



HAL
open science

Optimisation du réseau national de suivi pérenne in situ de la température des plans d'eau : apport de la modélisation et des données satellitaires

J. Prats, P.A. Danis

► **To cite this version:**

J. Prats, P.A. Danis. Optimisation du réseau national de suivi pérenne in situ de la température des plans d'eau : apport de la modélisation et des données satellitaires. [Rapport de recherche] irstea. 2015, pp.93. hal-02602604

HAL Id: hal-02602604

<https://hal.inrae.fr/hal-02602604>

Submitted on 16 May 2020

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.



Optimisation du réseau national de suivi pérenne *in situ* de la température des plans d'eau : apport de la modélisation et des données satellites

Rapport final
Décembre 2015

Jordi PRATS
&
Pierre-Alain DANIS

Avec la contribution de
Nathalie REYNAUD, Delphine REBIERE,
Thiphaine Peroux & Thierry POINT

Relecteurs
Martin DAUFRESNE & Jean-Marc BAUDOIN

Les auteurs

Jordi PRATS

Irstea, UR RECOVER, Pôle Hydroécologie des plans d'eau Onema-Irstea, F-13182 Aix-en-Provence, France

Pierre-Alain DANIS

Onema, Pôle Hydroécologie des plans d'eau Onema-Irstea, F-13182 Aix-en-Provence, France

Les relecteurs

Martin DAUFRESNE

Irstea, UR RECOVER, Pôle Hydroécologie des plans d'eau Onema-Irstea, F-13182 Aix-en-Provence, France

Jean-Marc BAUDOIN

Onema, Pôle Hydroécologie des plans d'eau Onema-Irstea, F-13182 Aix-en-Provence, France

Les contributeurs

Nathalie REYNAUD

Irstea, UR RECOVER, Pôle Hydroécologie des plans d'eau Onema-Irstea, F-13182 Aix-en-Provence, France

Delphine REBIERE

Irstea, UR RECOVER, Pôle Hydroécologie des plans d'eau Onema-Irstea, F-13182 Aix-en-Provence, France

Thierry POINT

Irstea, UR RECOVER, Pôle Hydroécologie des plans d'eau Onema-Irstea, F-13182 Aix-en-Provence, France

Les correspondants

Samuel DEMBSKY

Onema, DCIE, F-94300 Vincennes, France

Jean-Marc BAUDOIN

Onema, Pôle Hydroécologie des plans d'eau Onema-Irstea, F-13182 Aix-en-Provence, France

Référence du document

Prats Jordi & Pierre-Alain Danis (2015) : Optimisation du réseau national de suivi pérenne in situ de la température des plans d'eau : apport de la modélisation et des données satellitaires. Rapport final. Convention Onema/Irstea 2015. Pp 93.

Droits d'usage :	<i>accès libre</i>
Couverture géographique :	<i>national</i>
Niveau géographique :	France
Niveau de lecture:	<i>Professionnels, experts</i>
Nature de la ressource :	<i>Document</i>

Optimisation du réseau national de suivi pérenne *in situ* de la température
des plans d'eau : apport de la modélisation et des données satellites
- Rapport final -

Sommaire

Sommaire	3
Résumé	5
Abstract	6
Introduction.....	7
1. Démarche.....	7
2. Données	8
2.1. Plans d'eau étudiés et caractéristiques.....	8
2.2. Données des réseaux DCE nationaux (RCS et RCO).....	9
2.3. Données de suivi thermique en continu	9
2.4. Données de suivis scientifiques.....	10
2.5. Données de suivi satellitaire LANDSAT.....	10
2.6. Gradient de subsurface	11
2.7. Données météorologiques : SAFRAN & ECMWF.....	12
3. Complémentarité, limite & représentativité des données.....	12
3.1. Représentativité de la température du protocole réseau à 50 cm.....	14
3.2. Température de peau versus température de l'épilimnion.....	18
3.3. Effet de l'heure de mesure	20
3.4. Variabilité spatiale de la température de peau.....	22
3.5. Validation des mesures de température de surface par satellite.....	27
3.6. Bilan	28
4. Modélisation du fonctionnement thermodynamique des plans d'eau	29
4.1. Prérequis.....	29
Caractérisation du cycle annuel moyen de la température l'épilimnion à partir d'images satellites	29
Limites d'applicabilité de la méthode de caractérisation du cycle annuel.....	33
Température de surface au début de l'année	35
Température maximale et minimale de surface	37
4.2. Modèle d'Ottosson.....	39
Estimation de la température moyenne annuelle de l'épilimnion à partir de variables géographiques.....	41
Modification du modèle d'Ottosson.....	46

Estimation des coefficients pour le calcul de la température de l'épilimnion du modèle d'Ottosson modifié	47
Estimation des coefficients pour le calcul de la température de l'hypolimnion du modèle d'Ottosson modifié	50
4.3. Modèle FLake.....	55
4.4. Modèle de Toffolon	57
4.5. Validation des modèles utilisés pour estimer la température des lacs	57
Validation pour les lacs du réseau de suivi en continu.....	58
Validation pour les lacs d'Annecy et Léman	62
Validation pour les lacs du suivi DCE	65
Validation des prédictions de température superficielle d'été et d'hiver	70
4.6. Outil opérationnel de modélisation transitoire de la température de l'épilimnion et de l'hypolimnion des plans d'eau.....	71
5. Typologie de Lewis.....	73
5.1. Méthodologie modifiée	73
5.2. Calibration	74
5.1. Application : identification des plans d'eau à risque	78
Définition de vulnérabilité thermodynamique.....	78
Tendances de température de l'épilimnion	79
6. Conclusions et perspectives.....	80
6.1. Conclusions.....	80
6.2. Perspectives.....	81
7. Appendice	83
7.1. Validation de FLake.....	83
7.2. Validation du modèle d'Ottosson modifié	85
7.3. Validation du modèle de Toffolon.....	86
Bibliographie	88

Résumé

L'objectif de l'utilisation de la modélisation et des données satellitaires pour l'optimisation du réseau national de suivi pérenne de la température des plans d'eau est double. D'une part appréhender à l'échelle nationale les températures de l'épilimnion et de l'hypolimnion des plans d'eau DCE ainsi que leurs évolutions récentes et d'autre part d'identifier les plans d'eau dont le fonctionnement thermodynamique est peu stable et risquerait d'être significativement modifié dans le contexte des changements climatiques à venir.

Dans ce rapport, l'utilisation potentielle des données satellitaires comme proxy de la température de l'épilimnion a été analysée ainsi que la performance de trois modèles de simulation de la température de l'eau des plans d'eau français. Les modèles utilisés sont i) le modèle FLake (Mironov, 2008), ii) le modèle de Toffolon et al. (2014), et iii) une modification proposée ici du modèle d'Ottosson et Abrahamsson (1998).

Les données satellitaires sont utilisées d'un côté pour obtenir une caractérisation basique du cycle thermique annuel moyen des plans d'eau français et de sa relation avec sa morphométrie et géographie. De plus, les données satellitaires sont utilisées avec les données de profils de températures mesurées pour la calibration du modèle d'Ottosson modifié et la validation des trois modèles.

Le modèle qui donne les meilleures simulations, le modèle d'Ottosson modifié, nous permet de classer les plans d'eau selon leur comportement hydrodynamique et d'étudier les tendances de la température de l'épilimnion à long terme.

Mots clés

Plans d'eau, Réseau de température, Modélisation thermodynamique, Infra-rouge thermique Landsat, Classification de Lewis

Abstract

The objectives of the use of modeling and satellite data for the optimization of the national network of permanent monitoring of the temperature of water bodies are 1) understand at the national scale the epilimnion and hypolimnion water temperatures for WFD lakes and their recent evolutions, and 2) identify lakes with unstable thermodynamic behavior which could be significantly modified in the context of future climate change.

In this report, the potential use of satellite data as a proxy for the temperature of the epilimnion was analyzed as well as the performance of three simulation models of the temperature of the water in French waters. The models used are i) FLake model (Mironov, 2008), ii) the model of Toffolon et al. (2014), and iii) a modification proposed herein of the model of Ottosson et Abrahamsson (1998).

On the one hand, satellite data are used to obtain a basic characterization of the average annual thermal cycle of French water bodies and its relationship with morphometry and geography. In addition, satellite data are used with the measured temperature profiles data to calibrate the modified model of Ottosson and to validate the three temperature models.

The model which gives the best simulations, the modified Ottosson model, enables us to classify water bodies according to their hydrodynamic behavior and to study long term epilimnion temperature trends.

Key words

Lakes, Temperature network, Thermodynamic modelling, Landsat infrared thermal band, Lewis classification

Introduction

La création d'un réseau de suivi pérenne de la température des lacs à l'échelle du territoire national a été initiée par l'Onema dès 2009. Cette volonté fait suite au peu de connaissance disponible sur le fonctionnement thermodynamique des plans d'eau alors même qu'ils subissent les effets transitoires et potentiellement négatifs des changements climatiques en cours et à venir (Livingstone, 2008). Ce travail a débuté par la rédaction d'un cahier des charges sur un protocole de suivi en continu de la température des plans d'eau (Rondel, Daufresne et Danis, 2011), puis par le développement d'un outil de caractérisation thermodynamique des plans d'eau (Rondel, Danis et Daufresne, 2012) et enfin par le lancement d'une phase de test sur 9 lacs caractérisés par des contraintes environnementales variées. Cette phase de test a été réalisée par le pôle Onema/Irstea d'Aix en Provence en collaboration avec les délégations interrégionale (5, 6 et 8) et les services départementaux (05, 83, 38) de l'Onema (Rebière, Danis, Daufresne, Peroux et Baudoin, 2013)

En prévision d'une mise en application future du réseau de suivi pérenne de la température des lacs, une connaissance a priori du fonctionnement générale des plans d'eau nationaux est nécessaire afin de prioriser les plans d'eau à suivre. Cette priorisation se fera sur la base de deux informations complémentaires : d'une part, une évaluation des enjeux environnementaux et socio-économiques associés aux plans d'eau nationaux et évaluée par l'intermédiaire d'un questionnaire dont les résultats sont détaillés dans Rebière *et al.* (2015), et d'autre part, **une identification des plans d'eau les plus susceptibles de subir des changements dans leur fonctionnement thermodynamique.**

1. Démarche

Pour réaliser cette identification, une stratégie de modélisation hebdomadaire a été choisie et est présentée dans le présent rapport (§4). Cette modélisation s'est basée sur l'amélioration d'un modèle de température suffisamment simple pour être applicable à l'ensemble des plans d'eau (*e.g.* Ottosson et Abrahamsson, 1998). Un modèle plus complexe et semi-empirique (Toffolon *et al.*, 2014) et un modèle mécaniste tel que FLake (Mironov *et al.*, 2010; Mironov, 2008; Stepanenko *et al.*, 2010) ont également été testés. Cette amélioration permettra l'intégration de variables climatiques (*e.g.* température de l'air, vent) issues de données spatialisées sur toute la France (*e.g.* SAFRAN, ECMWF, Aladin-Climat ou AROME) et/ou de variables environnementales nouvelles (*e.g.* étendue) afin de pouvoir réaliser des simulations transitoires saisonnières et interannuelles de la température (*a minima* épilimnion et hypolimnion) de l'ensemble des plans d'eau français.

Ces travaux de modélisation se sont appuyés sur différentes sources et deux types de données de température (§2) : mesures in situ à différentes profondeurs (réseaux DCE RCS et RCO et réseaux scientifiques) et mesures de surface par traitement des images infrarouges thermiques enregistrées par les satellites américains LANDSAT (Simon, Tormos et Danis, 2014). En 2014, un outil de traitement des chroniques LANDSAT de suivi de la température de surface des plans d'eau a été développé. Cet outil permet d'obtenir des chroniques spatiales de la température de peau à un temps de retour de 16 jours et à une résolution spatiale de 60 m.

Une analyse de la représentativité et la complémentarité de ces données (§3) a été nécessaire pour en évaluer leur potentielle utilisation en modélisation (calibration ou validation). De plus, actuellement, le réseau de suivi pérenne de la température propose de positionner le premier thermomètre à 50 cm de profondeur or, cette analyse cherchera à en évaluer les répercussions sur les connaissances réellement fournies par le réseau. Par ailleurs, la complémentarité des données satellitaires et des données in situ du réseau RCS a été analysée. En effet, les données satellitaires apportent une précieuse information à long terme (post 1999) et spatialement (sur toute la surface) mais limitée verticalement, *i.e.* à cette surface. A l'opposé, les profils mesurés par le RCS sont rares dans le temps, mais donnent de l'information dans la dimension verticale indispensable à la compréhension du comportement hydrodynamique des plans d'eau.

Finalement, une application des résultats de cette modélisation est l'estimation du type de fonctionnement thermodynamique des plans d'eau nationaux et, par conséquent, l'évaluation des risques de changement de type dans le contexte des changements climatiques en cours et à venir (§5). En effet, de nombreuses études ont montré des modifications dans le comportement thermodynamique des plans d'eau en réponse aux changements climatiques récents (Ambrosetti et Barbanti, 1999; Livingstone, 2003; Schindler, 1997) et d'autres études prédisent la prolongation future de ces modifications de comportement (Danis et al., 2004; Fang et Stefan, 2009; Hetherington et al., 2015; Weinberger et Vetter, 2012) avec de potentiels changements du type de fonctionnement hydrodynamique. Afin de classer les plans d'eau selon leur fonctionnement hydrodynamique, l'outil de classification thermodynamique de Lewis développé en 2011 (Rondel et al., 2012) sera calibré en utilisant toutes les données thermiques disponibles. Cet outil sera ensuite utilisé pour analyser les trajectoires récentes de la typologie des plans d'eau français et donc pour identifier les plans d'eau les plus susceptibles de subir des changements dans leur fonctionnement thermodynamique.

2. Données

2.1. Plans d'eau étudiés et caractéristiques

Cette étude porte sur tous les plans d'eau DCE, *i.e.* de surface supérieure à 0,5 km², ce qui fait un total de 480 plans d'eau. Les caractéristiques des plans d'eau étudiés sont issues de la base de données PLAN_DEAU basée au Pôle Onema/Irstea à Aix-en-Provence. Cette base de données rassemble les caractéristiques géographiques et environnementales des plans d'eau français (Tableau 1).

Tableau 1 : Caractéristiques géographiques et environnementales des plans d'eau français utilisées dans les analyses.

Variable	Unité	Minimum	Médiane	Maximum
Altitude	m	0,0	239,5	2841,0
Latitude	°	41,47	46,25	50,87
Longitude	°	-4,24	2,33	9,48
Profondeur maximale	m	0,8	15,0	309,7
Surface maximale	m ²	6,0·10 ⁴	7,7·10 ⁵	5,8·10 ⁸
Volume maximale	m ³	1,2·10 ⁵	4,6·10 ⁶	8,9·10 ¹⁰
Continentalité	km	0,01	238,25	618,05
Marnage théorique	m	0,0	4,0	135,0
Périmètre	m	1197	7544	187501
Temps de séjour	années	0,003	0,203	13,959

2.2. Données des réseaux DCE nationaux (RCS et RCO)

Les profils thermiques mesurés par le Réseau de Contrôle de Surveillance (RCS) et le Réseau de Contrôle Opérationnel (RCO) ont été utilisées. Ces réseaux suivent l'état des eaux de plus de 70% des plans d'eau DCE. Ces suivis sont principalement à la charge des agences de bassin et d'établissements publics gestionnaires de plans d'eau (e.g. EPTB Loire pour les retenue de Naussac et de Villerest) Ces plans d'eau sont suivis pendant au moins un an par plan de gestion de six ans via, entre autre, 4 profils de température et 4 mesures de la profondeur de disparition du disque de Secchi. Les données de 383 plans d'eau sont aujourd'hui disponibles.

2.3. Données de suivi thermique en continu

En 2013 l'Onema a réalisé une phase de test d'un réseau de suivi thermique lacustre pérenne à l'échelle nationale (Rebière et al., 2013). Durant cette phase, 9 plans d'eau ont été équipés dans différentes conditions environnementales et sujets à différentes contraintes techniques (vent fort, englacement...). Les lacs ont été équipés avec de chaînes d'enregistreurs de température HOBO WATER TEMP PRO V2/U22-001 qui mesuraient la température de l'eau entre une profondeur de 0,5 m et le fond à intervalles d'entre 1m et 4 m en fonction de la profondeur. Ces enregistreurs ont une précision de $\pm 0,2$ °C entre 0°C et 50°C et une résolution de 0,02°C à 25°C. La périodicité des mesures était de 15 min, à l'exception des lacs d'altitude où la périodicité était de 30 min. La description détaillée du réseau se trouve dans Rebière et al. (2013).

Les données de cinq des neuf lacs du réseau (Tableau 2) ont pu être utilisées dans cette étude. Les données ont été contrôlées, validées et extraites à un pas de temps de 30 min pour tous les plans d'eau sélectionnés.

Tableau 2 : Plans d'eau avec suivi thermique en continu utilisés et principales caractéristiques.

Lac	Code de lac	Type	Altitude (m)	Latitude (°)	Longitude (°)	Profondeur maximale (m)	Surface (m ²)	Volume (m ³)
Étang des Aulnes	AUL13	Lac naturel	11	43,591	4,792	5,5	875318	3340000
Barrage de Bimont	BIM13	Retenue	330	43,547	5,551	55,0	1186614	14000000
Lac de Pierre-Châtel	LPC38	Lac naturel	923	44,974	5,778	10,3	966226	6400000
Lac Pavin	PAV63	Lac naturel	1196	45,496	2,889	96,0	452217	22987000
Lac de Sainte-Croix	SCR04	Retenue	477	43,766	6,186	83,0	21987591	767000000

2.4. Données de suivis scientifiques

Pour compléter, les profils de température proposés par l'Observatoire des Lacs Alpains de l'INRA ont été utilisés (https://si-ola.inra.fr/si_lacs/login.jsf), en particulier, les données pour la période 1966-2013 pour le Lac d'Annecy et pour la période 1991-2013 pour le Lac Léman. L'accès aux données a été facilité par le système d'information du © SOERE OLA-IS, INRA Thonon-les-Bains, CIPEL, SILA, [date du téléchargement des Données : 26/11/2015], développé par le dispositif Eco-Informatique ORE de l'INRA.

Tableau 3 : Principales caractéristiques des lacs d'Annecy et Léman.

Lac	Code de lac	Type	Altitude (m)	Latitude (°)	Longitude (°)	Profondeur maximale (m)	Surface (m ²)	Volume (m ³)
Lac d'Annecy	ANN74	Lac naturel	447	45,855	6,178	65,0	26346678	1100000000
Lac Léman	LEM74	Lac naturel	372	46,417	6,529	309,7	577124512	89000001536

2.5. Données de suivi satellitaire LANDSAT

Les données infrarouges thermiques des images satellites prises par les satellites LANDSAT-5 et LANDSAT-7 dans la période 1999-2013 ont été traitées avec l'algorithme de Jiménez-Muñoz et al. (2009) pour obtenir la température de surface des lacs étudiés selon la méthode décrite par Simon et al. (2014). La périodicité des images est de 16 jours et couvrent un total de 480 plans d'eau. Les températures mesurées par satellite correspondent à la température dite « de peau » de l'eau, soit des premiers 100 µm de la colonne d'eau (Handcock et al., 2006).

Optimisation du réseau thermie plans d'eau.

Seulement les images pour lesquelles la concentration de vapeur était dans la gamme d'application de l'algorithme ($0,5-2 \text{ g/cm}^2$) ont été retenues. Les images avec des valeurs négatives ont été éliminées. Pour chaque image la médiane des valeurs des pixels disponibles a été calculée.

