinus alpinus, will disappear from the middle of the century because its ovogenesis is impossible above the threshold of 7°C [Gillet, 1991]. However, the persistence of the

monomixis in our model is strongly dependent on transparency. Sensitivity studies have shown that a 15% decrease in lake transparency may double the occurrence and duration of periods of several successive years without overturning. In Ammersee and Lac d'Annecy, the increased duration of meromixis would affect the lake ecosystems differently depending on the fraction of the deep lake water affected by a lack of ventilation and oxygenation, and could also have significant impacts on nutrient recycling and heavy metal mobilisation. In Ammersee, persistent anoxic conditions below 40 meters are very likely to be installed by the mid-21th century, irreversibly destroying the highly specialised deep lake fauna which has thriven there since the deglaciation and which constitutes the food resource for fishes such as artic char therefore endangered. Consequently, for both lakes, the commercial and recreational fishery, presently very opulent, will lost a big part of is interest without salmonids species.

This work is the first step towards an integrated transient lake modelling including chemical and biological interactions with physical processes. For example, our model does not take into account chemical consequences following persistent anoxic conditions, which further increase the bottom water density and could lock the lakes in a persistent stratified mode [Garibaldi *et al.*, 1999]. Integrated models tailored for individual lakes are now required to provide realistic evolution predictions for regional administrations. These models could also be used to test the efficiency and full consequences of practical lake management policies such as a control of lake transparency by reducing suspended matter and nutrient inflow. More generally, the IPCC statement that "hydrological changes have the potential to be more significant for freshwater organisms than a temperature increase" [McCarthy *et al.*, 2001] strongly underestimates the vulnerability of deep lake circulation to mid-latitude winter temperature changes, the most robust signal in IPCC projections.

Methods :

Forcing

Because the meteorological stations do not record lake surface atmospheric conditions, the lake model calibration was achieved by scaling the meteorological parameters in a range of observable micrometeorological variations [Danis *et al.*, 2003, § 2.5]. The scaling was performed with respect to lake thermal observations available from 1993 to 2000 for Lac d'Annecy and Ammersee (figure D.1a and figure D.3a). The thermal lake model is then run at a daily time step from 1993 to 2000, for each site, and forced by a linear interpolation of monthly averaged meteorological parameters controlling the lake surface energy budget : air temperature (Ta), wind-speed (W), cloud cover (CC), relative humidity (RH), surface pressure (Pr), precipitation (Pp), available from the nearest weather stations [DWD, Germany : Meteorological station of Hohenpeißenberg, located 24 km southwards of Ammersee and 443 m above the lake level ;

Météo France : Meteorological sation of Meythet, located 3 km northwards of Lac d'Annecy, 11 m above the lake level] from 1993 to 2000. Sensitivity studies showed that the inter- and intra-annual variations of the bottom water temperature can be reproduced by considering the intra- and inter-annual variations of the air temperature and only the mean seasonal cycle of the other parameters.

At Lac d'Annecy, monthly homogenised Ta data are available at the closest meteorological station [Moisselin *et al.*, 2002] and homogenised Pr and CC are also available from another nearby weather station over the last century. At Ammersee, daily meteorological data (Ta, Pp and W) are available from the meteorological station of Hohenpeissenberg [DWD] since 1876; local CC observations started only in 1937. When the observations for a specific parameter were not available, the model was forced by the mean seasonal cycle of this parameter. For continuity, the local Météo-France climate model outputs were scaled towards the 1990-2000 observations; W and Pp seasonal cycles were corrected using a polynomial function to fit with the local observations. Since 1960, meteorological observations and climate model results have progressively been combined.

Ice model

The ice-cover model [Patterson and Hamblin, 1988] considers here the formation of a full ice-cover. When the surface water temperature decreases below 0.1°C, the energy available to freeze water is stored until it is sufficient to freeze all the lake surface with 0.1m of ice thickness. Generally, the observed duration of the full ice-cover period is less than one month in Ammersee and Lac d'Annecy, whereas the model is forced by monthly meteorological values. The years in which the ice-cover has been historically observed and simulated are noted in figure D.1 and figure D.3. For Lac d'Annecy, the full ice-cover period of the winter of 1880 and 1891 are simulated. Even if the ice-cover period of the year 1963, which lasted 3 days, is not simulated, the model simulates the very cold winter surface water temperature. In Ammersee, the model simulates ice formation corresponding to one third of the observed full ice-cover events from 1935 to 1971 ; during the other two third of the observed ice episodes, an inverse lake stratification is correctly simulated. Even with a monthly forcing, the model successfully simulates some of the observed full-ice cover periods for Lac d'Annecy and Ammersee, which is an independent validation of both the forcing methodology (including the homogenisation and the scaling of meteorological data) and the model results.

D.2 Sensibilité des prédictions

La figure D.4 et la figure D.5 présentent des résultats d'étude de sensibilité de la réponse du mélange des lacs aux prédictions climatiques pour le siècle prochaine.

Dans ces gammes de variation des différents paramètres météorologiques, les résultats des prédictions restent pertinents. De plus, la transparence apparaît comme le facteur déterminant quant au devenir du lac d'Annecy.