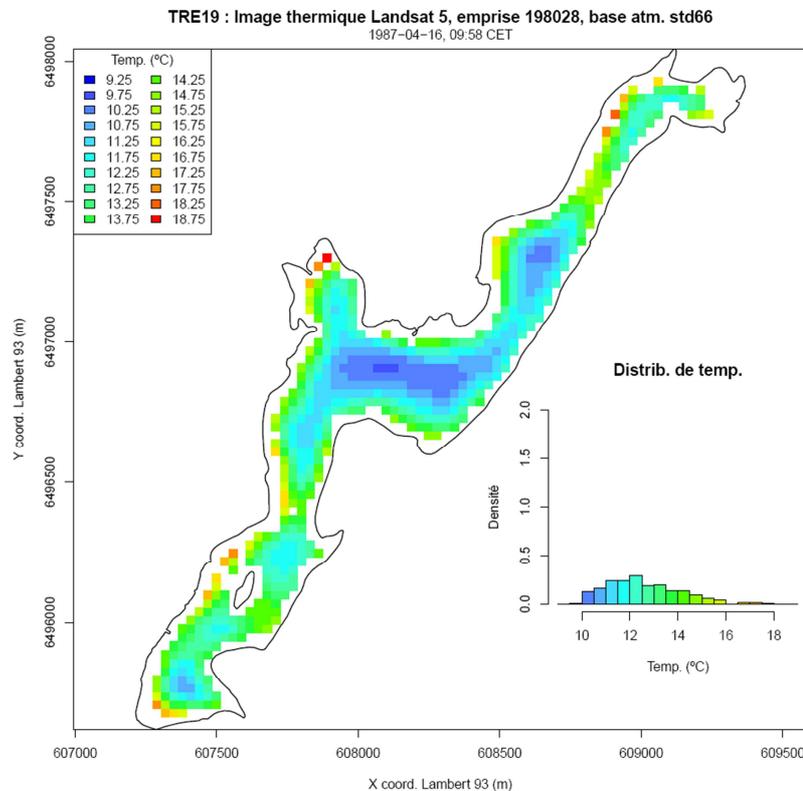


Figure 1 : Illustration des données de température de surface issues du traitement d'un image infra-rouge thermique LANDSAT-5 prise sur la retenue de Treignac (19) en date du 16 avril 1987 à 9h58 CET.

2.6. Gradient de subsurface

Pour analyser la représentativité des données de température mesurées par les satellites par rapport à la température de surface du plan d'eau, une chaîne de capteurs de température HOBO WATER TEMP PRO V2/U22-001 (v. section 2.3 pour les caractéristiques techniques) entre la surface et une profondeur de 55 cm a été installée au barrage de Bimont entre février 2014 et mars 2015. Les profondeurs des capteurs étaient : 0 m, 0,05 m, 0,10 m, 0,15 m, 0,20 m, 0,25 m, 0,35 m, 0,45 m et 0,55 m. La fréquence de mesure était de 15 min.



Figure 2 : Photographies, ex situ à gauche et in situ à droite, du dispositif de suivi en continue du gradient thermique de sub-surface, *i.e.* entre la surface et 55 cm de profondeur. De plus, un thermomètre a été positionné hors de l'eau pour enregistrer la température de l'air à environ 30 centimètres de la surface de l'eau.

2.7. Données météorologiques : SAFRAN & ECMWF

Les outils de modélisation sont alimentés par les données météorologiques journalières des analyses du système SAFRAN : Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie, grille régulière de 8 km par 8 km (Quintana-Seguí et al., 2008; Vidal, Martin, Franchistéguy, Baillon et Soubeyroux, 2010). Les données du point de grille le plus proche à chaque lac ont été utilisées et une correction adiabatique de $-0,0065$ °C/m a été appliquée à la température de l'air pour rapporter la donnée SAFRAN à l'altitude des lacs.

Les données ECMWF ont également été utilisées pour obtenir les données de vapeur d'eau atmosphérique nécessaires au calcul de la température de surface des plans d'eau à partir des images satellites LANDSAT. La résolution spatiale des données est de 12 km et la résolution temporelle est de 3h. Ces données ont été interpolées linéairement à l'heure d'acquisition des images.

3. Complémentarité, limite & représentativité des données

L'utilisation des images satellites pour l'étude de l'écologie des lacs a augmenté durant les dernières années (Dörnhöfer et Opetl, 2016). En effet, les images satellites offrent un intéressant moyen de suivi de la température de l'eau des lacs, puisqu'elles donnent une large information spatiale et temporelle de la température de surface à bas coût. Elles permettent étendre les suivis à un grand nombre de lacs non instrumentés, et fournissent une information depuis les années 1980 avec de possibles applications aux études des changements climatiques (e.g. Schneider et Hook, 2010).

Mais les images satellites ont elles aussi des inconvénients. 1) La fréquence de mesure est limitée par la fréquence de passage du satellite. Dans le cas des satellites LANDSAT, la fréquence de passage est de 16 jours, même si la présence de deux satellites LANDSAT au même temps sur certaines périodes permet d'avoir de mesures avec une périodicité maximale de 8 jours. Mais étant donné que la capacité de stockage limite le nombre d'images à 250 par jour la fréquence réelle peut être inférieure (NASA, 2011). 2) La présence de nuages peut empêcher aussi l'observation durant des longues périodes de temps. 3) Les satellites donnent la température à l'heure de passage du satellite, ce qui peut donner lieu à un certain biais (Prats, Val, Armengol et Dolz, 2007). 4) De plus, la résolution des images satellite détermine la taille minimale des lacs qui peuvent être suivis avec cette méthodologie. Handcock et al. (2006) montrent que l'erreur d'estimation de la température moyenne des cours d'eau augmente notablement quand sa largeur est inférieure à trois pixels. Dans le cas du LANDSAT, cette condition limiterait son applicabilité aux plans d'eau d'une largeur minimale de 180 m. 5) Enfin, les satellites mesurent la température de l'eau sur les 100 μm d'épaisseur, c'est la température dite « de peau » (Torgersen, Faux, McIntosh, Poage et Norton, 2001), et donnent donc la température de la couche de mélange de surface. La couche de mélange de surface est définie comme « la partie de la colonne d'eau immédiatement au-dessous de la surface libre, qui reçoit l'influence directe de la friction du vent en surface et du flux superficiel d'entraînement » (Imberger, 1985). En fonction des conditions météorologiques, il y aura ou pas de forts gradients en surface (Imberger, 1985). S'il y a un fort gradient (conditions ensoleillées et vent faible), il peut y avoir de différences importantes entre la température de peau, et la température à 50 cm (première profondeur de suivi envisagée pour le réseau pérenne de température) ou la température de l'épilimnion.

Par conséquent, pour analyser la représentativité des données de température en surface, il paraît nécessaire de répondre aux questions suivantes :

1. en quoi une mesure de température à 50 cm proposée dans le protocole pour le réseau national thermie plans d'eau serait-elle comparable à la température de peau de LANDSAT ? (section 3.1)
2. en quoi la température de surface est-elle représentative de la température de l'épilimnion ? (section 3.2)
3. en quoi une image satellite prise aux alentours de 10h15 (l'heure de passage du satellite) est-elle représentative de la température de l'épilimnion ? (section 3.3)
4. en quoi la température LANDSAT de peau peut-elle servir à la calibration/validation d'outil de modélisation ? (section 3.4)

Pour répondre à ces questions, les données de température du barrage de Bimont entre le 21 février 2014 et le 3 mars 2015 ont été utilisées : enregistreurs en continue de la phase de test du réseau pérenne et enregistreurs en continue du gradient thermique de subsurface. Les données de 4 autres lacs suivis en continue (Tableau 2) ont aussi été utilisées. Ces données ont été complétées par des données météorologiques SAFRAN.

3.1. Représentativité de la température du protocole réseau à 50 cm

L'objectif de cette section est de déterminer en quoi une première mesure de température à 50 cm comme proposée dans le protocole du réseau national thermie plans d'eau (RNTpe) serait-elle comparable à la température de surface obtenue à partir des images satellites.

La Figure 3 montre l'évolution de la température de l'eau (en surface, $z = 0$ m et à 0,55 m de profondeur) et de l'air (juste au-dessus de l'eau) au barrage de Bimont entre février 2014 et mars 2015. La température de l'eau en surface ($z = 0$ m) varie ici entre 6,6 °C et 25,5 °C. La température de l'eau à 0,55 m suit de près l'évolution de la température en surface. La température de l'eau tend à suivre l'évolution de la température de l'air, mais avec un lissage de sa variabilité. Le coefficient de corrélation entre température de l'air et température de l'eau en surface ($z = 0$ m) au pas de temps de 15 minutes est de 0,86 et, à l'échelle journalière, est de 0,95. En hiver, la température de l'air est en générale inférieure à celle de l'eau de quelques degrés.

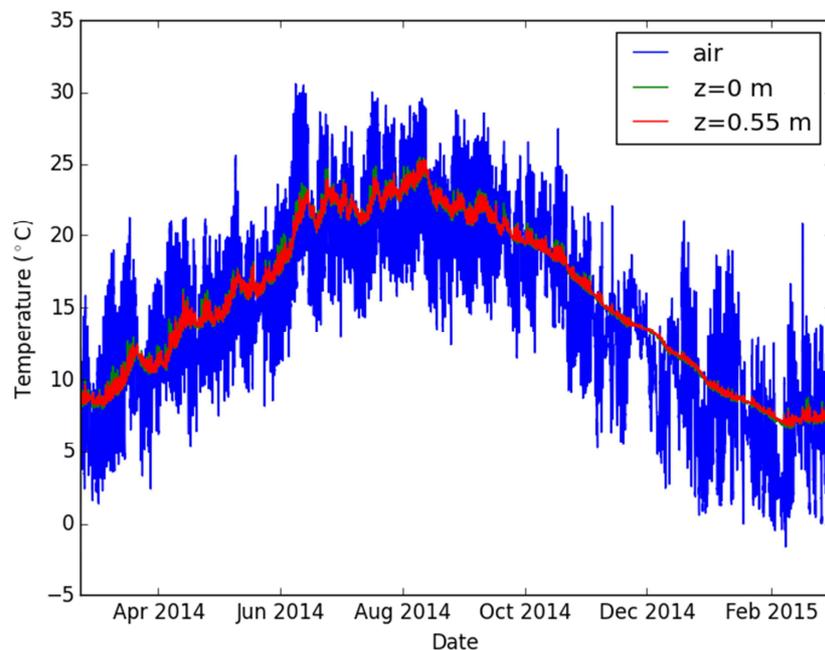


Figure 3 : Température de l'eau en surface et a une profondeur de 0,55 m et température de l'air dans le barrage de Bimont.

Le gradient de température en subsurface a été calculé par la différence entre la température à 0 m et la température à 0,55 m de profondeur. Il y a une dépendance claire entre ce gradient de subsurface et la température de l'air (Figure 4). Les biais les plus importants (> 1 °C) apparaissent à partir d'une température de l'air de près de 10 °C. Pour des basses températures de l'air, on observe des gradients superficiels légèrement négatifs. À l'échelle journalière, il y aurait une faible tendance à l'augmentation du gradient entre la surface et 0,55 m de profondeur en fonction de la température de l'air, mais la tendance n'est pas significative à cause de la grande variabilité des valeurs observées du gradient à une même température de l'air.

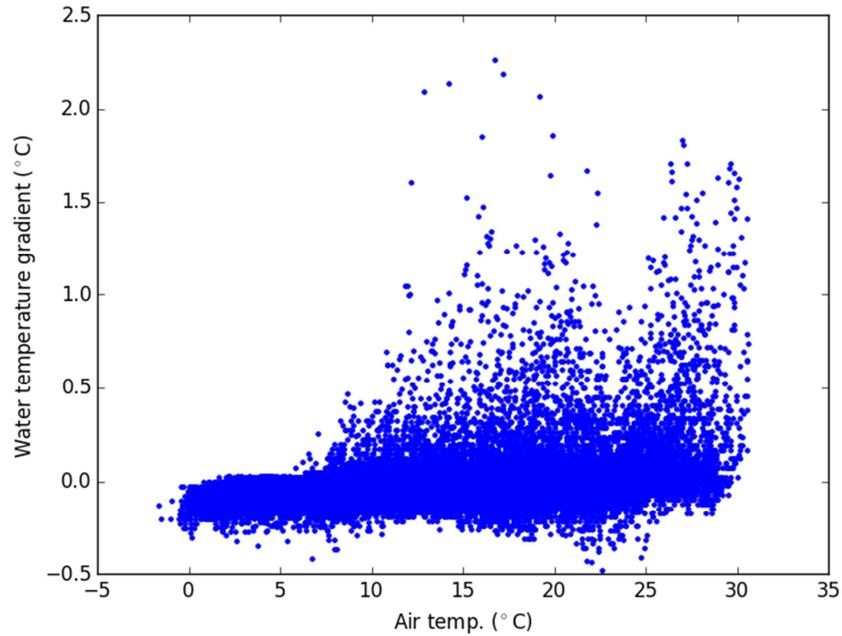


Figure 4 : Gradient subsurface (différence entre la température à $z = 0$ m et celle à $z = 0,55$ m) au barrage de Bimont en fonction de la température de l'air enregistrée au-dessus de l'eau, période du 21 février 2014 au 3 mars 2015.

Il n'y a pas une relation claire entre température de l'eau et les gradients en surface les plus intenses (Figure 5). Même pour des basses températures de l'eau, on peut trouver des gradients importants.

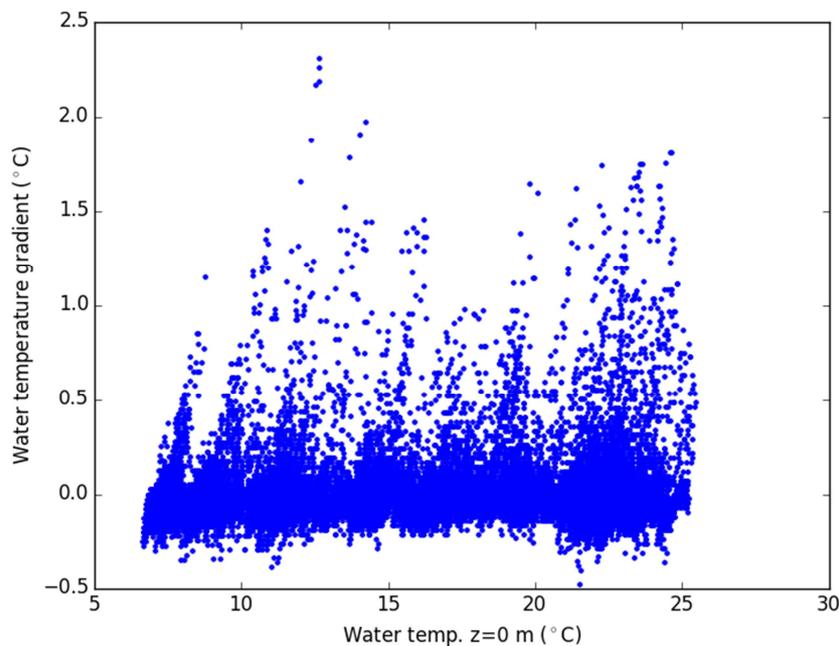


Figure 5 : Gradient subsurface au barrage de Bimont en fonction de la température de surface, période du 21 février 2014 au 3 mars 2015.

Il y a une certaine relation entre l'intensité du gradient superficiel et la période de l'année (Figure 6). Le gradient médian varie peu d'un mois à l'autre et l'écart interquartile est assez

réduit. L'occurrence de gradients plus intenses varie avec la période de l'année, avec les gradients les plus importants et fréquents en mars, avril et juin.

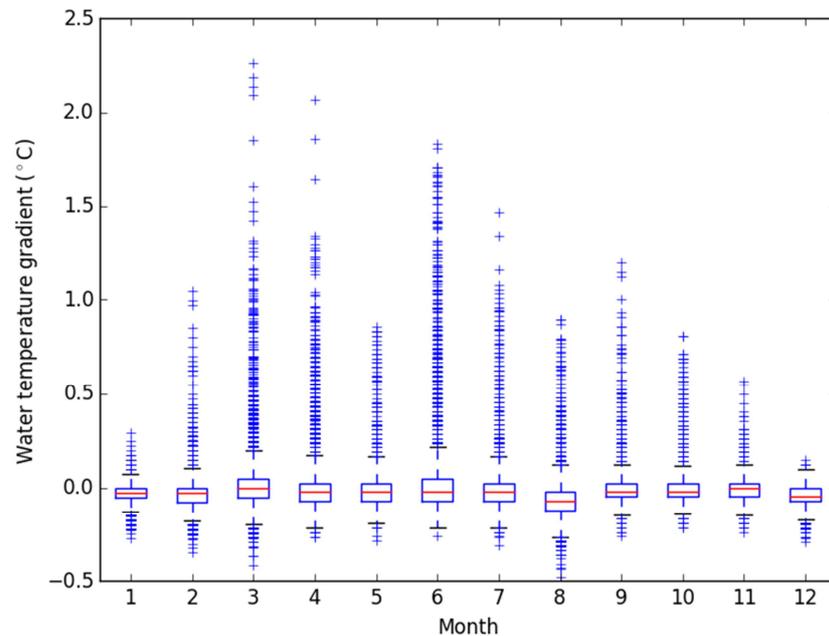


Figure 6 : Gradient subsurface au barrage de Bimont en fonction du mois de l'année, période du 21 février 2014 au 3 mars 2015.

Une analyse plus détaillée montre que le gradient subsurface dépend de façon très importante des conditions atmosphériques particulières et peut varier beaucoup durant la journée et entre les jours (Figure 7 et Figure 8).

Optimisation du réseau thermie plans d'eau.

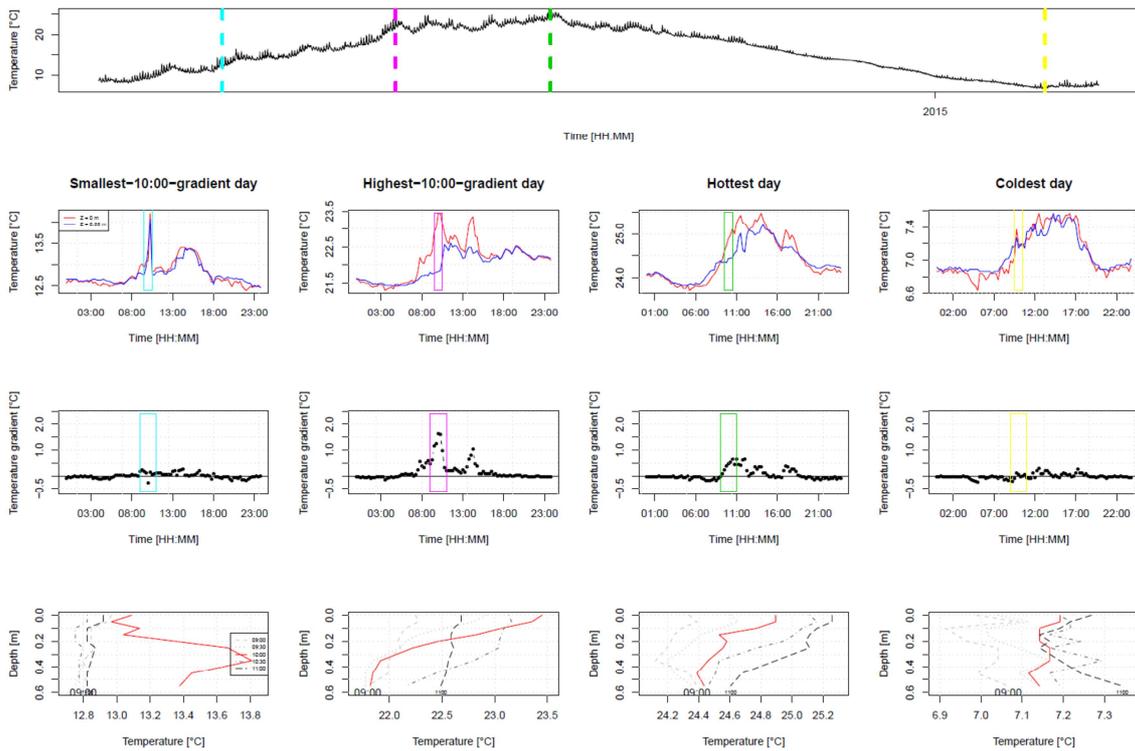


Figure 7 : Profils de température et gradient subsurface en différents moments de l'année, période du 21 février 2014 au 3 mars 2015.