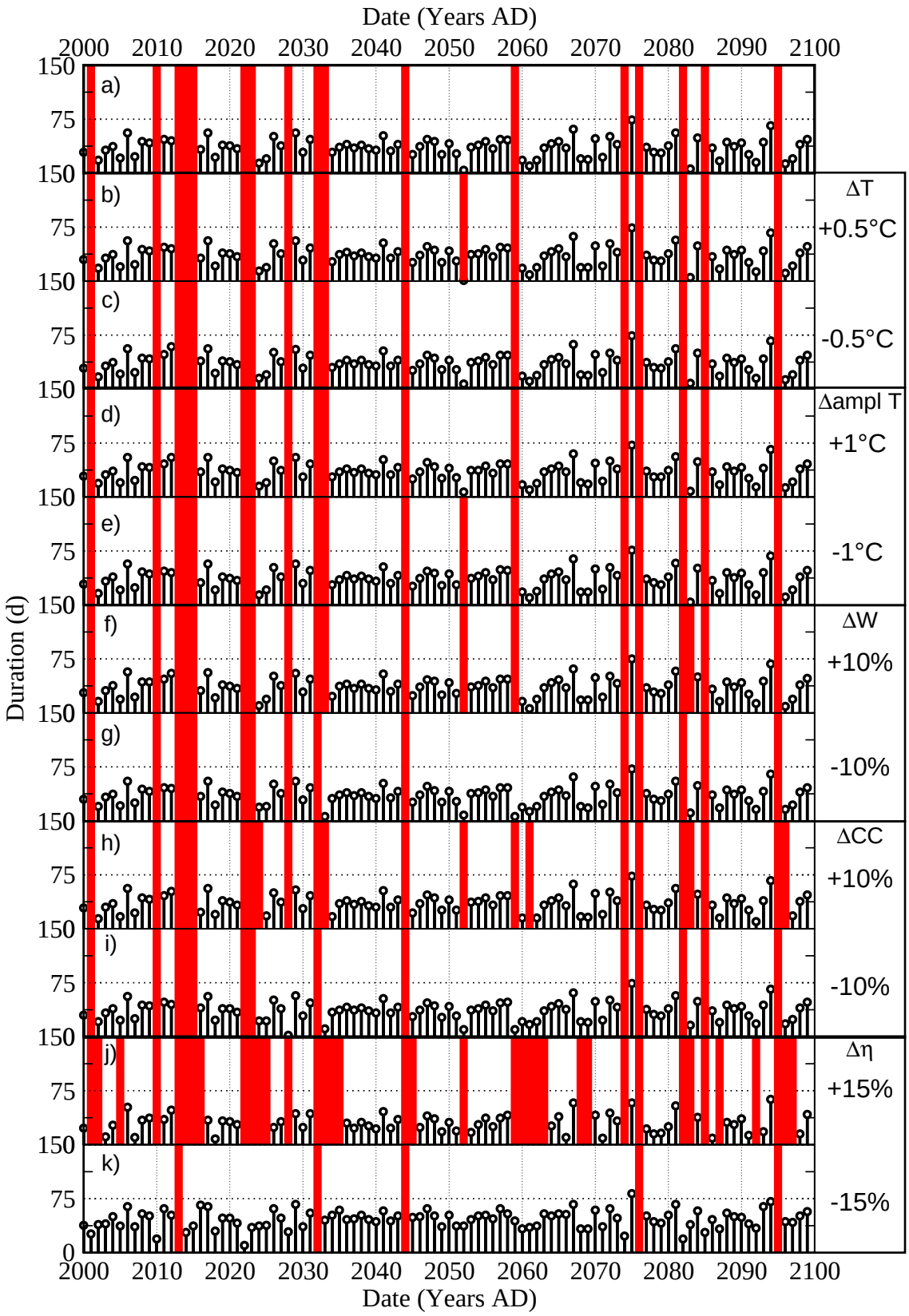


Figure D.4: Etude de sensibilité des prédictions aux différents paramètres de forçage : moyenne annuelle (ΔT en **b** et **c**) et amplitude annuelle ($\Delta ampl\ T$ en **d** et **e**) de la température de l'air, moyenne annuelle de la force du vent (ΔW en **f** et **g**), moyenne annuelle de la couverture nuageuse (ΔCC en **h** et **i**) et moyenne annuelle du coefficient d'extinction de la lumière ($\Delta \eta$ en **j** et **k**). La simulation de la figure **a** correspond au foçage sans correction après ajustement des différents paramètres de calage (voir texte).

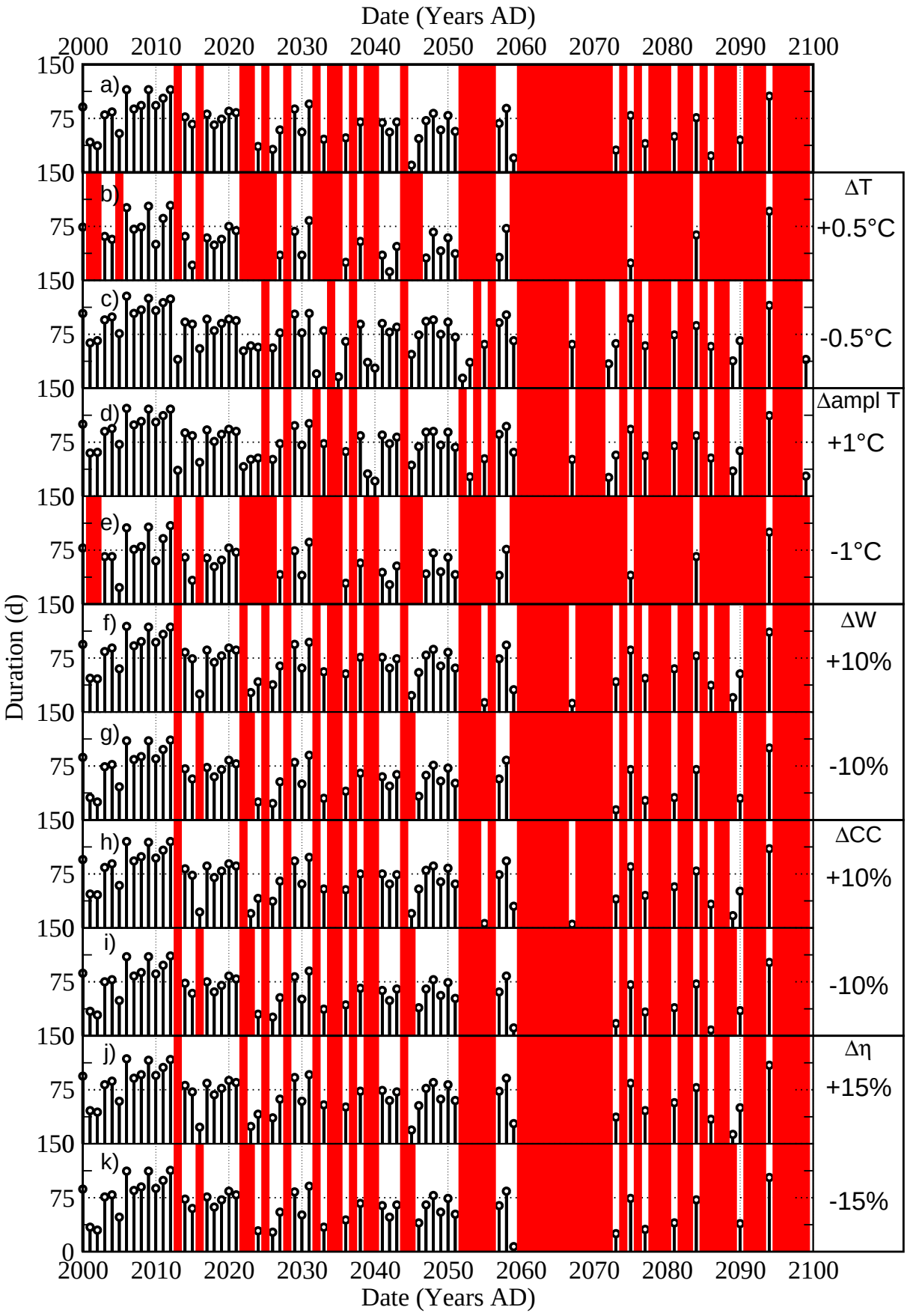


Figure D.5: Voir légende figure D.4.

Annexe E

Gradient altitudinal des précipitations dans la région d'Annecy

Le problème de la répartition spatiale des précipitations a depuis longtemps intéressé les hydrologues afin de connaître au mieux la quantité d'eau entrant dans un bassin versant et ceci à partir de pluviomètres ponctuels. Une méthode repose sur la détermination d'un indice exprimant le degré de continentalité pluviale pour une région. Cet indice dit angle de GAMS (G) a initialement sa cotangente linéaire avec la hauteur des précipitations [Gams, 1932 dans Pache, 1996]. Cette relation (équation E.2) a été modifiée pour les altitudes où cette linéarité disparaît (équation E.1 et équation E.3) :

Pour $Alt <$ 900m [Michalet, 1991 dans Michalet, 1990] :

$$Cotg\ G = \frac{P - \frac{900 - Alt}{100} \times \frac{P}{10}}{Alt} \tag{E.1}$$

Pour $Alt >$ 900m et $Alt <$ 1600m [Gams, 1932 dans Pache, 1996] :

$$Cotg\ G = \frac{P}{Alt} \tag{E.2}$$

Pour $Alt >$ 1600m [Pache, 1996] :

$$Cotg\ G = \frac{P - \frac{Alt - 1600}{100} \times \frac{P}{20}}{Alt} \tag{E.3}$$

où Alt est l'altitude (en m), P est la hauteur des précipitations annuelles (en mm).

Application aux simulations hydrologiques :

Le degré de continentalité peut tout à fait évoluer selon la saison. Pour cette raison, cet indice peut être estimé par les mêmes équations mais à partir des moyennes mensuelles [Michalet, comm. pers.].

Le tableau E.1 donne une estimation du gradient pluviométrique mensuelle entre 900 m et 1600 m d'altitude tirée de l'équation E.2. La moyenne annuelle pour cette tranche d'altitude est

	angle GAMS		
mois	moyenne	écart type	gradient* (mm/100m)
Janvier	0,74	0,05	109±11
Février	0,44	0,03	212±17
Mars	0,63	0,06	138±17
Avril	0,48	0,04	191±19
Mai	0,57	0,05	155±17
Juin	0,54	0,06	167±23
Juillet	0,65	0,05	132±14
Août	0,60	0,03	145±9
Septembre	0,73	0,04	113±9
Octobre	0,86	0,08	86±14
Novembre	0,48	0,04	193±19
Décembre	0,47	0,04	197±20

* gradient pluviométrique positif selon équation E.2.