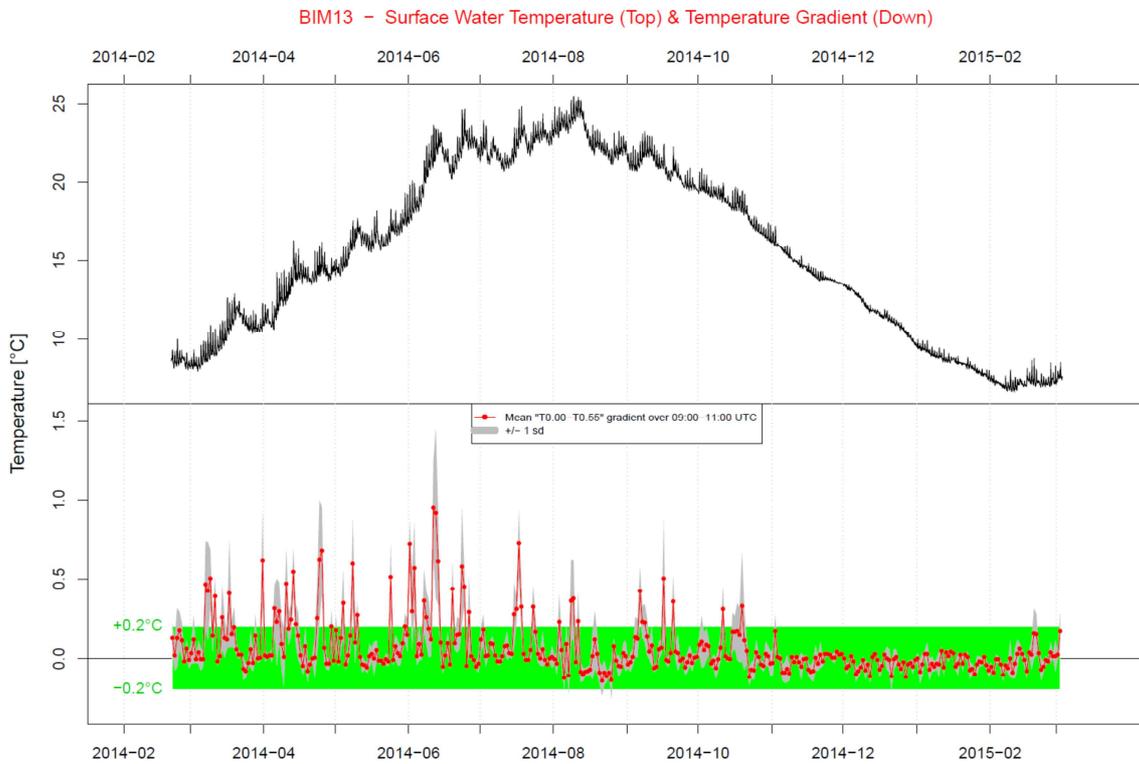


Figure 8 : Gradient subsurface moyen entre 9h et 11h UTC le long de l'année, période du 21 février 2014 au 3 mars 2015.

3.2. Température de peau versus température de l'épilimnion

L'objectif de cette section est de déterminer en quoi la température de peau est représentative de la température de l'épilimnion pour une utilisation dans la calibration/validation d'un outil de modélisation ; et ceci sur la base des données du barrage de Bimont.

La comparaison de la température de surface et des températures à différentes profondeurs (Tableau 4) montre que en moyenne la différence de température n'est pas significative ($< 0,2$ °C, i.e. inférieure à la résolution des thermomètres enregistreurs) jusqu'à une profondeur située entre 2,5 m et 3,5 m. Ceci indique une température assez homogène en général en surface. De plus, le minimum des résidus est assez constant, avec une certaine tendance à la diminution en profondeur, ce qui reflète l'existence de faibles gradients négatifs en certaines conditions (hiver, nuits froides). De l'autre côté, le maximum des résidus croît clairement en profondeur à cause du gradient existant pendant la période de stratification.

A la profondeur de 0,50 m, i.e. la première profondeur de suivi proposée dans le cadre du réseau pérenne, la moyenne et la médiane des résidus entre cette profondeur et la surface sont de moins de 0,1 °C en valeur absolue. Par contre, les résidus peuvent varier entre -0,5 °C et 2,3 °C, et ceci quel que soit la période de l'année et l'heure de la journée.

Tableau 4 : Statistiques des résidus calculés comme la différence entre le capteur en surface et le capteur à la profondeur indiquée pour la période du 21 février 2014 au 3 mars 2015.

Profondeur (m)	Moyenne des résidus	Médiane des résidus	Résidu maximale	Résidu minimale	Écart type des résidus
0	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
0,05	-0,034	-0,024	0,648	-0,341	0,044
0,10	0,029	0,025	1,443	-0,316	0,058
0,15	0,036	0,047	1,660	-0,316	0,069
0,20	0,028	0,025	1,926	-0,316	0,074
0,25	-0,020	-0,024	1,974	-0,389	0,083
0,35	0,004	0,000	2,095	-0,430	0,104
0,45	-0,008	-0,024	2,162	-0,478	0,127
0,50	0,003	-0,024	2,309	-0,478	0,164
0,55	-0,005	-0,024	2,260	-0,481	0,149
1,50	0,090	0,000	2,653	-0,389	0,302
2,50	0,123	-0,047	3,242	-0,461	0,408
3,50	0,309	0,025	4,679	-0,400	0,630
4,50	0,608	0,190	5,808	-0,350	0,926
5,50	0,854	0,310	6,215	-0,374	1,177
6,50	0,986	0,405	6,406	-0,399	1,306
7,50	1,060	0,453	6,453	-0,424	1,382

Optimisation du réseau thermie plans d'eau.

Les températures mesurées entre la surface et une profondeur de 1,5 m sont très bien corrélées avec la température de surface (Figure 9). Le coefficient de détermination diminue légèrement avec la profondeur et le RMSE augmente. On observe une transition rapide au niveau de la thermocline, i.e. à 4-5 m de profondeur.

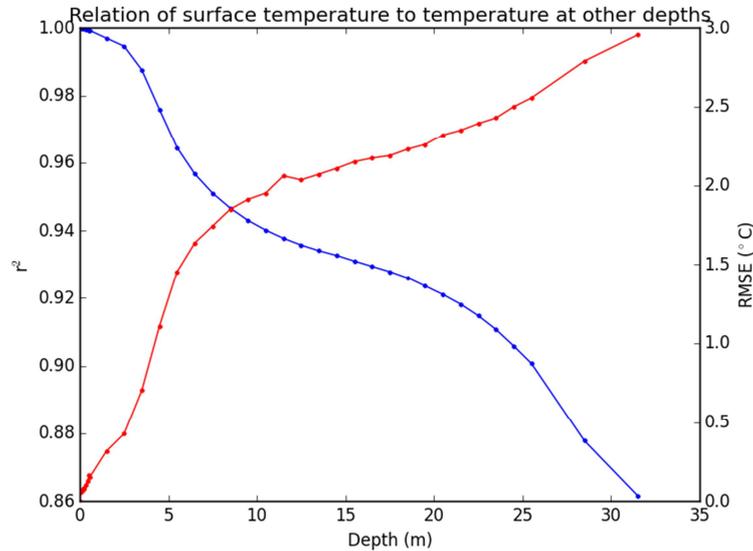


Figure 9 : Coefficient de détermination (bleu) et RMSE (rouge) de la température de surface par rapport à la température à différentes profondeurs.

La corrélation entre la température de l'épilimnion et la température à différentes profondeurs est à peu près constante entre la surface et 1,5 m (voire même 2,5 m) de profondeur (Figure 10). On peut donc utiliser la température mesurée à une profondeur entre la surface et 1,5 m (2,5 m) de profondeur (plus une correction due au gradient de surface à l'heure de mesure) comme proxy de la température de l'épilimnion.

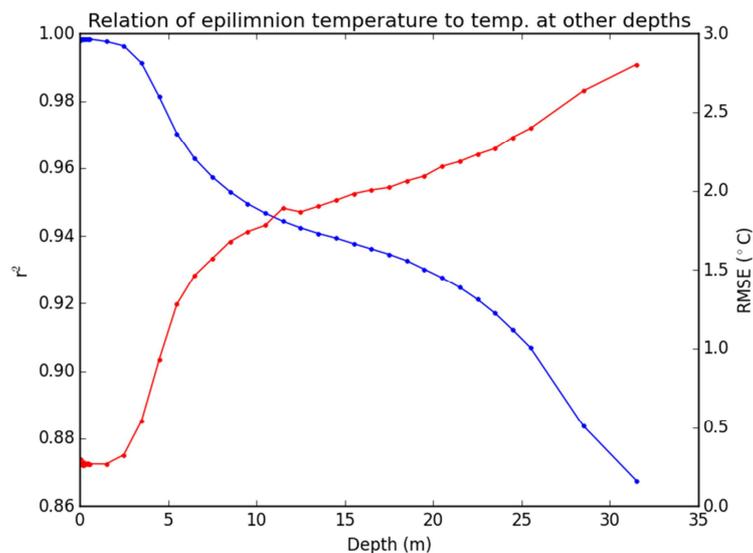


Figure 10 : Coefficient de détermination (bleu) et RMSE (rouge) de la température de l'épilimnion par rapport à la température à différentes profondeurs.

3.3. Effet de l'heure de mesure

L'objectif de cette section est de déterminer en quoi l'image satellite prise autour de 10h15 est-elle représentative de la température de l'épilimnion.

Il y a une relation entre l'heure de mesure et le gradient thermique (Figure 11), ce qui peut être une source de biais dans l'utilisation de la température de peau comme proxy de la température de l'épilimnion. Le gradient est plus important pendant la journée et, en général, est maximal à midi UTC. On observe une certaine tendance à l'établissement d'un léger gradient négatif pendant la nuit. La corrélation entre la température en surface et la température de l'épilimnion diminue durant le jour et est minimale autour de 14 h de l'après-midi (Figure 12). La corrélation est maximale et l'erreur minimale pendant la nuit, quand la thermocline journalière est disparue.

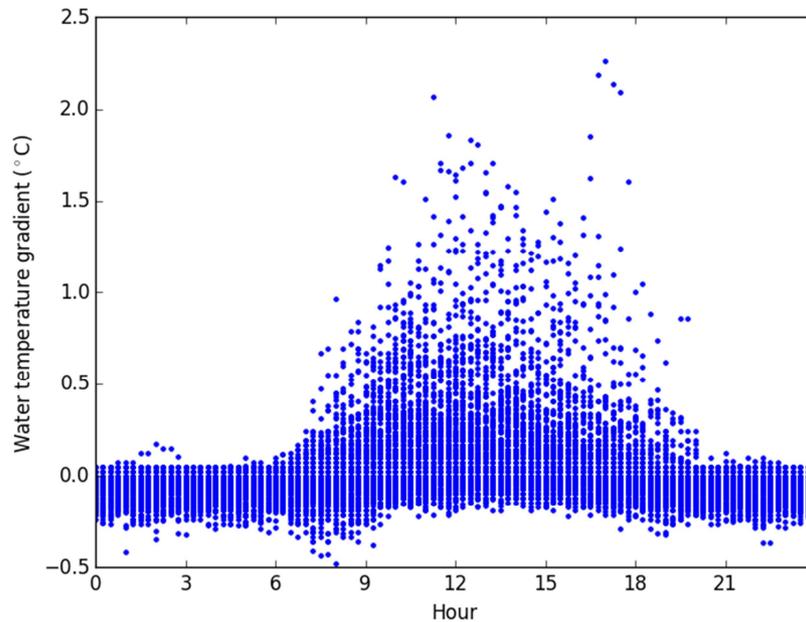


Figure 11 : Gradient subsurface au barrage de Bimont en fonction de l'heure de mesure, période du 21 février 2014 au 3 mars 2015.

Optimisation du réseau thermie plans d'eau.

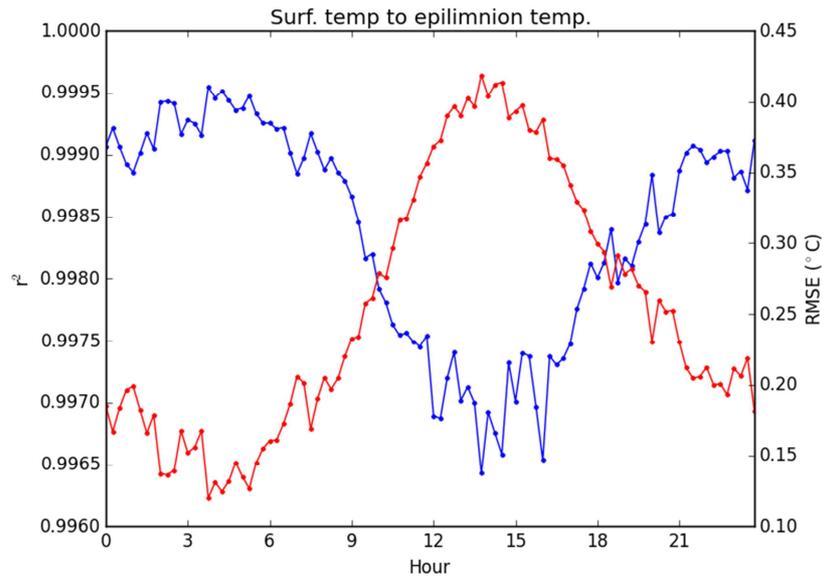


Figure 12 : Coefficient de détermination (bleu) et RMSE (rouge) de la température de surface par rapport à la température de l'épilimnion.

Durant la période d'étude, l'heure de passage du satellite était entre 9h54 et 10h20, avec la plupart des mesures autour de 10h10. Entre 10h00 et 10h30, le gradient entre la surface ($z=0$ m) et une profondeur de 0,55 m est presque nul pour la plus grande partie des mesures (Figure 13). Le gradient est supérieur à 0,5 °C seulement 6% du temps. La moyenne est 0,08 °C, la médiane 0,02 °C et l'écart type est 0,21 °C.

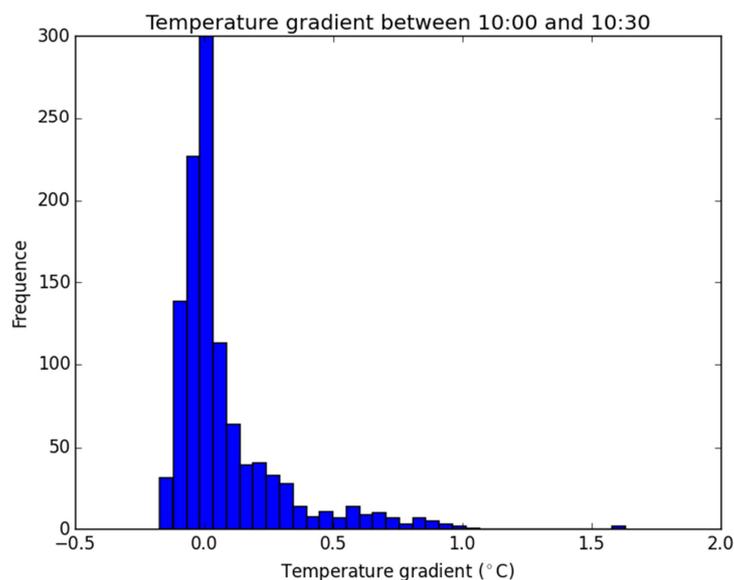


Figure 13 : Gradient de température au barrage de Bimont entre 10h et 10h30, période du 21 février 2014 au 3 mars 2015.

La température de surface des plans d'eau a tendance à suivre un cycle journalier, avec des températures plus élevées pendant le jour que pendant la nuit (Figure 11). L'utilisation de la

température mesurée à une heure particulière de la journée pour estimer la température moyenne journalière peut donc donner lieu à des biais systématiques (Prats et al., 2007). Pour tester l'effet de l'heure de mesure, les biais ont été calculés pour les cinq lacs du réseau de suivi en continu (température moyenne journalière moins température à 10h30, Figure 14). Ces biais sont plus importants durant la période de réchauffement du plan d'eau, spécialement ici pour les lacs PAV63 et SCR04, où les biais peuvent dépasser 0,5 °C en valeur absolue. Par contre, le biais moyen dans les cinq plans d'eau est faible ($\leq 0,1$ °C en valeur absolue) et du même ordre de grandeur que l'erreur de mesure des capteurs *in situ* (*i.e.* 0,2°C).

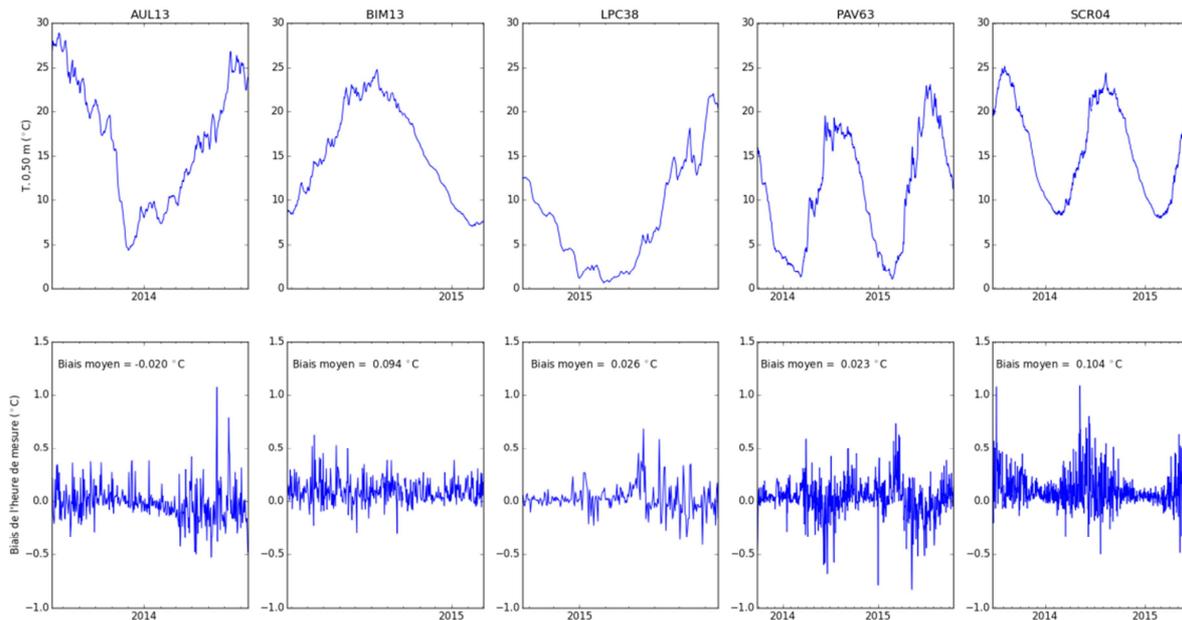


Figure 14 : Biais de l'estimation de la température moyenne journalière à partir de la température mesurée à 10h30 dans cinq lacs du réseau de suivi continu.

3.4. Variabilité spatiale de la température de peau

Pour analyser la variabilité spatiale (et l'erreur de mesure) de la température de peau, les données des plans d'eau situés en bordure d'images ont été utilisées. En effet, deux images consécutives ont un chevauchement de 5% de leur pixels (NASA, 2011) et 45 plans d'eau se trouvent à cheval sur deux images.

Les pixels des images satellites couvrent une surface de 30 m par 30 m donc la température moyenne sur cette surface lise une variabilité que nous cherchons à appréhender en comparant les images, pixel par pixel, au niveau du chevauchement de deux dalles. Les plans d'eau situés à ce niveau disposent donc de deux images prises avec quelques secondes d'intervalle (23,92 s dans NASA, 2011). Comme l'algorithme de traitement des images ré-échantillonne les pixels sur une grille propre à chaque plan d'eau, les pixels peuvent être comparés entre eux pour les plans d'eau à cheval.

Il y a une faible variation inter-groupe de l'erreur quadratique moyenne selon les mois (0,30~0,50 °C), les saisons (0,35~0,41 °C) ou les années (0,24~0,52 °C) (Figure 15). Par contre, il peut y avoir une grande variation intra-groupe (*e.g.* -2 ~ +8°C pour le mois de juillet). La

comparaison des écarts maximaux des mesures satellites avec le gradient en fonction du mois montre une structure semblable, mais avec une amplitude de variation différente : petits valeurs le début de l'année qui augmentent jusqu'à mars-avril, une réduction des valeurs en mai (mai-juin) suivie d'une nouvelle augmentation durant l'été et une réduction à la fin de l'année. Ceci peut potentiellement indiquer une relation entre la variabilité spatiale et temporelle des gradients de température près de la surface.

Aussi, les gammes de variabilité observées sont assez constantes d'une année à une autre, en général de -2 à +2°C. Mais certaines années particuliers (2007 et 2011), les écarts maximaux dépassent les 5°C.

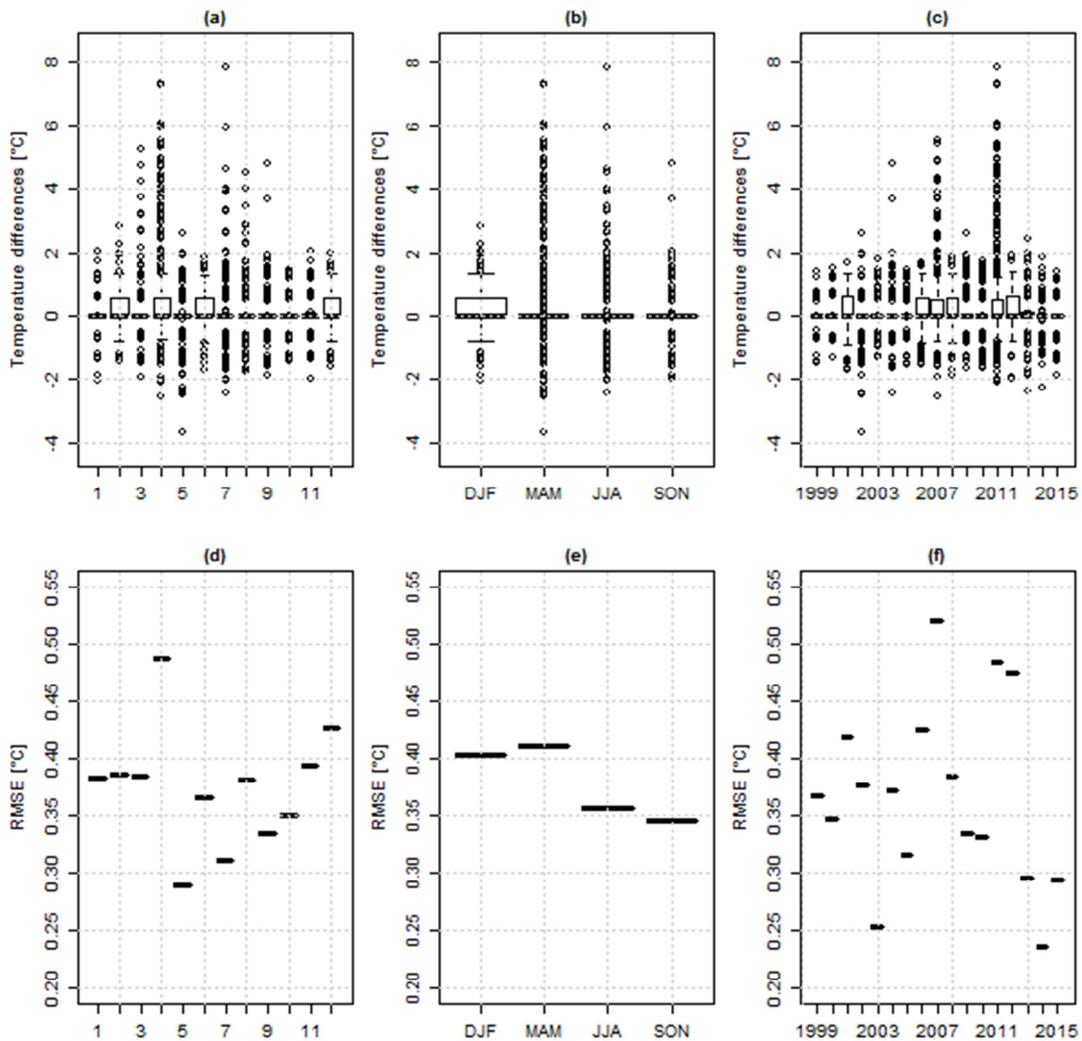


Figure 15 : En haut : boîtes à moustaches illustrant les caractéristiques (médiane, percentiles 25 et 75, percentiles 5 et 95, et « outliers ») des différences de température pixel par pixel. En bas : Erreur quadratique moyenne entre tous les couples de pixels.

La figure suivante (Figure 16) présente les valeurs de température de deux images successives et par pixel. L'image #1 correspond à la dalle située la plus au nord des deux car le satellite se déplace du nord au sud. On observe une très bonne correspondance entre la

température dans les deux images. En général, les écarts entre les températures des pixels dans les deux images est de -1°C à $+1^{\circ}\text{C}$ et ils sont seulement occasionnellement plus importants. La différence de température entre les deux images est indépendante du satellite utilisé.

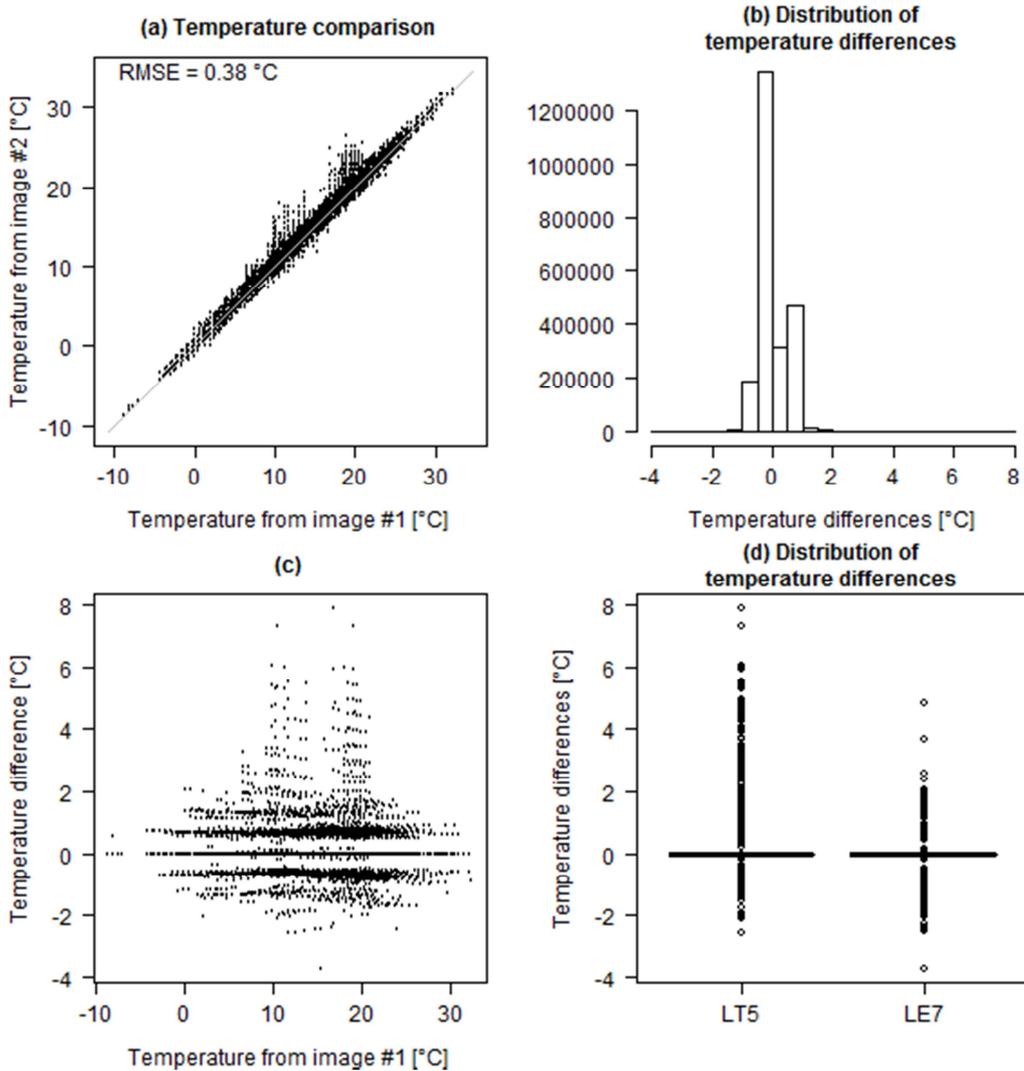


Figure 16 : Température de deux images consécutives par pixel.

La variabilité de la température au niveau de la zone de chevauchement des dalles n'est pas liée à la variabilité de contenu total de vapeur d'eau atmosphérique estimé (Figure 17). Le contenu de vapeur d'eau atmosphérique pour une image particulière est calculé par interpolation entre les données à 6h et 12h. Le temps passé entre une image et la suivante, moins d'une minute, est trop petit pour avoir une influence importante sur le contenu estimé de vapeur ou sur la température calculée.

Optimisation du réseau thermie plans d'eau.

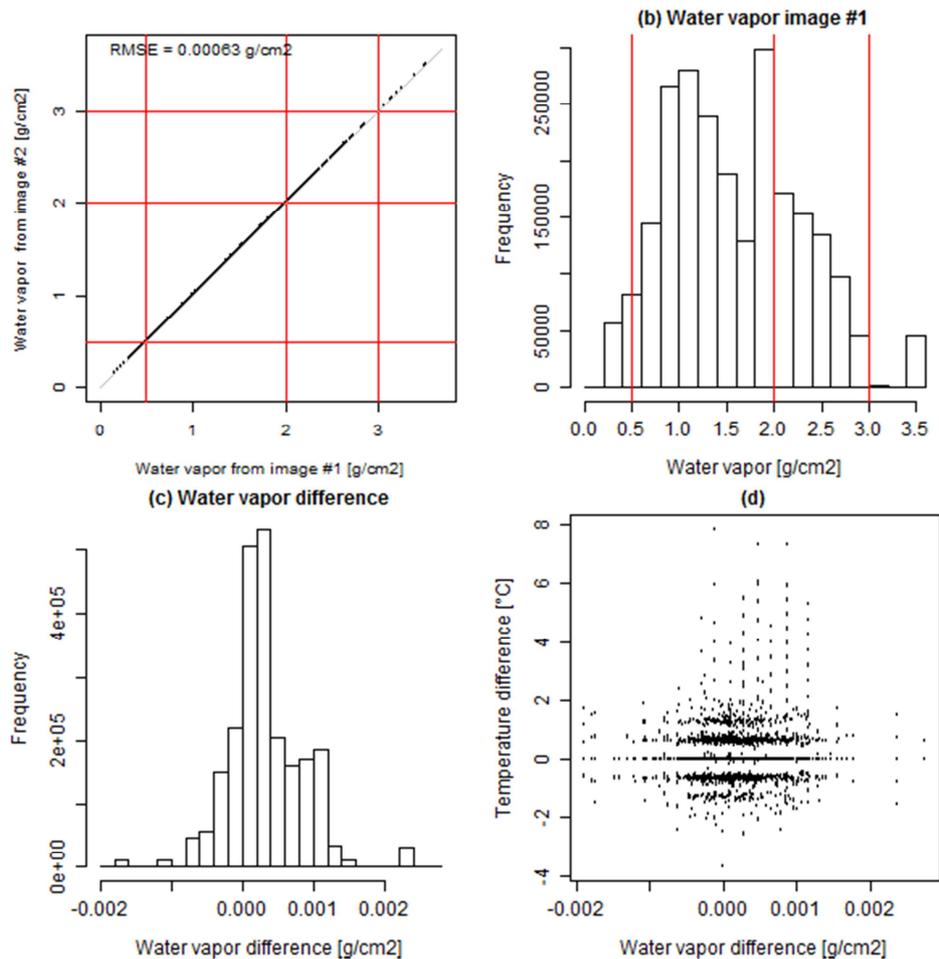


Figure 17 : Effet du contenu de vapeur d'eau atmosphérique sur la différence de température des pixels entre images consécutives.

Quid de l'effet sur la mesure sur la variation de l'angle de visé ? L'émissivité de l'eau varie avec l'angle zénithal, surtout pour des angles supérieurs à 40° (Masuda, Takashima et Takayama, 1988), mais Simon et al. (2014) utilisent une valeur constante de 0,9885. Les satellites LANDSAT ont une orbite à 705 km d'hauteur, avec une vitesse de 7,5 km/s (NASA, 2011). À cette vitesse, durant les 23,92 s entre deux images consécutives, la variation de l'angle de visé est de $\sim 14^\circ$. Donc il ne devrait pas y avoir d'effet important sur la température de l'eau lié à la variation de l'émissivité avec l'angle zénithal. La variation de l'angle de visé entre une image et une autre fait que les conditions atmosphériques ne sont pas les mêmes, avec des répercussions sur la transmission de la radiation entre le plan d'eau et le satellite. En effet, une des plus grandes sources d'incertitude en télédétection des lacs réside dans la correction atmosphérique (Dörnhöfer et Oppelt, 2016).

Par ailleurs, le site web (http://landsat.usgs.gov/science_anomalies.php) des satellites LANDSAT liste les différents types d'artefacts connus pouvant affecter les observations des satellites. Parmi les artefacts pouvant affecter les lectures thermiques il y a le *banding*, le bruit impulsif, le bruit cohérent ou les effets de mémoire (Figure 18). Le *banding* consiste en l'apparition de bandes dans les images et peut être due à différents types d'erreur (Figure 18a et d). Le bruit impulsif regroupe la surestimation ou la sous-estimation de la valeur de pixels individuels selon différentes causes (Figure 18b). C'est souvent lié à des problèmes de

transmission, de traitement ou de transcription des images. Le bruit cohérent est un patron de bruit répétitif dans les images, qui peut être causé par différents systèmes électriques à bord du satellite (Figure 18c). Finalement, les effets de mémoire sont dus à la réduction de la réponse du capteur après le scan d'une cible lumineuse (chaude) (Figure 18d). En conséquence, si après la cible lumineuse (chaude) on trouve une région uniforme comme la surface de l'eau, les valeurs mesurées seront légèrement plus bas que dans le scan suivant (qui va en direction contraire et n'a pas encore rencontré la cible chaude), donnant lieu au *banding* (NASA, 2011). Ce type d'artefact est spécialement gênant pour la mesure de la température des plans d'eau, surtout en été, quand il peut y avoir des grandes différences de température entre l'eau et le terrain environnant. La bande thermique du LANDSAT 7 peut avoir de petits effets de mémoire (Goward, Masek, Williams, Irons et Thompson, 2001). La NASA corrige le *banding* des images LANDSAT 7 là où c'est possible de le détecter (grandes surfaces homogènes) (ESA, 2003). Mais sur les plans d'eau il est possible qu'il n'y a pas de *banding* car l'effet de mémoire se produit dans le deux sens du scan, et les erreurs dues à cet effet ne seraient probablement pas corrigées. Les effets de mémoire n'ont pas été observés dans la bande thermique du LANDSAT 5 (Teillet et al., 2004).

La différence de température est donc potentiellement une résultante:

- des variations temporelles de la température de surface durant les quelques dizaines de secondes écoulées entre les deux prises de vise ;
- des variations spatiales de température compte tenu du fait que les pixels des images n'intègrent pas parfaitement la même zone de 30 m par 30 m ;
- des variations de vapeur d'eau atmosphérique ;
- des variations des conditions météorologiques à la surface du plan d'eau ;
- des artefacts.

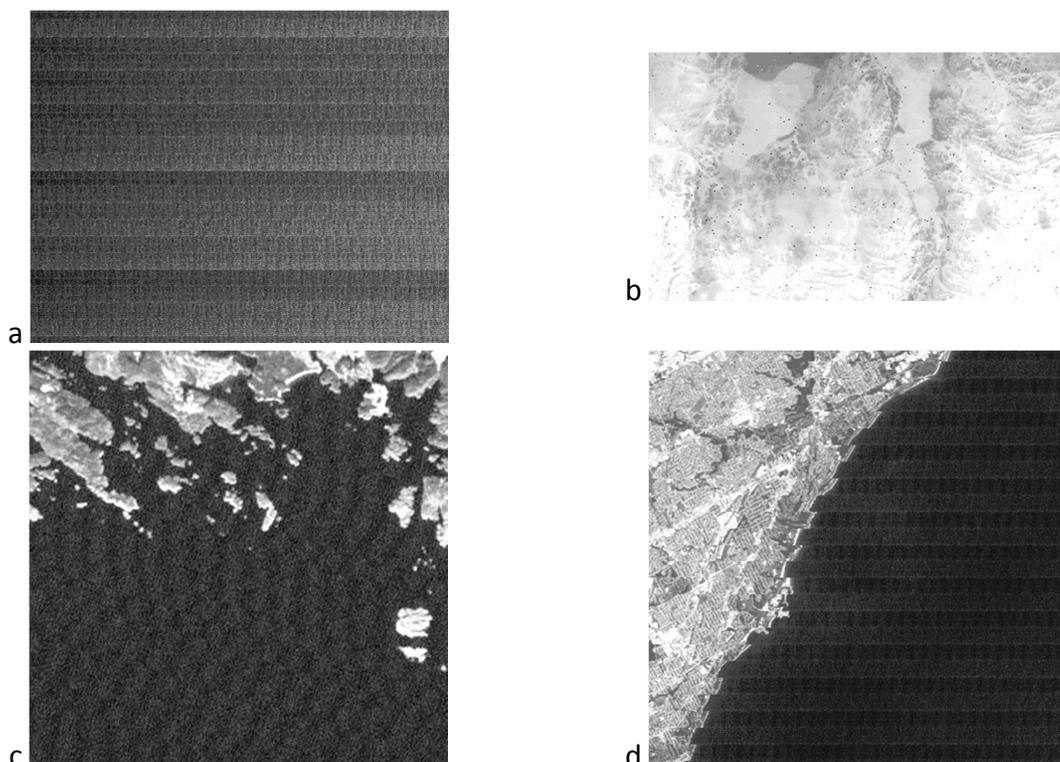


Figure 18 : Exemples d'artefacts des images satellite LANDSAT : a) *banding*, b) bruit impulsif, c) bruit cohérent et d) effet de mémoire. Source : USGS.