Tableau E.1: Valeurs mensuelles de l'angle de GAMS pour le bassin versant du lac d'Annecy entre 900 et 1600 m d'après les données pluviométriques moyennes mensuelles calculées sur 3 années hydrologiques (1966-1970) de 8 stations tirées de Benedetti-Crouzet [1972].

proche de 150 mm/100 m alors qu'elle descend à moins de 50 mm/100 m à l'altitude du lac (vers 450 m avec l'équation E.1) et à environ 20 mm/100 m à 2000 m d'altitude (avec l'équation E.3).

Benedetti-Crouzet [1972] donne un gradient pluviométrique positif de 70 mm / 100 m à partir des données moyennes annuelles sur 3 années hydrologiques (1966 à 1970). Cette valeur tient uniquement compte d'une relation linéaire quelque soit l'altitude.

La distribution spatiale (entre 448 et 1020 m d'altitude avec une moyenne de 580 m) des 8 stations météorologiques utilisées par Benedetti-Crouzet [1972] explique son résultat. De plus cet auteur mentionnait déjà une augmentation "très probable" du gradient pluviométrique avec l'altitude et ceci à partir de 1200 m.

Bibliographie

[1] W.T. Anderson, S.M. Bernasconi, and J.A. McKenzie. Oxygen and carbon isotopic record of climatic variability in tree ring cellulose (*Picea abies*) : An example from central Switzerland (1913-1995). *Journal of Geophysical Research*, pages 31625–31636, 1998.

[2] W.T. Anderson, S.M. Bernasconi, J.A. McKenzie, M. Saurer, and F. Schweingruber. Model evaluation for reconstructing the oxygen isotopic composition in precipitation from tree ring cellulose over the last century. *Chemical Geology*, 182:121–137, 2002.

[3] E. Benedetti-Crouzet. *Etude Géodynamique du Lac d'Annecy et de son Bassin Versant*. PhD thesis, Université de Paris VI, 1972.

[4] L.V. Benson and F.L. Paillet. HIBAL : A hydrologic-isotopic-balance model for application to paleolake systems. *Quaternary Science Reviews*, 21:1521–1539, 2002.

[5] B. Blavoux. *Etude du cycle de l'eau au moyen de l'Oxygène-18 et du Tritium*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie, 1978.

[6] T. Blenckner, A. Omstedt, and M. Rummukainen. A Swedish case study of contemporary and possible future consequences of climate change on lake function. *Aquat. Sci.*, 64:171–184, 2002.

[7] M. Boiseau, A. Juillet-Leclerc, P. Yiou, B. Salvat, P. Isdale, and M. Guillaume. Atmospheric and oceanic evidences of El-Niño-Southern Oscillation events in the south central Pacific Ocean from coral stable records over the last 137 years. *Paleoceanography*, 13(6):671–685, 1998.

[8] K.W. Boër. The terrestrial solar spectrum. In W. C. Dickinson and P. N. Cheremisinoff, editors, *Solar energy technology handbook. Part A*, pages 65–87. Dekker, 1980.

[9] E.C. Carmack and D.M. Farmer. Cooling processes in deep, temperate lakes : A review with examples from two lakes in British Columbia. *Journal of Marine Research*, 40, Supp:85–111, 1982.

[10] H. Craig. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133:1702–1703, 1961.

[11] H. Craig and L.I. Gordon. Isotopic oceanography : Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere. In D.R. Schink and J.T. Corless, editors, *Marine Geochemistry*, pages 277–374. Univ. R. I. Occas. Publi. 3, 1965.

[12] D.M. Cray and D.H. Male. *Handbook of Snow. Principles, Processes, Management and Use*. Pergamon, Oxford, 1981.

[13] P.-A. Danis, U. von Grafenstein, and V. Masson-Delmotte. Sensitivity of deep lake temperature to past and future climatic changes : a modeling study for Lac d'Annecy (France) and Ammersse (Germany). *Journal of Geophysical Research*, 108(D19), 2003.

[14] W. Dansgaard. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4):436–468, 1964.

[15] J.-L. De Beaulieu and M. Reille. The last climatic cycle at La Grande Pile (Vosages, France) : a new pollen profile. *Quaternary Science Reviews*, 11:431–438, 1992.

[16] G. de Marsily, editor. *Hydrogéologie quantitative*. Masson, 1981.

[17] G. de Marsily. Quelques réflexions sur l'utilisation des modèles en hydrologie. *Revue des Sciences de l'Eau*, 7:219–234, 1994.

[18] A. Delebecque. *Les lacs français*. Béranger, Paris, 1898.

[19] S.L. Dingman, editor. *Physical Hydrology*. Macmillan Publishing Compagny, 1993.

[20] H. Douville, F. Chauvin, S. Planton, J.-F. Royerand, D. Salas-Melia, and S. Tyteca. Sensitivity of the hydrological cycle to increasing amounts of greenhouse gases and aerosols. *Climate Dynamics*, 20(1):45–68, 2002.

[21] E.H.S. Van Duin, G. Blom, F.J. Los, R. Maffione, R. Zimmerman, C.F. Cerco, M. Dortch, and E.P.H. Best. Modeling underwater light climate in relation to sedimentation resuspension, water quality and autotrophic growth. *Hydrobiologia*, 444:25–42, 2001.

[22] J.-C. Duplessy, C. Lalou, and M.E. Gomes de Azevedo. Etude des conditions de concrétionnement dans les grottes au moyen des isotopes stables de l'oxygène et du carbone. *C. R. Acad .Sci*, 268:2327–2340, 1969.