3.5. Validation des mesures de température de surface par satellite

Pour évaluer l'importance de différentes erreurs de mesures par les satellites, Simon et al. (2014) ont utilisé des données *in situ* en tolérant un décalage pouvant aller jusqu'à deux jours entre les mesures *in situ* et les dates des images. Sur la base de données de suivi des barrages de Bimont (13) et Bariousses (19) et des images du satellite LANDSAT, le RMSE varie entre 1 °C et 2 °C. Or la température de surface et le gradient subsurface peuvent varier assez à un ou deux jours de différence (Figure 8). Pour pouvoir déterminer la part de l'erreur correspondant à l'erreur de mesure et la part de l'erreur correspondant à l'utilisation de données asynchrones au passage du satellite, les températures de surface à 1 à 3 jours près ont été utilisées (Tableau 5). La température de surface du jour 0 est bien corrélée avec celle des trois jours suivants ($r^2 > 0,98$). Par contre, le RMSE augmente avec l'écart temporel. Avec un délai de deux jours, le biais est de 0,4 °C et le RMSE de 0,6 °C.

Tableau 5 : Coefficient de détermination, biais moyen absolu et RMSE de l'estimation de la température de surface à partir de la température de surface avec un délai de 1 à 3 jours.

Délai	Coefficient de détermination r^2	Biais moyen absolu (°C)	RMSE (°C)
+1 jour	0,9944	0,30	0,41
+2 jours	0,9890	0,42	0,57
+3 jours	0,9830	0,54	0,71

La validation de la méthode a été réalisée grâce aux données de température du suivi thermique en continu de cinq lacs (Tableau 2). La température mesurée par le satellite a été comparée avec la température de l'épilimnion et la température à 0,50 m à 10h30 (Tableau 6). La corrélation entre la température mesurée par satellite et la température sur les plans d'eau est très bonne, i.e. 0,89, et le RMSE est autour de 1,5~2 °C selon le plan d'eau. Ces valeurs sont comparables à celles trouvées par Simon et al. (2014). Comme attendu, la corrélation avec la température à 0,50 m est meilleure qu'avec la température de l'épilimnion. Par contre, l'inverse se passe pour la RMSE car il y a une certaine tendance à la sous-estimation de la température de surface par les images satellite (Figure 19). Le biais moyen est de 1,2 °C. Pour la température de l'épilimnion, la sous-estimation est présente pour des basses températures car la température de l'épilimnion est légèrement inférieure à la température de surface quand le plan d'eau est stratifié.

L'ordre de grandeur de la sous-estimation observée est comparable au biais de 1,5 °C dans les estimations de température du satellite MODIS au Great Salt Lake (Crosman et Horel, 2009). Ce biais est probablement dû aux erreurs dans le traitement des images satellite pour obtenir la température de surface (Crosman et Horel, 2009) ou au biais dans l'estimation du contenu de vapeur atmosphérique. En effet, les plans d'eau modifient le microclimat de leur environnements (Bonan, 2002). Quand l'air passe au-dessus du plan d'eau, son contenu d'humidité augmente, un effet qui est plus important dans des régions arides et pour de larges plans d'eau (Sellers, 1965). Dans ces cas, c'est fort probable que l'estimation de contenu de vapeur donné par le ECWMF pour le point de grille correspondant soit inférieur au contenu réel au-dessus du plan d'eau. La sous-estimation du contenu de vapeur au-dessus d'un plan d'eau peut donner lieu à sous-estimations de la température (Belén Martí, comm. pers.). En effet, les plus grand biais sont observés pour le lac de Sainte-Croix (SCR04),

sud-est de la France, qui est le plus grand des cinq lacs du réseau de suivi en continue étudiés.

Tableau 6 : Résultats de la comparaison de la température mesurée par le satellite LANDSAT et la température de 5 lacs du réseau de suivi thermique en continu.

Plan d'eau	Période	Nombre de mesures	T 0,01 m ~ T épilimnion		T 0,01 m ~ T 0,50 m	
			R ²	RMSE [°C]	R ²	RMSE [°C]
AUL13	24/09/2013-09/07/2014	5	0,9716	1,54	0,9764	1,54
BIM13	24/02/2014-10/01/2015	15	0,8960	1,64	0,9137	1,67
LPC38	29/10/2014	1	---	0,57	---	0,83
PAV63	24/10/2013-10/07/2015	14	0,9340	1,33	0,9460	1,48
SCR04	23/08/2013-25/05/2015	38	0,8600	2,05	0,8761	2,22
Tous les lacs	23/08/2013-10/07/2015	73	0,8938	1,80	0,9073	1,93

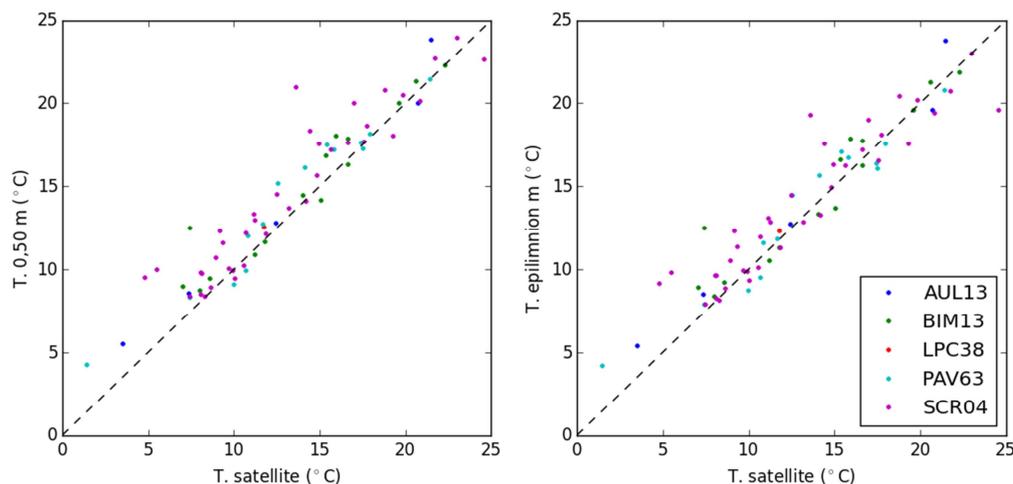


Figure 19 : Comparaison de la température mesurée par satellite et la température *in situ* pour cinq lacs du réseau de suivi thermique en continu.

3.6. Bilan

La température de peau LANDSAT à 10h30 CET peut être utilisée pour estimer la température de l'épilimnion des plans d'eau nationaux avec une erreur quadratique moyenne de moins de 2 °C (Tableau 6), mais il y a une tendance à la sous-estimation des basses températures (Figure 19). Les causes pour ces erreurs sont multiples, mais la principale source d'incertitude reste la correction atmosphérique et l'estimation du contenu de vapeur atmosphérique.

Le choix de suivre la température à partir de 50 cm dans le cadre d'un futur réseau national de suivi pérenne a pour conséquence la sous-estimation fréquente de la température de surface, sauf pendant l'hiver. L'ordre de grandeur de cette sous-estimation est relativement petit, *i.e.* inférieure à 1 °C.

4. Modélisation du fonctionnement thermodynamique des plans d'eau

De nombreux modèles de simulation de la température des plans d'eau sont disponibles. Les modèles les plus appropriés à une modélisation de la stratification des plans d'eau sont les modèles mécanicistes, qui prennent en compte un grand nombre de paramètres comme la météorologie, la morphologie du plan d'eau, et les caractéristiques (profondeur et fluxes) des entrées et sorties d'eau.

Cependant, la complexité de ces modèles requiert la connaissance de tous ces paramètres ainsi que de séries de données de température d'une longueur raisonnable pour la calibration et la validation de l'outil de modélisation, et ceci pour chacun des lacs modélisés. La réalisation d'une telle entreprise à l'échelle nationale n'étant pas possible à cause du manque de données, deux modèles simples de base statistique et semi-empirique (le modèle d'Ottosson (Ottosson et Abrahamsson, 1998) modifié pour cette étude et le modèle de Toffolon et al. (2014)) ainsi qu'un modèle mécaniciste simple basé sur le concept de l'autosimilarité¹ (Mironov, 2008).

4.1. Prérequis

L'utilisation d'images satellite nous permet avoir des informations sur la température de surface des plans d'eau complémentaire des mesures *in situ* car disponibles a minima depuis 1999. En l'absence de données ces images nous apportent une connaissance permettant, par exemple, de caractériser le cycle annuel moyen de la température de l'épilimnion, obtenir la température au début de l'année ou les températures minimales et maximales annuelles. Ces données sont utiles pour les travaux de modélisation présentés dans la suite de ce rapport.

Caractérisation du cycle annuel moyen de la température l'épilimnion à partir d'images satellites

Le calage des outils de modélisation nécessite des données *in situ* relatives au cycle thermique annuel des lacs. Or, les données disponibles ne sont pas très nombreuses pour une grande partie des lacs. En effet, les réseaux RCS et RCO ne fournissent que 4 profils thermiques principalement au printemps (absence de connaissance sur les conditions thermiques hivernales) et 30% des plans d'eau DCE nationaux ne sont pas concernés. Pour résoudre ce problème, les données satellitaires dans l'infrarouge thermique fournissent des informations complémentaires pendant une longue période de temps (post 1999).

¹ Dans la colonne d'eau, le profil de température est en permanence assimilé à une forme simple et définie par seulement quelques paramètres (*cf.* Figure 51).

L'objective de cette section est de décrire la méthode utilisée pour caler pour chaque lac avec assez de données une fonction de la forme

$$T(t) = a + b \sin(2\pi / T + c) \quad (1)$$

où a est la température moyenne annuelle, b est l'amplitude thermique annuelle, c la phase à l'origine, t est le temps en jours et T est la période (1 an = 365,25 jours).

Les méthodes habituelles pour caler une fonction sinusoïdale ne sont pas applicables à cause de l'irrégularité des données (Figure 20) et d'un manque plus spécifique de données en hiver compte tenu, par exemple, de la présence de nuage et/ou des valeurs extrêmes de la teneur en vapeur d'eau atmosphérique et/ou des périodes d'englacement des plans d'eau en surface...

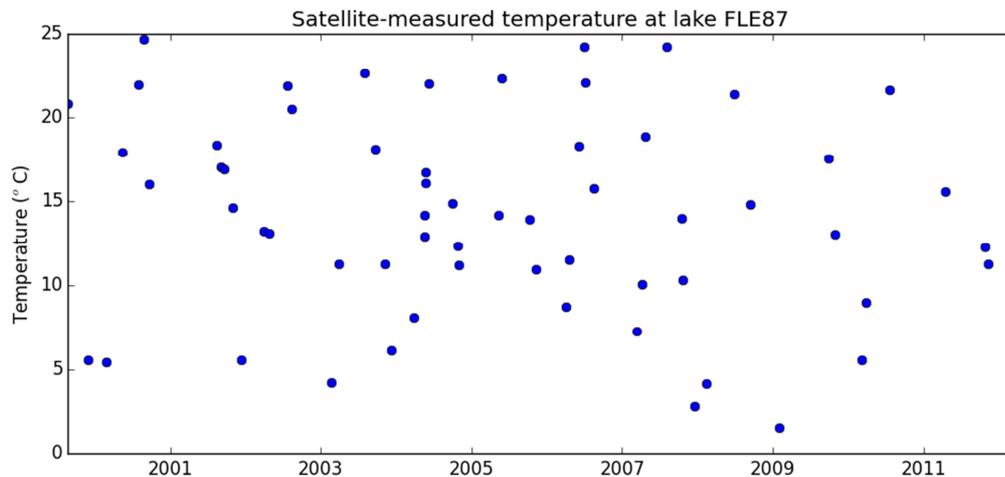


Figure 20 : Température médiane mesurée par les satellites LANDSAT-5 et 7 à la surface du plan d'eau de Fleix, complexe de Villejoubert (département 87, code lac FLE87).

En effet, présenté en fonction du jour de l'année, les périodes de début et de fin d'année sont les moins bien renseignées (*e.g.* Figure 21).

Mathématiquement cette opération est équivalente à :

$$t' = t \bmod T \quad (2)$$

où mod est l'opérateur modulo et t' le nouveau vecteur temporel. Alors on a :

$$T(t') = a + b \sin(2\pi t' / T + c) \quad (3)$$

En conséquence, en caler l'équation (3) on obtiendra les propriétés moyennes de la température de l'eau dans l'intervalle de temps étudié.

Optimisation du réseau thermie plans d'eau.

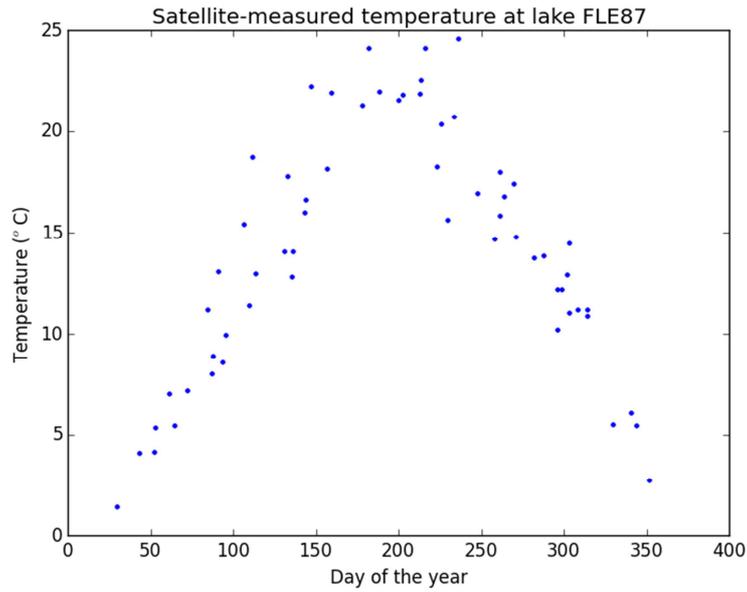


Figure 21 : Température de surface mesurée par satellite au lac FLE87 en fonction du jour de l'année.

Étant donné qu'une fonction sinusoidale peut s'écrire comme la somme d'une fonction sinus et d'une fonction cosinus :

$$T(t') = a + b \sin(2\pi t'/T + c) = \alpha + \beta \sin(2\pi t'/T) + \gamma \cos(2\pi t'/T) \quad (4)$$

où

$$\begin{aligned} \alpha &= a \\ \beta &= b \cos(c) & b &= \sqrt{\beta^2 + \gamma^2} \\ \gamma &= b \sin(c) & c &= \arctan(\gamma/\beta) \end{aligned} \quad (5)$$

La théorie des séries discrètes de Fourier permet de trouver les valeurs des coefficients de la fréquence fondamentale, i.e. α , β et γ selon :

$$\begin{aligned} \alpha &= \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N T_i \\ \beta &= \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N T_i \cos(2\pi t'_i) \\ \gamma &= \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N T_i \sin(2\pi t'_i) \end{aligned} \quad (6)$$

où N est le nombre totale de mesures, T_i est la température de la mesure i et t'_i est le jour de la mesure i . Or, comme les mesures sont irrégulières et qu'il y a des trous importants, les coefficients obtenus sont biaisés.

Pour résoudre ce problème, on applique l'algorithme de Voronoi-Allebach pour améliorer le calage (Cenker, Feichtinger et Herrmann, 1991; Werther). Le protocole peut se décrire de la façon suivante :

1. Interpoler les données avec la méthode des plus proches voisins pour obtenir une série de températures discrètes \hat{T}_i avec de pas de temps réguliers. On a utilisé un pas de temps journalier.
2. Obtenir une première estimation α_0, β_0 et γ_0 des valeurs des coefficients et calculer la différence entre la série interpolée \hat{T}_i et la fonction sinusoïdale avec les valeurs des coefficients obtenus $f(t_i, \alpha_0, \beta_0, \gamma_0)$:

$$r_0(t_i) = \hat{T}_i - f(t_i, \alpha_0, \beta_0, \gamma_0) \quad (7)$$

3. Itérer les étapes suivantes n fois (on a choisi $n = 10$) :
 - a. Ajuster une fonction sinusoïde aux résidus r_k et obtenir les valeurs des coefficients α, β et γ .
 - b. Actualiser la valeur des coefficients selon :

$$\alpha_k = \alpha_{k-1} + \alpha \quad (8)$$

- c. Calculer les nouveaux résidus selon :

$$r_k(t_i) = \hat{T}_i - f(t_i, \alpha_k, \beta_k, \gamma_k) \quad (9)$$

- d. Si $k < n$, retourner à l'étape « a ».
4. Les résultats de la méthode convergent rapidement. Les résultats pour le lac FLE87 sont présentés sur la Figure 22.

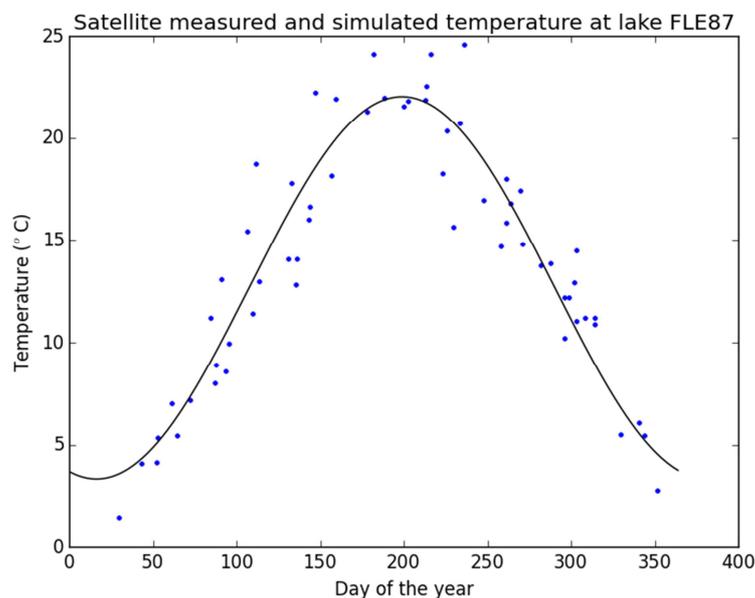


Figure 22 : Température mesurée par satellite au lac FLE87 en fonction du jour de l'année et courbe sinusoïdale ajustée selon l'algorithme de Voronoi-Allebach.

Limites d'applicabilité de la méthode de caractérisation du cycle annuel

On a testé les limites d'applicabilité de la méthode décrite dans la section antérieure, par rapport au nombre d'images disponibles et la longueur des trous dans les données. Pour les tests on a supposé le cas idéal d'un cycle thermique de la forme suivante :

$$T(t) = 15 + 10 \sin(2\pi/T) + \varepsilon(t) \quad (10)$$

où $\varepsilon(t) \sim N(0, 2)$ est un erreur aléatoire.

Le premier test est adressé à déterminer le nombre minimale d'images qu'il faut avoir pour un lac particulier pour pouvoir estimer la température moyenne et l'amplitude avec assez de précision. Pour ça on a fait une expérience de Monte Carlo avec 150 tirages aléatoires pour chaque nombre d'images entre 1 et 100. On peut voir les résultats à la Figure 23 et la Figure 24. On observe qu'on obtient des bons résultats à partir d'à peu près 10-12 images aléatoirement distribuées le long du cycle annuel.

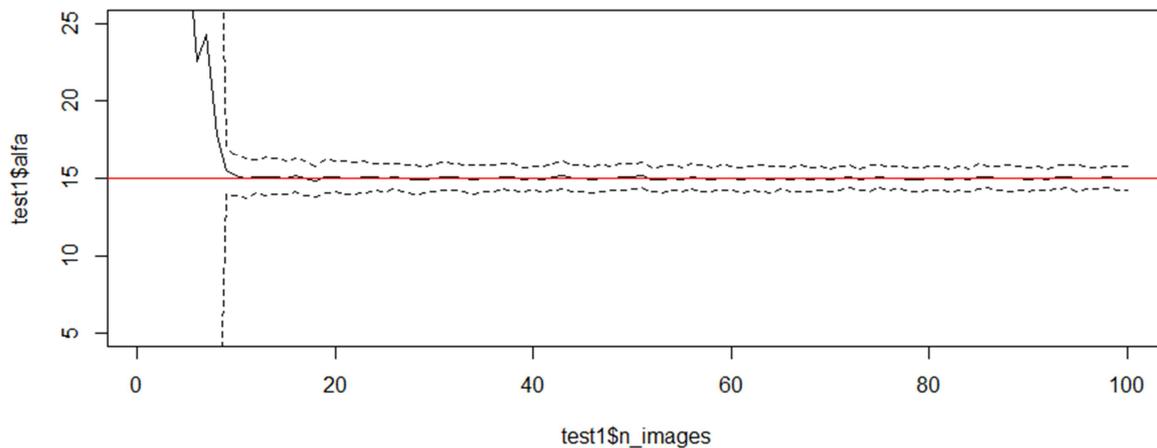


Figure 23 : Estimation du coefficient α de l'équation (3) avec l'algorithme de Voronoi-Allebach pour différents nombres d'images utilisées (ligne noire continue). Les lignes noires à traits indiquent une déviation standard autour de la moyenne pour chaque nombre d'images. La ligne rouge indique la valeur théorique.

Optimisation du réseau thermie plans d'eau.

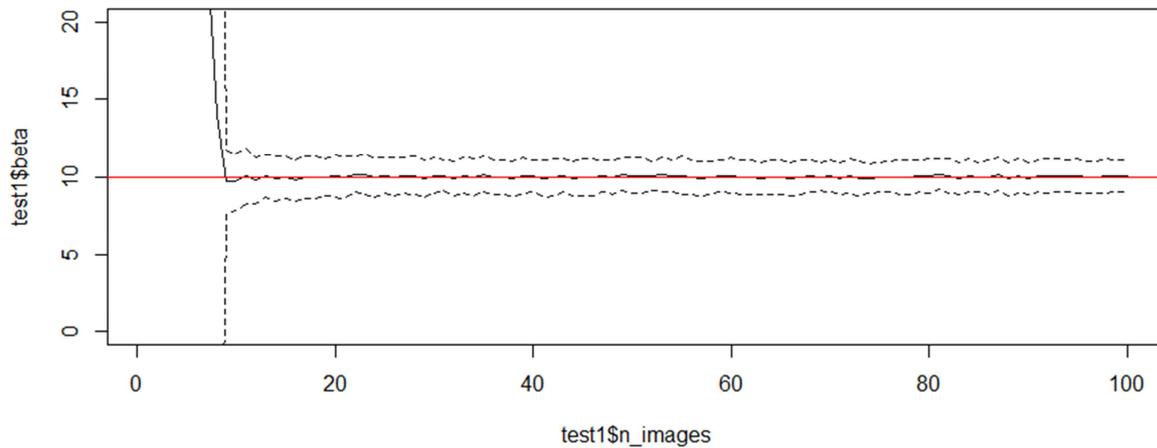


Figure 24 Estimation du coefficient b de l'équation (3) avec l'algorithme de Voronoi-Allebach pour différents nombres d'images utilisées (ligne noire continue). Les lignes noires à traits indiquent une déviation standard autour de la moyenne pour chaque nombre d'images. La ligne rouge indique la valeur théorique.

Le deuxième test avait comme objectif la détermination de la longueur maximale des périodes sans données. Pour ce test on a réalisé une autre expérience de Monte Carlo avec 150 tirages aléatoires pour des différentes longueurs de la période sans données entre 0 jours et $T/2$. La période sans données a été sélectionnée autour du minimum du cycle, puisque c'est ici où les données manquantes ont un effet plus important. On n'a pas testé l'absence de données soit au maximum qu'au minimum parce que c'est à l'hiver où se donnent de longues périodes sans données à cause des nuages. Les résultats sont présentés dans la Figure 25 et la Figure 26. On y observe qu'on obtient des bons résultats jusqu'à des trous dans le cycle annuel de $10/20 * T/2 = T/4$.

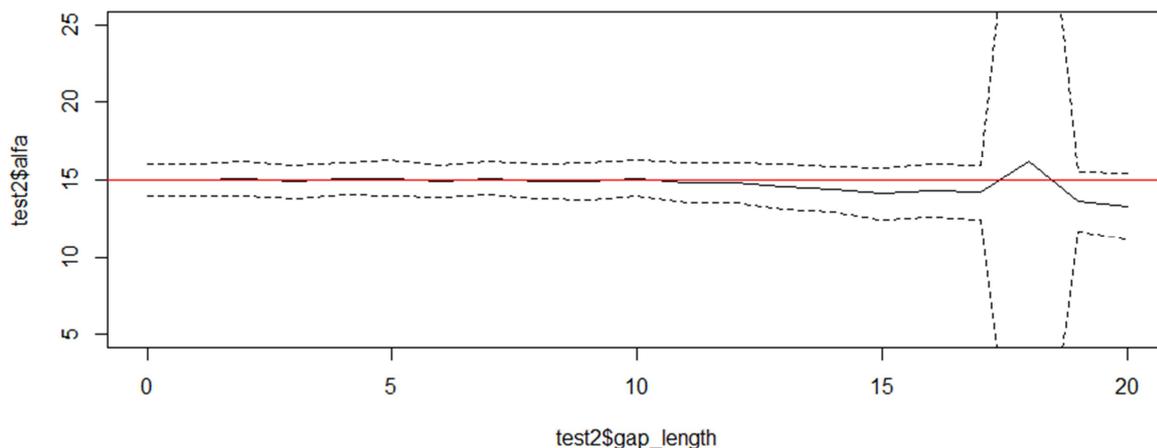


Figure 25 : Estimation du coefficient α de l'équation (3) avec l'algorithme de Voronoi-Allebach pour différents longueurs des trous de données manquantes en vingtièmes de $T/2$ (ligne noire continue). Les lignes noires à traits indiquent une déviation standard autour de la moyenne pour chaque nombre d'images. La ligne rouge indique la valeur théorique.

Optimisation du réseau thermie plans d'eau.

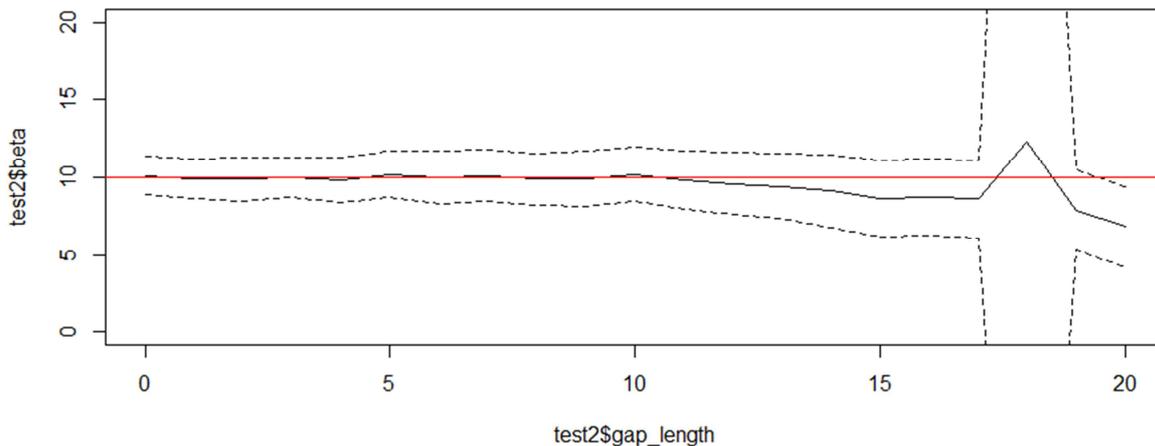


Figure 26 : Estimation du coefficient b de l'équation (3) avec l'algorithme de Voronoi-Allebach pour différents longueurs des trous de données manquantes en vingtièmes de $T/2$ (ligne noire continue). Les lignes noires à traits indiquent une déviation standard autour de la moyenne pour chaque nombre d'images. La ligne rouge indique la valeur théorique.

D'accord avec les analyses, donc, l'algorithme de Voronoi-Allebach appliquée aux données d'un lac regroupées sur un seul cycle annuel, permet d'estimer la température moyenne et l'amplitude moyenne quand on a un nombre de mesures supérieur à 10-12 et quand la longueur de la série de données manquantes dans le cycle annuel est plus courte de $T/4$ (=3 mois).

Température de surface au début de l'année

L'objectif de cette section est d'expliquer le procédé pour estimer la température de surface au début de l'année, qui est une donnée d'entrée pour le modèle FLake et la formule de Toffolon et al. (2014). Initialement on a considéré comme température initiale la température moyenne des mois de décembre et janvier obtenue à partir des images satellite. Malheureusement, il y a un grand nombre de lacs pour lesquels il n'existe pas des images pour réaliser ce calcul. En conséquence, les lacs avec des données disponibles ont été utilisés pour caler un modèle de régression en fonction des caractéristiques des lacs, et cela permet d'incrémenter le nombre de lacs auxquels on peut appliquer le modèle FLake et de Toffolon et al. (2014).

Les images satellite LANDSAT des mois de décembre et janvier sur la période 1999-2013 ont été utilisées pour tous les lacs de la base de données. Quand les valeurs de température estimée à partir des images satellite était inférieure à zéro degré, les plans d'eau ont été considérés comme gelés en surface et donc la température de l'eau a été fixée à 0 °C.

On a pu estimer la température de surface moyenne pour les mois de décembre-janvier pour 386 lacs des 480 lacs présents dans la base de données. Pour le reste de lacs, il n'y avait pas d'images disponibles pour les mois de décembre-janvier dans la période considérée.

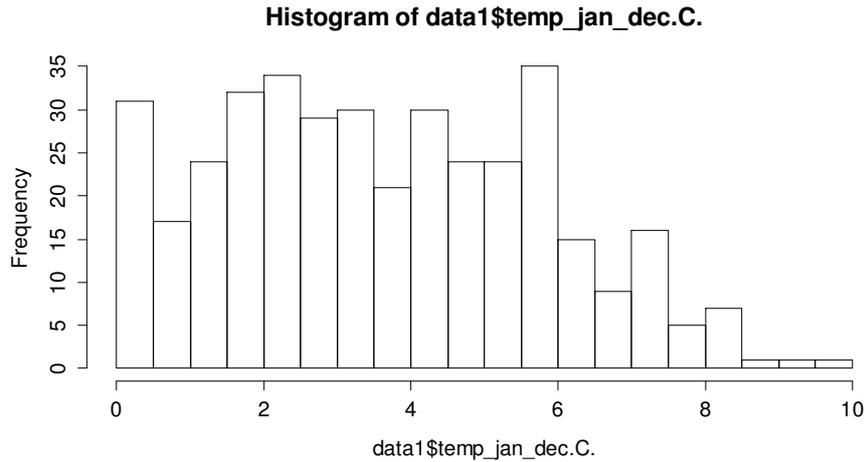


Figure 27 : Histogramme des données de température.

Une régression linéaire multiple a été privilégiée en fonction de la latitude (Lat , °), l'altitude (Alt , m), la continentalité ($Cont$, m), le volume du lac (Vol , m³) et sa surface ($Surf$, m²).

$$T_{déc-jan} = -0,196 \cdot Lat - 0,00319 \cdot Alt - 0,00547 \cdot Cont + 0,927 \cdot \log(Vol) - 0,899 \cdot \log(Surf) + 13,4 \quad (11)$$

Les valeurs des coefficients sont statistiquement significatifs avec une p -valeur $< 0,001$, l'erreur standard est de 1,36 °C et le coefficient de détermination est de 0,6305. Bien que le modèle de régression de l'équation (11) tende à surestimer les basses températures et à sous-estimer les hautes, cet effet ne pas très important, il est dans l'ordre de magnitude de l'erreur de mesure de la température par satellite, autour de 2 °C (Simon et al., 2014).

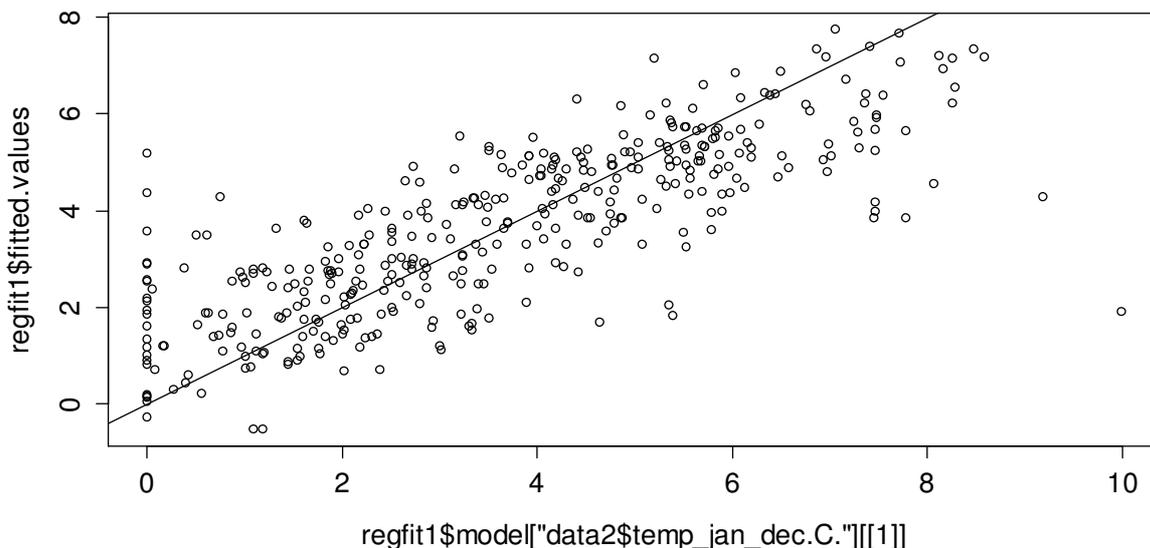


Figure 28 : Comparaison de données mesurées avec les données estimées par le modèle de régression multiple.

La formule de régression obtenue permet d'estimer la température initiale pour presque la totalité des lacs étudiés. Les données de latitude et surface sont disponibles pour tous les lacs de la base de données. Les données d'altitude et volume sont disponibles pour tous les lacs sauf un. Les données de volume sont disponibles pour 462 lacs sur 480. Dans le cas d'autres plans d'eau non DCE, une formule sans volume peut être utilisée de la forme suivante :

$$T_{dec-jan} = -0,359 \cdot Lat - 0,00215 \cdot Alt - 0,00510 \cdot Cont + 0,367 \cdot \log(Surf) + 17,2 \quad (12)$$

avec des coefficients statistiquement significatifs avec une p-valeur < 0,001. Cette formule donne des résultats légèrement moins bons avec une erreur standard est de 1,58 °C et un coefficient de détermination est de 0,4984.

Température maximale et minimale de surface

En utilisant la même méthodologie de la section précédente, les températures minimale et maximale annuelles de surface peuvent être estimées. La température minimale étant considérée ici comme la température moyenne des mois de janvier et février obtenue à partir des images satellite. La température maximale étant considérée comme la température moyenne des mois de juillet et août obtenue à partir des images satellite. Ensuite, différents modèles de régression ont été testés en fonction des caractéristiques disponibles des lacs.

La température de surface moyenne pour les mois de janvier-février a été estimée pour 367 lacs parmi les 475 lacs présents dans la base de données (Figure 29). Pour les autres, il n'y avait pas d'images disponibles pour les mois de janvier-février dans la période considérée. Pour l'estimation de la température de surface moyenne pour les mois de juillet-août, les données de 413 lacs ont pu être utilisées (Figure 30).

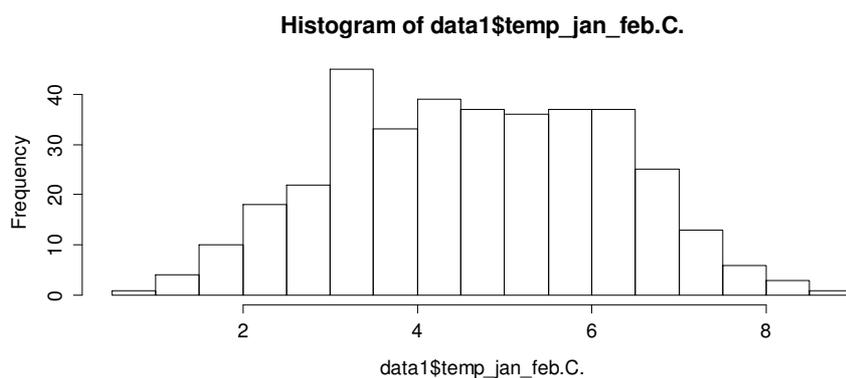


Figure 29 : Histogramme des données de température minimale.

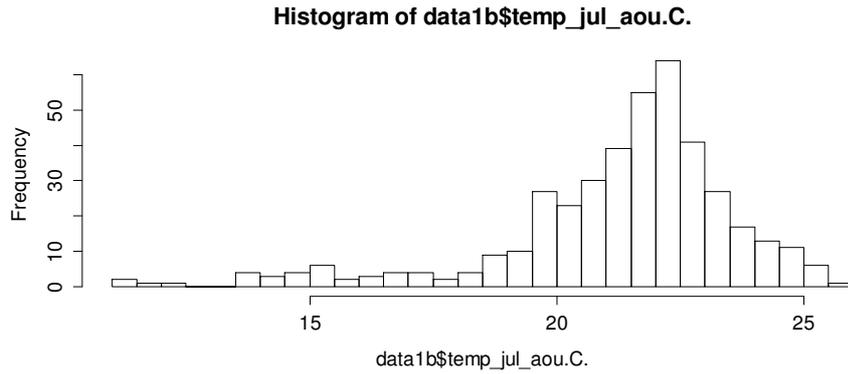


Figure 30 : Histogramme des données de température maximale.

Les différents tests ont abouti à un modèle de régression multilinéaire en fonction de la latitude (Lat , °), l'altitude (Alt , m), et la continentalité ($Cont$, km).

$$T_{jan-fév} = 17,3 - 0,23 \cdot Lat - 0,0029 \cdot Alt - 0,0045 \cdot Cont \quad (13)$$

$$T_{jui-aou} = 49,4 - 0,58 \cdot Lat - 0,0048 \cdot Alt - 0,0022 \cdot Cont \quad (14)$$

Les valeurs des coefficients des deux formules sont statistiquement significatives avec une p -valeur $< 0,001$. L'erreur standard de l'équation (13) est de 0,85 °C et le coefficient de détermination est de 0,695 (Figure 31). L'erreur standard de l'équation (14) est de 1,04 °C et le coefficient de détermination est de 0,762 (Figure 32). Bien que le deux modèles de régression tendent à sous-estimer les hautes températures, cet effet n'est pas très important, il est du même ordre de magnitude que l'erreur de mesure de la température par satellite, autour de 2 °C (Simon et al., 2014).

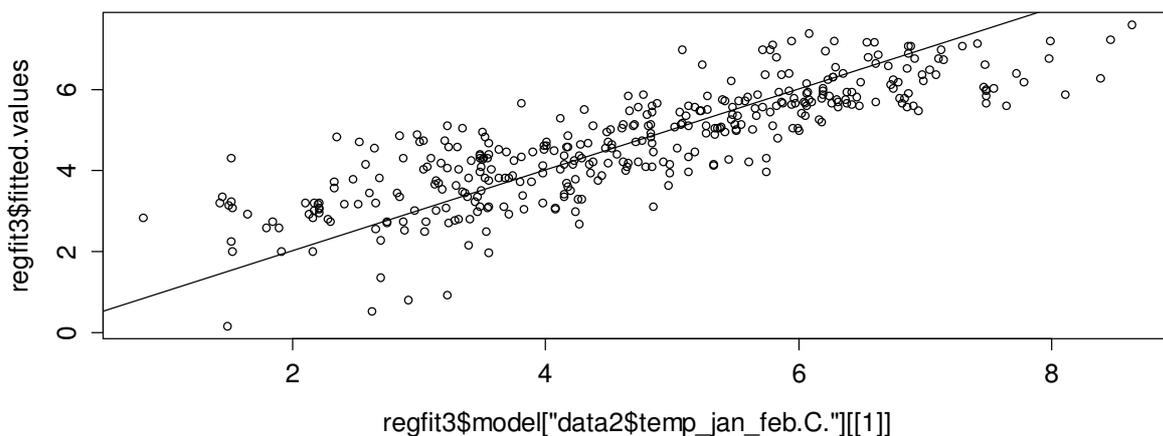


Figure 31 : Comparaison de la température minimale mesurée par satellite et de la température minimale estimée par le modèle de régression multiple.