[23] U. Eicher and U. Siegenthaler. Palynological and oxygen isotope investigation a Late-Glacial sediment cores from swiss lakes. *Boreas*, 5:109–117, 1976.

[24] S. Epstein, R.P. Sharp, and A.J. Gow. Antartic ice sheet : stable isotope analyses of Byrd station cores and interhemispheric climatic implications. *Science*, 168:1570–1572, 1970.

[25] S. Epstein, C.J. Yapp, and J.H. Hall. The determination of the D/H ratio of non-exchangeable hydrogen in cellulose extracted from aquatic and land plants. *Earth and Planetary Science Letters*, 30:241–251, 1976.

[26] D.M. Farmer and E. Carmack. Wind mixing and restratification in a lake near the temperature of maximum density. *Journal of physical oceanography*, 11:1516–1533, 1982.

[27] C.A. Federer. Transpirational supply and demand : Plant, soil, and atmospheric effects evaluated by simulation. *Water Resources Research*, 18(2):355–362, 1982.

[28] G. Fornaca-Rinaldi, C. Panichi, and E. Tongiorgi. Some causes of the variation of the isotopic composition of carbon and oxygen in cave concretions. *Earth and Planetary Science Letters*, 4:321–324, 1986.

[29] I. Friedman and J.R. O'Neil. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In I. Friedman and J. R. O'Neil, editors, *Data of geochemistry*, pages KK1–KK12. U.S. Geological Survey, Washington D.C., 1977.

[30] J. Gaillard. *A predictive model for water quality in reservoirs ansd its application to selective withdrawal*. PhD thesis, Colorado State University Fort Collins, Colorado, 1981.

[31] H. Gams. Die klimatische begrenzug von pflantzenarealen und die verteilung der hygrischen kontinentalitat in der alpen. *Zeitschr. d. Ges. f. Erkunde*, pages 56–68, 178–198, 1932.

[32] L. Garibaldi, V. Mezzanotte, C. Brizzio, and M. Rogora. The trophic evolution of lake Iseo related to its holomixis. *Journal of limnology*, 58(1):10–19, 1999.

[33] J.R. Gat. Stable isotopes, the hydrological cycle and the terrestrial biosphere. In H. Griffiths, editor, *Stable Isotopes. The integration of biological, ecological and geological processes*, pages 397–407. U.K., 1998.

[34] J.R. Gat and G.S. Lister. The catchment effect on the isotopic composition of lake waters; its importance in palaeolimnological interpretations. *Paläoklimaforschung*, 15:1–15, 1995.

[35] D. Genty, D. Blamart, R. Ouahldi, L. Gilmour, A. Baker, J. Jouzel, and S. Van-Exter. Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. *Nature*, 421:833–837, 2003.

[36] D.G. George, T.L. Constantinescu, J. Duras, D. Gerdeaux, S. Horicka, and T. Ozimek. Working group topic 3 : Managing water quality in a changing world. In D.G. George, J.G. Jones, P. Puncochar, C.S. Reynolds, and D.W. Sutcliffe, editors, *Management of lakes and reservoirs during global climate change*, pages 301–306. Kluwer academic publishers, P.O. Box 17, 3300 AA Dordrecht, The Netherlands, 1998.

[37] D. Gerdeaux. Fluctuations in lake fisheries and global warming. In D.G. George, J.G. Jones, P. Puncochar, C.S. Reynolds, and D.W. Sutcliffe, editors, *Management of lakes and reservoirs during global climate change*, pages 263–272. Kluwer academic publishers, P.O. Box 17, 3300 AA Dordrecht, The Netherlands, 1998.

[38] A.-L. Gibelin and M. Déqué. Anthropogenic climate change over the mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate Dynamics*, 20:327–339, 2003.

[39] J.J. Gibson, T.W.D. Edwards, G.G. Bursey, and T.D. Prowse. Estimating evaporation using stable isotopes : Quantitative results and sensitivity analysis for two catchments in northern Canada. *Nordic Hydrology*, 24:79–94, 1993.

[40] C. Gillet. Egg production in an Arctic char (*Salvelinus alpinus L.*) brood stock : effects of temperature on the timing of spawing and the quality of eggs. *Quat. liv. Resour.*, 4:109–116, 1991.

[41] J. Glover and J.S.G. McCulloch. The empirical relation between solar radiation and hours of sunshine. *Quaternary Journal Research Meteorology Society*, 84:172–175, 1985.

[42] R. Gonfiantini. Environmental isotopes in lakes studies. In P. Frits and J.-C. Fontes, editors, *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, pages 113–168. Elsevier, Amsterdam, 1986.

[43] J.M. Grove and R. Switsur. Glacial geological evidence for the Medieval Warm Period. *Climatic Change*, 26:143–169, 1994.

[44] G.E. Harbeck, I.C. Prentice, and I.D. Creswell. A practical field technique for measuring reservoir evaporation utilizing mass-transfert theory. *U.S Geol. Surv. Prof. Pap*, 272E, 1962.

[45] A. Haxeltine, I.C. Prentice, and I.D. Creswell. A coupled carbon and water flux model to predict vegetation structure. *Journal of Vegetation Science*, 7:651–666, 1996.

[46] R.J. Heggen. Thermal dependent properties of water. *Journal Hydrological Engineering*, 109:298–302, 1983.