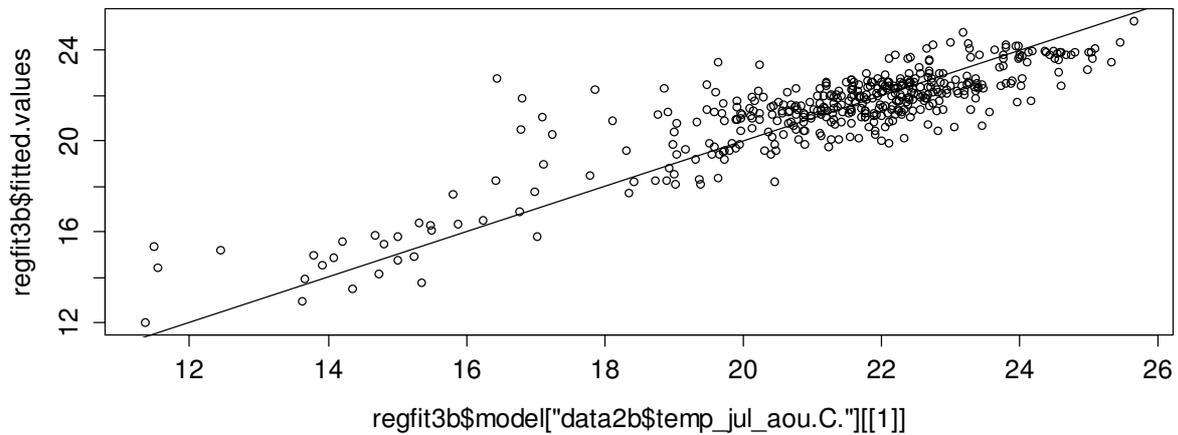


Figure 32 : Comparaison de la température maximale mesurée par satellite et de la température maximale estimée par le modèle de régression multiple.

4.2. Modèle d'Ottosson

Le modèle d'Ottosson (Ottosson et Abrahamsson, 1998) est une amélioration du modèle d'Håkanson (1996) d'estimation de la température moyenne mensuelle de l'épilimnion des lacs grâce à l'ajout de l'estimation de la température de l'hypolimnion. Postérieurement, Håkanson & Boulion (2001) ont adapté le modèle de température de l'épilimnion pour une modélisation au pas hebdomadaire. Par contre, le modèle n'est pas adapté au pas journalier (Håkanson, comm. pers.). L'avantage du modèle est qu'il utilise seulement de données relatives à la morphométrie et localisation des lacs. Le désavantage est qu'il n'est pas capable de reproduire la variabilité interannuelle ou journalière. Il s'agit surtout d'un modèle qui donne des estimations du comportement thermique moyen des lacs.

Le modèle est de la forme :

$$ET_i = MAET + f(NORM_i) \quad (15)$$

$$HT_i = D \cdot MAET + E \cdot g(ET_i) \quad (16)$$

où ET est la température de l'épilimnion, HT est la température de l'hypolimnion et i est le numéro de mois/semaine. $MAET$ est la température moyenne annuelle de l'épilimnion (°C) calculée comme (Bouchez, 2010)

$$MAET = 44 - \left(\frac{750}{90 - Lat^{0,85}} \right)^{1,29} - 0,1 \cdot Alt^{0,5} - 0,25 (Cont^{0,9} + 500)^{0,52} \quad (17)$$

où Lat est la latitude en degrés, Alt est l'altitude en m et $Cont$ est la continentalité en km. La fonction $f(NORM_i)$ est un lissage exponentiel simple de la fonction NORM (Tableau 7 et Tableau 8) qui caractérise la variabilité annuelle de la température :

Optimisation du réseau thermie plans d'eau.

$$f(NORM_1) = NORM_1$$

$$f(NORM_i) = \alpha NORM_i + (1 - \alpha) f(NORM_{i-1}) \quad (18)$$

où α est le facteur de lissage

$$\alpha = c \frac{6}{MAET \cdot V^{0,1}} \quad (19)$$

avec V le volume du lac en hm^3 et c un coefficient fonction de la périodicité. Pour de simulations hebdomadaires $c = 12/52$ et pour de simulations mensuelles $c = 12/12 = 1$ (Håkanson et Boulion, 2001). Quand $ET_i < 0$ °C, on fait $ET_i = 0$ °C.

Tableau 7 : Valeur de la fonction NORM pour chaque mois, d'accord avec Håkanson (1996) et Ottosson et Abrahamsson (1998).

Mois	NORM (°C) (Håkanson, 1996)	NORM (°C) (Ottosson et Abrahamsson, 1998)
1	-20	-8
2	-8	-2
3	-2	0
4	0	2
5	2	8
6	8	20
7	20	8
8	8	2
9	2	0
10	0	-2
11	-2	-8
12	-8	-20

Tableau 8 : Valeur de la fonction NORM pour chaque semaine de l'année (Håkanson et Boulion, 2001).

No. semaine	NORM (°C)						
1	-8	14	4	27	6	40	-4
2	-7	15	6	28	6	41	-6
3	-5	16	8	29	4	42	-8
4	-3	17	10	30	3	43	-10
5	-2	18	13	31	2	44	-13
6	-2	19	15	32	2	45	-15
7	-1	20	18	33	1	46	-18
8	-1	21	20	34	1	47	-20
9	0	22	21	35	0	48	-18
10	1	23	18	36	-1	49	-15
11	2	24	15	37	-1	50	-13
12	2	25	13	38	-2	51	-10
13	3	26	10	39	-2	52	-8

Dans l'équation (16) de la température de l'hypolimnion, $D = 0,51$ est une constante, et

$$E = \left[\frac{1,1}{z_m + 0,1} + 0,2 \right] / 0,5 = \frac{2,2}{z_m + 0,1} + 0,4 \quad (20)$$

où z_m est la profondeur moyenne du plan d'eau et $g(ET_i)$ est un lissage exponentiel simple de ET :

$$\begin{aligned}g(ET_1) &= ET_1 \\g(ET_i) &= \beta \cdot ET_i + (1 - \beta)g(ET_{i-1})\end{aligned}\tag{21}$$

où β est le facteur de lissage :

$$\beta = c \frac{1}{\sqrt{MAET}}\tag{22}$$

Quand $HT_i < 4$ °C, on fait $HT_i = 4$ °C.

En plus, pour avoir de prédictions plus réalistes du point de vu physique, les auteurs ont ajouté une condition de mélange quand la valeur absolue de la différence de la température de l'épilimnion et l'hypolimnion est inférieure à 5 °C. Malheureusement, la description donné de ce procès dans le papier d'Ottosson & Abrahamsson (1998) ne semble pas suffisant pour le reproduire.

Estimation de la température moyenne annuelle de l'épilimnion à partir de variables géographiques

Le modèle d'Ottosson utilise la formule pour le calcul de la température moyenne annuelle de l'épilimnion de l'équation (17). Bien que cette formule apparaisse dans plusieurs articles (Håkanson, 1996; Håkanson et Boulion, 2001; Ottosson et Abrahamsson, 1998), c'est Bouchez (2010) qui en donne la forme correcte sans erreurs typographiques. Les coefficients de cette formule furent originellement ajustés avec de données de sept lacs dans différentes régions géographiques et avec de différentes caractéristiques (Håkanson, 1996). Mais il y a plusieurs problèmes avec ces coefficients :

- Les données ont été récoltées à la fin de la décade de 1980, après l'accident de Tchernobyl (Håkanson, 1996; IAEA, 2000). Il y a donc une différence de 25-30 ans entre les données utilisées pour caler le modèle et le moment actuel. En conséquence, le modèle ne prend pas en compte l'évolution de la température à cause du changement global (Bouchez, 2010). En effet, Bouchez (2010) en calculant la MAET pour une sélection de 52 lacs naturels français observe une sous-estimation de 1,3 °C.
- Tous les lacs utilisés (Tableau 9) sauf un sont situés à des latitudes plus septentrionales de l'extrême nord de France métropolitaine (situé à 51° N). Donc il est possible que la formule ne soit pas applicable au territoire de la Métropole.
- Les données utilisées pour le calage procèdent d'un nombre très petit de lacs (Tableau 9), seulement 7, ce qui en limite la validité.

Tableau 9 : Caractéristiques des lacs utilisés pour caler la formule pour calculer la MAET (Håkanson, 1996)

Lac	Altitude (m.a.s.l.)	Latitude (° N)	Surface (km ²)	Profondeur moyenne (m)
Iso Valkjärvi, Finlande	126	61	0,042	3,1
Bracciano, Italie	164	42	57	89,5
Øvre Heimdalsvatn, Norvège	1090	61	0,78	4,7
Ijsselmeer, Hollande	0	52	1147	4,3
Hillesjön, Suède	10	61	1,6	1,7
Devoke Water, UK	233	54	0,34	4,0
Esthwaite Water, UK	68	54	1	6,4

Après une étude plus détaillée, on a observé que l'équation (17) sous-estime la MAET pour la plus grande partie des lacs (Figure 33). Les lacs les plus froids font l'exception, puisque leur MAET est surestimée par le modèle.

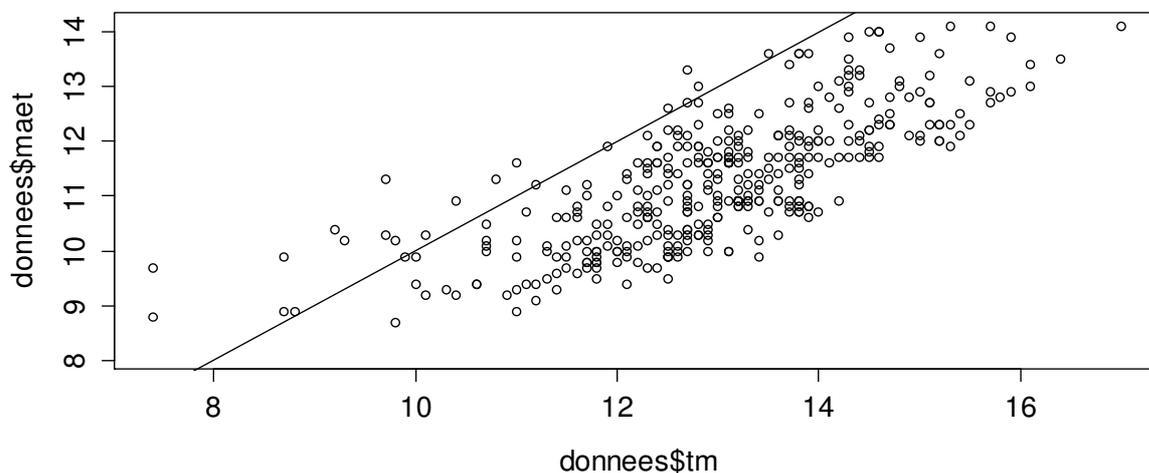


Figure 33 : Comparaison entre la MAET mesurée (tm) et la MAET estimée par l'équation (17). La droite indique la ligne 1:1.

L'analyse des résidus en fonction des variables explicatives montre qu'il y a des relations linéaires significatives entre, d'une part, les résidus et l'altitude (Figure 35) et, d'autre part, les résidus et la continentalité (Figure 36). Mais les problèmes les plus importants occurred pour l'altitude (Figure 35). Toutes ces informations nous indiquent que l'équation (17) n'est pas appropriée pour son application aux lacs de France sans un recalage préalable des coefficients du modèle.

Tableau 10 : valeur des coefficients de la régression linéaire robuste entre les résidus de la MAET calculée avec l'équation (17) et chaque une des variables indiquées.

Variable	Ordonnée à l'origine	Coefficient directeur
Latitude	-5,741*	0,0865*
Altitude	-1,890*	0,0005*
Continentalité	-1,180*	-0,0021*

*Coefficient statistiquement significatif au niveau de $\alpha=0,05$.

Optimisation du réseau thermie plans d'eau.

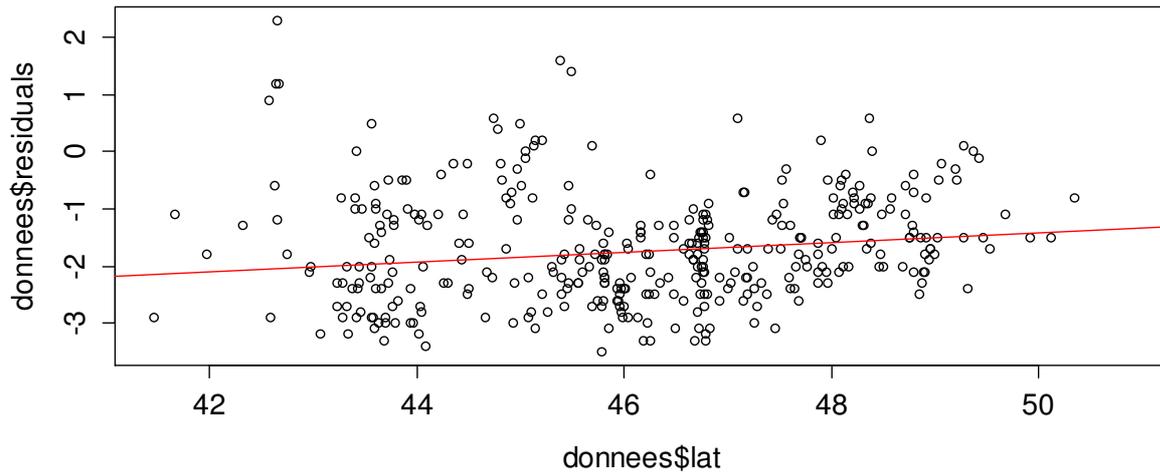


Figure 34 : Résidus de la MAET en fonction de la latitude.

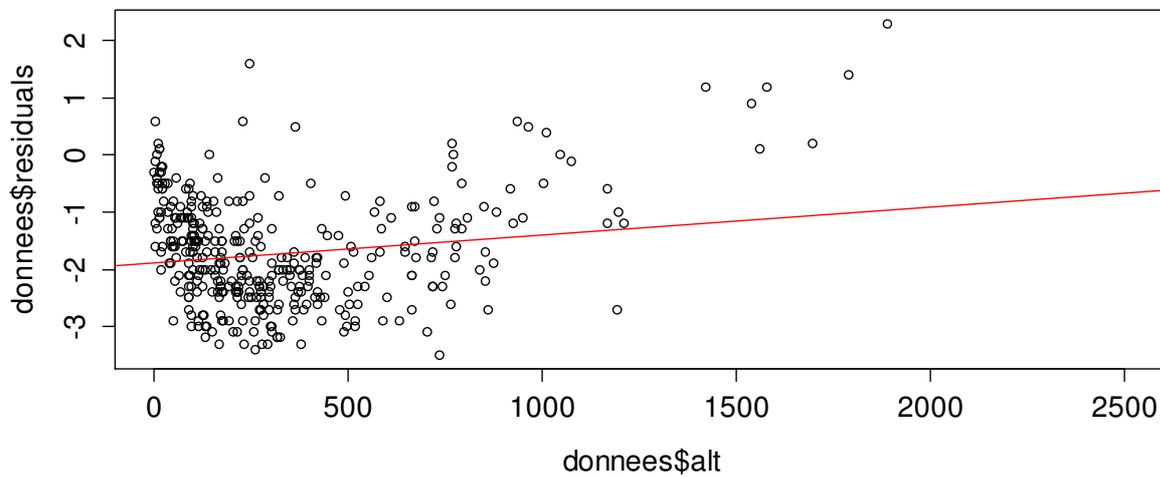


Figure 35 : Résidus de la MAET en fonction de l'altitude.

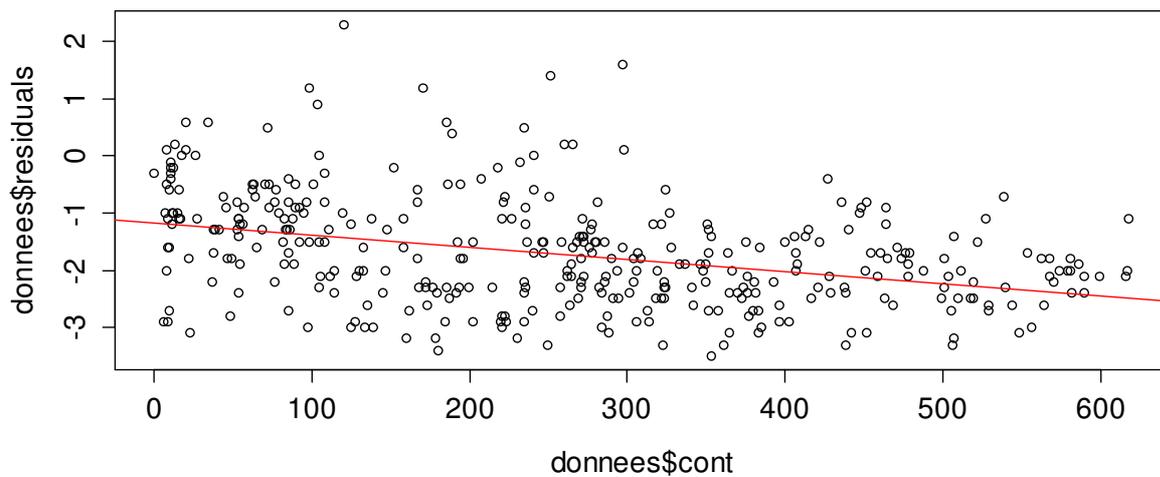


Figure 36 : Résidus de la MAET en fonction de la continentalité.

On a tenté de caler une fonction avec du même type que l'équation (17), mais sans aboutir à des bons résultats. En plus, les données ne justifiaient pas l'utilisation d'une formule d'un type plus compliqué qu'une régression linéaire multiple en fonction des variables explicatives. Une relation linéaire entre la MAET et chaque une des trois variables explicatives donne déjà des bons résultats (Figure 37, Figure 38, et Figure 39). On observe que c'est l'altitude qui explique la plus grande partie de la variabilité de la MAET.

Tableau 11 : valeur des coefficients de la régression linéaire robuste entre la MAET mesurée et chaque une des variables indiquées.

Variable	Ordonnée à l'origine	Coefficient directeur	Erreur standard résiduel	Coefficient de corrélation
Latitude	27.8*	-0.32*	0.974	0.3257
Altitude	13.9*	-0.0029*	1.125	0.6684
Continentalité	14.0*	-0.0037*	1.091	0.4155

*Coefficient statistiquement significatif au niveau de $\alpha < 0,05$.