[47] B. Henderson-Sellers. A new formula for latent heat of vaporization of water as a function of temperature. *Quaternary Journal Research Meteorology Society*, 110:1186–1190, 1984.

[48] B. Henderson-Sellers. New formulation of eddy diffusion thermocline models. *Applied Mathematical Modeling*, 9:441–446, 1985.

[49] B. Henderson-Sellers. Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling : A review. *Reviews of Geophysics*, 24:625–649, 1986.

[50] S.W. Hostetler. Simulation of lake ice and its effect on the late-Pleistocene evaporation rate of Lake Lahontan. *Climate Dynamics*, 6:43–48, 1991.

[51] S.W. Hostetler and P.J. Bartlein. Simulation of lake evaporation with application to modeling lake level variations of Harney-Malheur Lake, Oregon. *Water Resources Research*, 26(10):2603–2612, 1990.

[52] S.W. Hostetler and L.V. Benson. Paleoclimatic implications of the high stand of Lake Lahontan derived from models of evaporation and lake level. *Climate Dynamics*, 4:207–217, 1990.

[53] S.W. Hostetler and L.W. Benson. Stable isotopes of oxygen and hydrogen in the Truckee River-Pyramid Lake surface-water system. 2. A predictive model of $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ in pyramid lake. *Limnology and Oceanography*, 39(2):356–364, 1994.

[54] S.W. Hostetler and F. Giorgi. Effects of $2\times CO_2$ climate on two large lake systems: Pyramid Lake, Nevada, and Yellowstone Lake, Wyoming. *Global and Planetary Change*, 10:43–54, 1995.

[55] J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, and D. Xiaosu, editors. *Climate Change 2001: The Scientific Basis - Contibution of working group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. Cambridge university press, London, United Kingdom, 2001.

[56] G.C. Jacoby, R. D D'Arrigo, and T. Davaajamts. Mongolian tree rings and 20th-century warming. *Science*, 273:771–773, 1996.

[57] S.J. Johnsen, H. B. Clausen, W. Dansgaard, K. Fuhrer, N. S. Gundestrup, C. U. Hammer, P. Iverssen, J. Jouzel, B. Stauffer, and J. P. Steffensen. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, 359:311–313, 1992.

[58] J. Jouzel, R.B. Alley, K.M. Cuffey, W. Dansgaard, P. Grootes, G. Hoffmann, S. J. Johnsen, R.D. Koster, D. Peel, C.A. Shuman, M. Stievenard, M. Stuiver, and J. White. Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores. *Journal of Geophysical Research*, 102(C12):26,471–26,487, 1997.

[59] S.-T. Kim and J.R. ONeil. Equilibrium and non-equilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61:3461–3475, 1997.

[60] J.T.O. Kirk. Light and photosynthesis in aquatic ecosystems. Cambridge, 1983.

[61] J. Lean, J. Beer, and R. Bradley. Reconstruction of solar irradiance since 1610 : implications for climate change. *Geophysical Research Letters*, 22(23):3195–3198, 1995.

[62] J. Lipp, P. Trimborn, P. Fritz, H. Moser, B. Becker, and B. Frenzel. Stable isotopes in tree ring cellulose and climate change. *Tellus*, 43B:322–330, 1991.

[63] G.E. Liston and D.K. Hall. An energy-balance model of lake-ice evolution. *Journal of Glaciology*, 41(138):373–382, 1995.

[64] D.M. Livingstone. Impact of secular climate change on the thermal structure of a large temperature central European lake. *Climatic Change*, 57(1-2):205–225, 2003.

[65] P. Ljungemyr, N. Gustafsson, and A. Omstedt. Parametrization of lake thermodynamics in a high-resolution weather forecasting model. *Tellus*, 48(A):608–621, 1996.

[66] C. Lorius, J. Jouzel, C. Ritz, L. Merlivat, N.I. Barkov, Y.S. Korotkevich, and V.M Kotlyakov. A 150,000 years climatic record from antarctic ice. *Nature*, 316:591–596, 1985.

[67] J.J. Magnuson, K.E. Webster, R.A. Assel, C.J. Bowse, P.J. Dillon, J.G. Eaton, H.E. Evans, R.I. Hall, L.R. Mortsch, D.W. Schindler, and F.H. Quinn. Potential effects of climate changes on aquatic ecosystems: Laurentian Great Lakes and Precambrian Shield region. *Hydrological processes*, 11:825–871, 1997.

[68] M. Majoube. Fractionnement en oxygène-18 et en deutérium entre l'eau et sa vapeur. *Journal of Chimical Physic*, 197:1423–1436, 1971.

[69] M.E. Mann and P.D. Jones. Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophysical Research Letters*, 30(15):10.1029, 2003.

[70] V. Masson, S. Joussaume, S. Pinot, and G. Ramstein. Impact of parametrizations on simulated winter mid-holocene and last glacial maximum changes in the northern hemisphere. *Journal of Geophysical Research*, 103(D8):8935–8946, 1998.

[71] V. Masson-Delmotte, R. Cheddadi, P. Braconnot, S. Joussaume, D. Texier, and PMIP participants. Mid-holocene climate in Europe : what can we infer from PMIP model-data comparisons ? *Climate Dynamics*, 15:163–182, 1999.

[72] V. Masson-Delmotte, G. Raffalli-Delerce, P.-A. Danis, P. Yiou, M. Stievenard, F. Guibal, O. Mestre, V. Bernard, H. Goose, G. Hoffmann, and J. Jouzel. Changes in European precipitation seasonality and in drought frequencies revealed by a four-century-long tree-ring isotopic record from Brittany, western france. soumis.

[73] J.J. McCarthy, O.F. Canziani, N.A. Leary, P.J. Dokken, and K.S. White, editors. *Climate Change 2001: Impacts, adaptation and vulnerability - Contibution of working group II to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. Cambridge university press, London, United Kingdom, 2001.

[74] L. Merlivat and J. Jouzel. Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 84(C8):5029–5033, 1979.

[75] R. Michalet. *Evolution et répartition des sols en montagnes calcaires, en relation avec une nouvelle synthèse bioclimatique du Maroc septentrional*. PhD thesis, Univertité Joseph Fourier, Grenoble I (France), 1991.

[76] R. Michalet. Une quantification de la continentalité relative en climat méditerranéen : Application du système de gams (1932) au maroc septentrional. *Écologie et biogéographie alpines - La Thuile*, 48:237–245, 1994.

[77] J.-M. Moisselin. Les changements climatiques en france au xx^{e} siècle. *La Météorologie*, 38:45–56, 2002.

[78] M.V. Moore, M.L. Pace, J.R. Mather, P.S. Murdoch, R.W. Howarth, C.L. Folt, C.Y. Chen, H.F. Hemond, P.A. Flebbe, and C.T. Driscoll. Potential effects of climate change on freshwater ecosystems of the New England/Mid-Atlantic Region. *Hydrological processes*, 11:925–947, 1997.

[79] R.P. Neilson. A model for predicting continental scale vegetation distribution and water balance. *Journal of Applied Ecological*, 5:362–386, 1995.

[80] J.P. Novel, M. Dray, A. Ferhi, C. Jusserand, G. Nicoud, P. Olive, J.M. Puig, and G.M. Zuppi. Homogenization processes affecting isotopic signals (^{18}O and ^{3}H) in a mountainous hydrological system : the Aosta Valley (Italy). *Journal of Water Science*, 1998.

[81] C.M. O'Reilly, S.R. Alin, P.-D. Plisnier, A.S. Cohen, and B.A. McKee. Climate change decreases aquatic ecosystem productivity of lake Tanganyika, Africa. *Nature*, 424:766 – 768, 2003.

[82] G.T. Orlob and L.G. Selna. Temperature variations in deep reservoirs. *Journal of Hydraul. Div. Soc. Civ. Eng.*, 96(HY2):391–410, 1970.

[83] E.M. Owens. Thermal and heat transfert characteristics of Cannonsville reservoir. *Journal of Lake and reservoir Management*, 14(2-3):152–161, 1998a.

[84] E.M. Owens. Development and testing of one-dimensional hydrothermal models of Cannonsville reservoir. *Journal of Lake and reservoir Management*, 14(2-3):172–185, 1998b.

[85] G. Pache, S. Aimé, and R. Michalet. A simple model for the study of the altitudinal rainfall gradient, applied in the tyrolian orographic complex. *Revue d'Ecologie Alpine*, III:13–20, 1996.

[86] J.C. Patterson and P.F. Hamblin. Thermal simulation of a lake with winter ice cover. *Limnology and Oceanography*, 33(3):233–338, 1988.

[87] F. Peeters, D.M. Livingstone, G.H. Goudsmit, R. Kipfer, and R. Forster. Modeling 50 years of historical temperature profiles in a large central European lake. *Limnology and Oceanography*, 47(1):186–197, 2002.

[88] R. Pourriot and M. Meybeck, editors. *Limnologie physique et chimique*. Masson, Paris, 1995.

[89] I.C. Prentice, M.T. Sykes, and W. Cramer. A simulation model for the transient effects of climate change on forest landscapes. *Ecological Modeling*, 65:51–70, 1993.

[90] J.A. Prescott. Evaporation from a water surface in relation to solar radiation. *Trans. R. Soc. South. Aust.*, 64:114–125, 1940.

[91] W.C. Quayle, L.S. Peck, H. Peat, J.C. Ellis-Evans, and P.R. Harrigan. Extreme response to climate change in Antarctic lakes. *Science*, 295:645, 2002.

[92] K.H. Reckhow and S.C. Chapra, editors. *Engineering approaches for lake management. Volume 1 : Data analysis and empirical modeling*. Butterworth Publishers, Boston, 1983.

[93] H. Renssen, R.F.B Isarin, D. Jacob, R. Podzun, and J. Vandenberghe. Simulation of the Younger Dryas climate in Europe using a regional climate model nested in a AGCM : preliminary results. *Global and Planetary Change*, 30:41–57, 2001.

[94] K. Rozanski. Deuterium and oxygen-18 in European groundwaters-links to atmospheric circulation in the past. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 52:349–363, 1985.

[95] K. Rozanski, L. Araguás-Araguás, and R. Gonfantini. Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. *Science*, 258:981–985, 1992.

[96] K. Rozanski, L. Araguás-Araguás, and R. Gonfantini. Isotopic patterns in modern global precipitation. In P.K. Swart, J. McKenzie, K.C. Lohmann, and S. Savin., editors, *Climate Change in Continental Isotopic Records*, American Geophysical Union, Geophysical Monograph 78, pages 1–36. Washington DC, 1993.

[97] M. Saurer, P. Cherubini, and R. Siegwolf. $\delta^{18}O$ in tree rings of *Abies alba*: The climatic significance if interdecadal variations. *Journal of Geophysical Research*, 105(D10):12461–12470, 2000.

[98] U. Schotterer, K. Fröhlich, H.W. Gäggeler, S. Sandjordj, and W. Stichler. Isotopic records from mongolian and alpine ice cores as climate indicators. *Climatic Change*, 36(3-4):519–530, 1997.

[99] U. Siegenthaler and H. Oeschger. Correlation of ^{18}O in precipitation with temperature and altitude. *Nature*, 295:314–317, 1980.

[100] V. Slonosky. Wet winters, dry summers ? Three centuries of precipitation data from Paris. *Geophysical Research Letters*, 29(19), 2002.

[101] N.C. Stenseth, A. Mysterud, G. Ottersen, J.W. Hurrell, K.-S. Chan, and M. Lima. Ecological effects of climate fluctuations. *Science*, 297:1292–1296, 2002.

[102] N. Thouveny, J. de Beaulieu, E. Bonifay, K.M. Creer, J. Guiot, M. Icole, S. Johnsen, J. Jouzel, M. Reille, T. Williams, and D. Williamson. Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism. *Nature*, 371:503–506, 1994.

[103] W.A. Tucker. Surface heat fluxes from lake ontario : Further verification of lake thermal model. *Water Resource Research*, 18:77–82, 1982.

[104] W.A. Tucker and A.W. Green. A time-dependent model of the lake-averaged vertical temperature distribution of lakes. *Limnology and Oceanography*, 22:687–699, 1977.

[105] J. Vassiljev. The simulated response of lakes to changes in annual and seasonal precipitation : implication for holocene lake-level changes in northern Europe. *Climate Dynamics*, 14:791–801, 1998.

[106] J. Vassiljev and S.P. Harrison. Simulating the Holocene Lake-Level Record of Lake Bysjon, Southern Sweden. *Quaternary Research*, 49:62–71, 1998.

[107] J. Vassiljev, S.P. Harrison, and A. Haxeltine. Recent lake-level and outflow variations at Lake Viljandi, Estonia : validation of a coupled lake-catchment modeling scheme for climate change studies. *Journal of Hydrology*, 170:63–77, 1995.

[108] J. Vassiljev, S.P. Harrison, S. Hostetler, and P.J. Bartlein. Simulation of long-term thermal characteristics of three Estonian lakes. *Journal of Hydrology*, 163:107–123, 1994.

[109] P. Verburg, R.E. Hecky, and H. Kling. Ecological consequences of a century of warming in lake Tanganyika. *Science*, 301:505–507, 2003.

[110] D. Verschuren. The heat on lake Tanganyika. *Nature*, 424:731–732, 2003.

[111] U. von Grafenstein. Oxygen-isotope studies of ostracods from deep lakes. In A. R. Chivas and J. A. Holmes, editors, *The Ostracoda : Applications in Quaternary Research*, Geophysical Monograph 131, pages 249–265. Americon Geophysical Union, Washington, 2002.

[112] U. von Grafenstein, U. Eicher, H. Erlenkeuser, P. Ruch, J. Scwander, and B. Ammann. Isotope signature of the Younger Dryas and two minor oscillations at Gerzensee (Switzerland): Palaeoclimatic and palaeolimnologic interpretation based on bulk and biogenic carbonates. (sous-presse), 2000.

[113] U. von Grafenstein, H. Erleinkeuser, A. Brauer, J. Jouzel, and S.J. Johnsen. A mid-European decadal isotope-climate record from $15,500$ to 5000 years B.P. *Science*, 284:1654–1657, 1999(a).

[114] U. von Grafenstein, H. Erleinkeuser, A. Kleinmann, J. Müller, and P. Trimborn. High-frequency climatic oscillations during the last deglaciation as revealed by oxygen-isotope records of benthic organisms (Ammersee, southern Germany). *Journal of Paleolimnology*, 11:349–357, 1994.

[115] U. von Grafenstein, H. Erleinkeuser, J. Müller, J. Jouzel, and S.J. Johnsen. The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics*, 14:73–81, 1998.

[116] U. von Grafenstein, H. Erleinkeuser, J. Müller, and A. Kleinmann-Eisenmann. Oxygen isotope records of benthic ostracods in bavarian lake sediments. *Naturwissenschaften*, 79:145–152, 1992.

[117] U. von Grafenstein, H. Erleinkeuser, J. Müller, P. Trimborn, and Joachim Alefs. A 200 years mid-European air temperature record preserved in lake sediments : An extension of the $\delta^{18}O_p$-air temperature relation into the past. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(21):4025–4036, 1996.

[118] U. von Grafenstein, H. Erleinkeuser, and P. Trimborn. Oxygen and carbon isotopes in modern fresh-water ostracod valves : assessing vital offsets and autecological effects of interest for palaeoclimate studies. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 148:133–152, 1999(b).

[119] G.-R. Walther, E. Post, P. Convey, A. Menzel, C. Parmesan, T.J.C. Beebee, J.-M. Fromentin, O. Hoegh-Guldberg, and F. Bairlein. Ecological responses to recent climate change. *Nature*, 416:389–395, 2002.

[120] M. Werner, U. Mikolajewicz, M. Heimann, and G. Hoffman. Borehole *versus* isotope temperature on Greenland : Seasonality does matter. *Geophys. Res. Lett.*, 27:723–726, 2000.