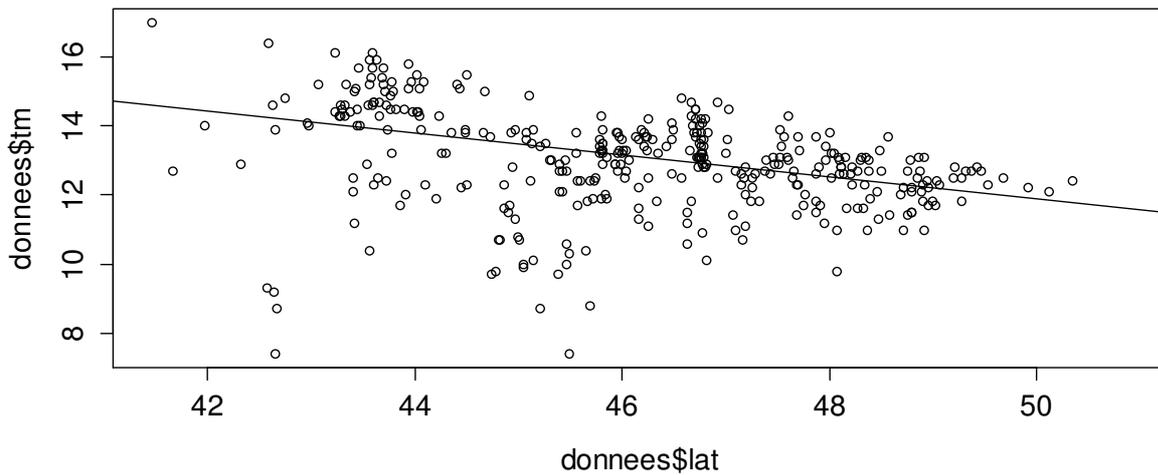


Figure 37 : Calage de la MAET en fonction de la latitude.

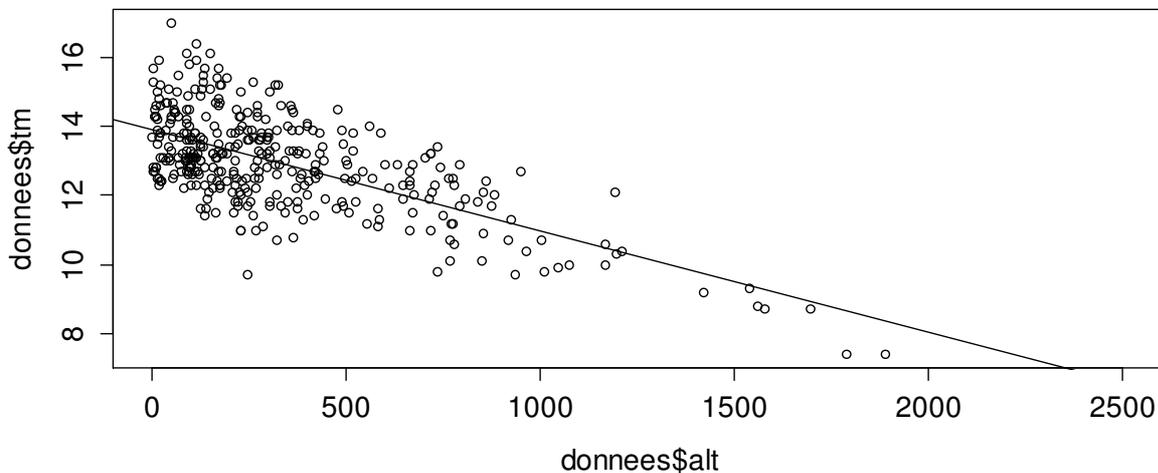


Figure 38 : Calage de la MAET en fonction de l'altitude.

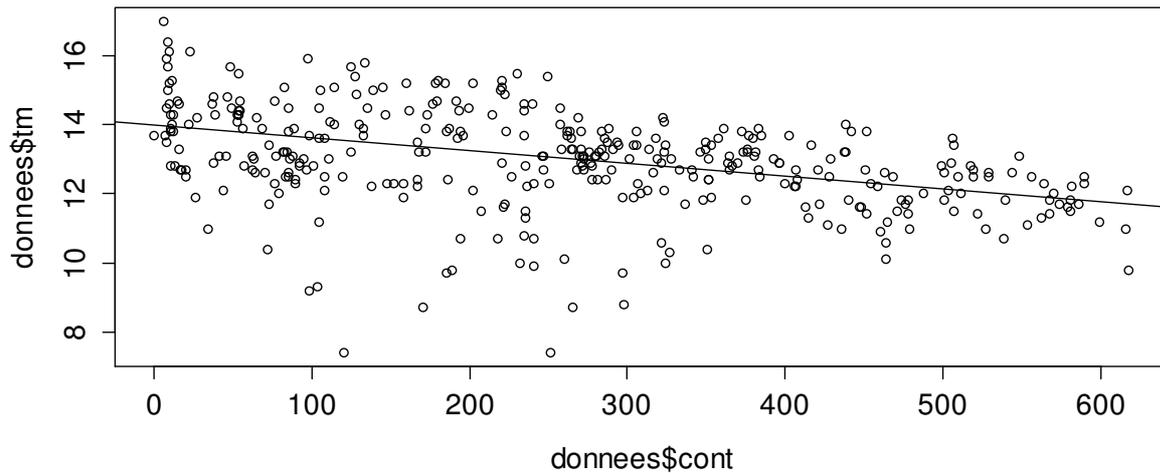


Figure 39 : Calage de la MAET en fonction de la continentalité.

À continuation on a testé un modèle de régression robuste multiple entre la MAET et la latitude, l'altitude et la continentalité, mais la contribution de la continentalité au modèle n'était pas statistiquement significative. Bien qu'il y ait une régression significative statistiquement de la MAET en fonction de la continentalité, c'est probablement due à la corrélation partielle entre la continentalité et la latitude d'un côté ($r=0,29$) et l'altitude de l'autre ($r=0,12$). Si on exclue la continentalité du modèle antérieur, on obtient les résultats suivants :

$$MAET = 36,4 - 0,48 \cdot Lat - 0,0039 \cdot Alt \quad (23)$$

La nouvelle formule recalée donne un bon ajust aux mesures (Figure 40). Le coefficient de corrélation τ de Kendall est de 0,697. Le RMSE de la formule calée est de 0,675 °C, tandis que celle de la formule originale était de 1,937 °C.

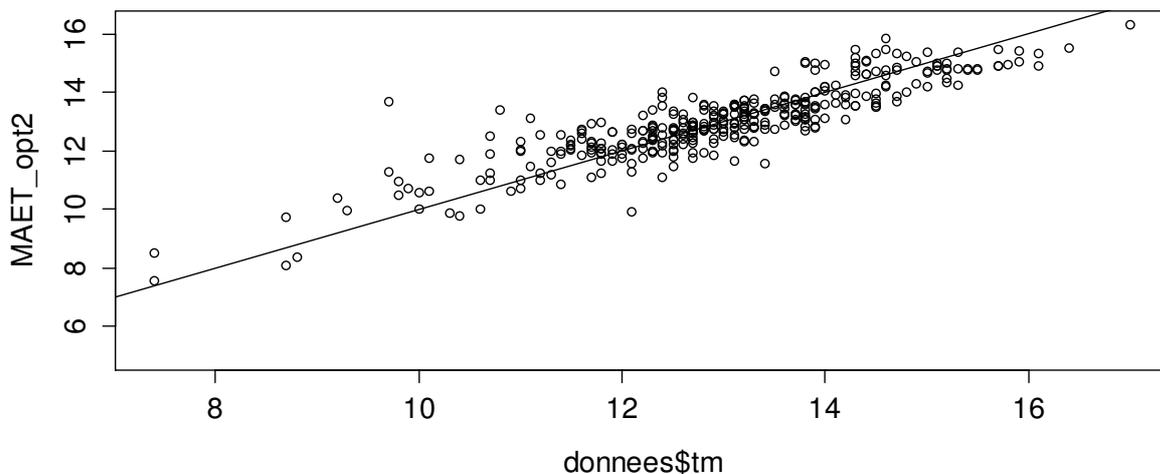


Figure 40 : Comparaison entre la MAET mesurée et la MAET calculée avec l'équation (23).

Modification du modèle d'Ottosson

En plus de ne pas prendre en compte la variabilité interannuelle, le modèle d'Ottosson n'est pas adapté pour les lacs français (Bouchez, 2010). Le modèle a donc été modifié pour inclure les variabilités intra-annuelle, journalière et interannuelle à partir de la température de l'air et a été calé avec les données disponibles pour les lacs français. Ce travail est inspiré partiellement des résultats de Kettle *et al.* (2004) basés sur un lissage exponentiel de la température de l'air et du cycle de radiation solaire moyen pour estimer la température de l'épilimnion (ET) à l'échelle journalière dans des lacs de Groenland.

Le modèle donnant des prédictions à l'échelle journalière est le suivant :

$$ET_i = MAET + B \cdot f(T_{a,i}^*) \quad (24)$$

$$HT_i = D \cdot MAET + E \cdot g(ET_i) \quad (25)$$

où $MAET$ est la température moyenne annuelle de l'épilimnion, et B , D , E sont des paramètres du modèle. La variable $T_{a,i}^*$ est définie comme la variabilité de la température de l'air $T_{a,i}$:

$$T_{a,i}^* = T_{a,i} - MAAT \quad (26)$$

où $MAAT$ est la température moyenne annuelle de l'air. Alors :

$$f(T_{a,i}^*) = \alpha T_{a,i}^* + (1 - \alpha) f(T_{a,i}^*) \quad (27)$$

La $MAET$ se calcule selon :

$$MAET = 36,4 - 0,48 \cdot Lat - 3,92 \cdot 10^{-3} \cdot Alt \quad (28)$$

La valeur du paramètre α est calée pour chaque lac puis estimée par une fonction de régression α en fonction des caractéristiques des plans d'eau selon :

$$\tau = 1/\alpha = 0,7 - 1,1 \cdot \ln(A) + 1,55 \cdot \ln(V) - 0,40 \cdot MAET \quad (29)$$

où A est la surface du plan d'eau en m^2 et V est le volume en m^3 . On estime B en fonction de la profondeur maximale selon :

$$B = 1,139 - 0,0020 \cdot z_{\max} \quad (30)$$

Quand $ET_i < 0$ °C, $ET_i = 0$ °C.

En relation avec l'équation (25) de la température de l'hypolimnion, $D = 0,51$ et est une constante et E est calé pour chaque lac. La fonction $g(ET_i)$ est un lissage exponentiel simple de ET :

$$\begin{aligned} g(ET_1) &= ET_1 \\ g(ET_i) &= \beta \cdot ET_i + (1 - \beta)g(ET_{i-1}) \end{aligned} \quad (31)$$

où β est le facteur de lissage :

$$\beta = \frac{1}{\sqrt{MAET}} \quad (32)$$

Enfin la condition de mélange du modèle d'Ottosson a été légèrement modifiée, i.e. si la densité de l'épilimnion est supérieure à celle de l'hypolimnion, alors $HT_i = ET$, et si $HT_i < 4$ °C, alors $HT_i = 4$ °C.

Estimation des coefficients pour le calcul de la température de l'épilimnion du modèle d'Ottosson modifié

Une fois le modèle de régression pour la MAET obtenu, les valeurs des coefficients α et B ont été calées pour chaque lac en utilisant l'algorithme de minimisation avec contraintes L-BFGS-B (Byrd, Lu, Nocedal et Zhu, 1995). Ensuite, les paramètres ont été reliés aux variables morphométriques des plans d'eau par des modèles multilinéaires. Les deux figures suivantes présentent les distributions des valeurs de α et B .

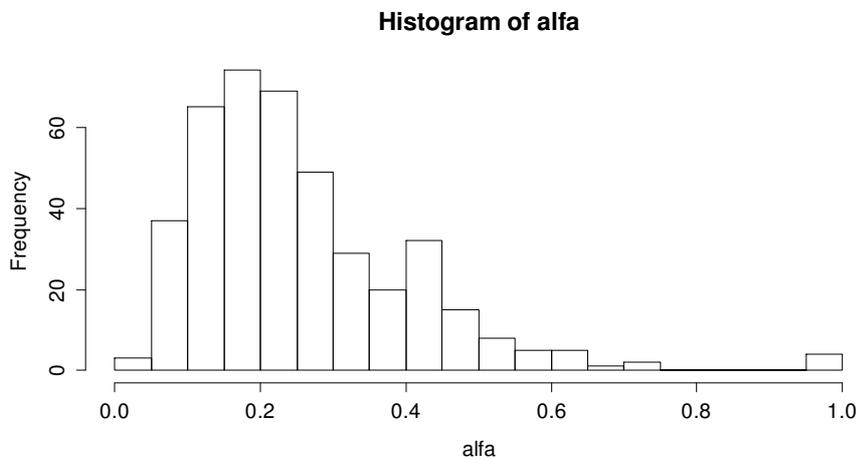


Figure 41 : Distribution de la valeur du paramètre α entre les différents lacs étudiés.

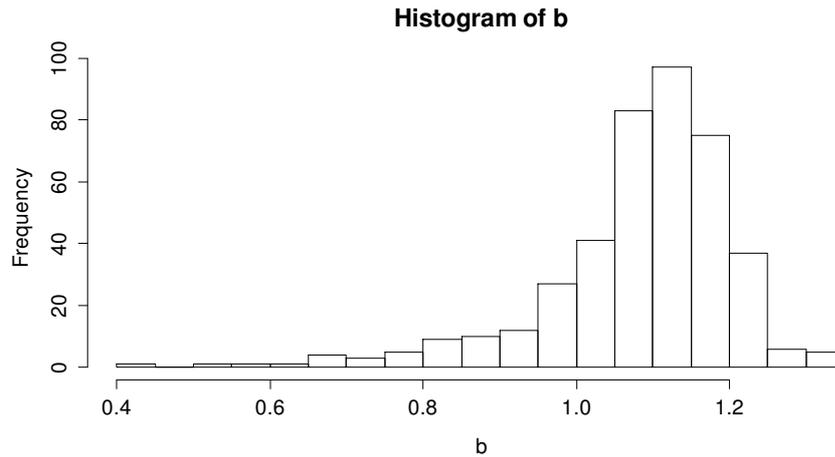


Figure 42 : Distribution de la valeur du paramètre B entre les différents lacs étudiés.

Différents modèles de régression ont été testés en utilisant $\tau=1/\alpha$ (Kettle et al., 2004). Le coefficient τ est proportionnel à l'intensité du lissage de la série de température de l'air. Le premier modèle considéré est de la forme (Håkanson, 1996; Ottosson et Abrahamsson, 1998)

$$\tau = \frac{MAET \cdot V^{0.1}}{x_{11}} \quad \text{modèle 1}$$

où V est le volume du lac (m^3). Les modèles de régressions suivants ont également été testés :

$$\tau = 1 + x_{21} \ln(z_{\max}) + x_{22}A \quad \text{modèle 2 (Kettle et al., 2004)}$$

$$\tau = x_{31} + x_{32} \ln(z_{\max}) + x_{33} \ln(A) + x_{34} \ln(V) \quad \text{modèle 3}$$

$$\tau = x_{41} + x_{42} \ln(z_{\max}) + x_{43} \ln(A) + x_{44} \ln(V) + x_{45}MAET \quad \text{modèle 4}$$

$$\tau = x_{51} + x_{52} \ln(A) + x_{53} \ln(V) \quad \text{modèle 5}$$

$$\tau = x_{61} + x_{62} \ln(A) + x_{63} \ln(V) + x_{64}MAET \quad \text{modèle 6}$$

où z_{\max} est la profondeur maximale du lac (en m) et A est la surface (en m^2). Le modèle 2 contient une constante égale à 1 pour limiter la valeur de τ à $\tau \geq 1$. En effet, si $\tau < 1$, l'équation (24) amplifierait les variations de la température de l'air, au lieu de les lisser. Une valeur de 1 pour les constantes x_{31} , x_{41} , x_{51} et x_{61} n'améliore pas nécessairement la qualité des estimations.

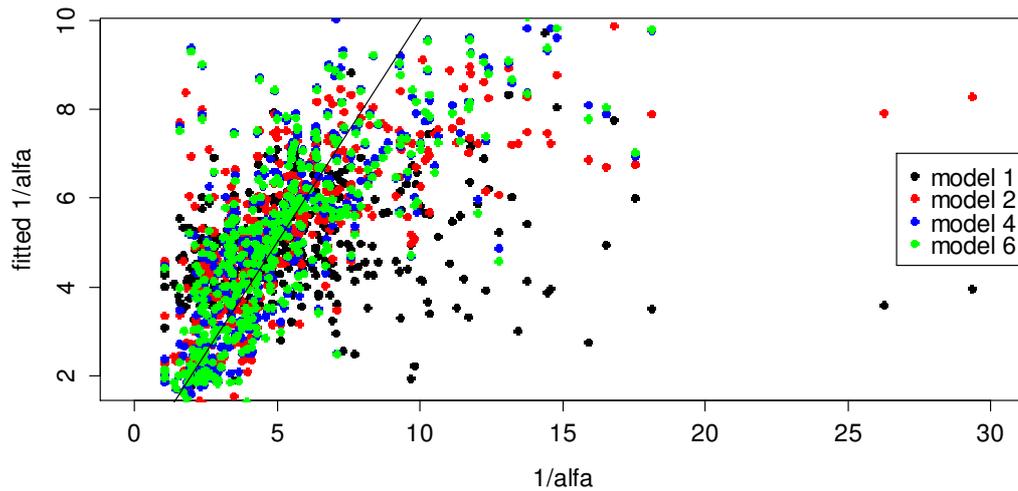


Figure 43 : Comparaison entre les valeurs de τ calés pour chaque lac (*i.e.* $1/\alpha$) et les valeurs estimées par les modèles 1, 2, 4 et 6.

Tableau 12 : Valeur des paramètres calés pour chacun des modèles considérés et erreur standard résiduel. Les valeurs marquées avec * sont significatives à 95%.

Modèle	Valeur des paramètres calés	Erreur standard résiduel
1	$x_{11} = 12,5 *$	2,265
2	$x_{21} = 1,55 *$ $x_{22} = 4,96 \cdot 10^{-8} *$	1,550
3	$x_{31} = -3,3 *$ $x_{32} = 0,4$ $x_{33} = -0,9 *$ $x_{34} = 1,3 *$	1,620
4	$x_{41} = 0,6 *$ $x_{42} = 0,4$ $x_{43} = -0,7 *$ $x_{44} = 1,1 *$ $x_{45} = -0,40 *$	1,525
5	$x_{51} = -3,2 *$ $x_{52} = -1,3 *$ $x_{53} = 1,71 *$	1,577
6	$x_{61} = 0,7 *$ $x_{62} = -1,1 *$ $x_{63} = 1,55 *$ $x_{64} = -0,40 *$	1,515

Les résultats du calage des modèles sont présentés dans la Figure 43 et le Tableau 12. Le modèle avec le meilleur calage est le modèle 6, avec une erreur standard résiduel de 1,515 °C. D'après ce modèle, plus la surface du lac est grande, plus la valeur de α est grande et moins important est le lissage. Physiquement, à volume égal, une plus grande surface de lac se traduit en une plus grande surface d'échange de chaleur entre la masse d'eau et l'atmosphère, ce qui induit que le lac est plus sensible aux conditions météorologiques. Le modèle indique aussi une relation positive entre le volume et le lissage, qui s'explique par la

plus grande inertie thermique du plan d'eau pour des volumes plus grands. La considération de la MAET dans le modèle 6 est potentiellement liée à la localisation géographique du lac. La valeur de τ , *i.e.* la magnitude du lissage, est plus importante dans des lacs plus froids (Figure 44). Les lacs avec une MAET < 8 °C, sont des lacs d'altitude, au-dessus des 1500 m, où les oscillations thermiques d'un jour à l'autre peuvent être très importantes. Par contre, la non considération de z_{max} dans le modèle est due au fait que l'information apportée par cette variable est en grande partie déjà incluse dans les données de surface et volume. En effet, la profondeur moyenne, elle-même corrélée à la profondeur maximale est égale à A/V .

Le modèle avec le plus mauvais calage est le modèle 1. Mais il faut noter que la forme de la fonction NORM proposée par Håkanson (1996) (Tableau 7) est très différente de la forme du cycle annuel de la température de l'air, ce qui peut expliquer le mauvais comportement du modèle 1 dans notre étude.

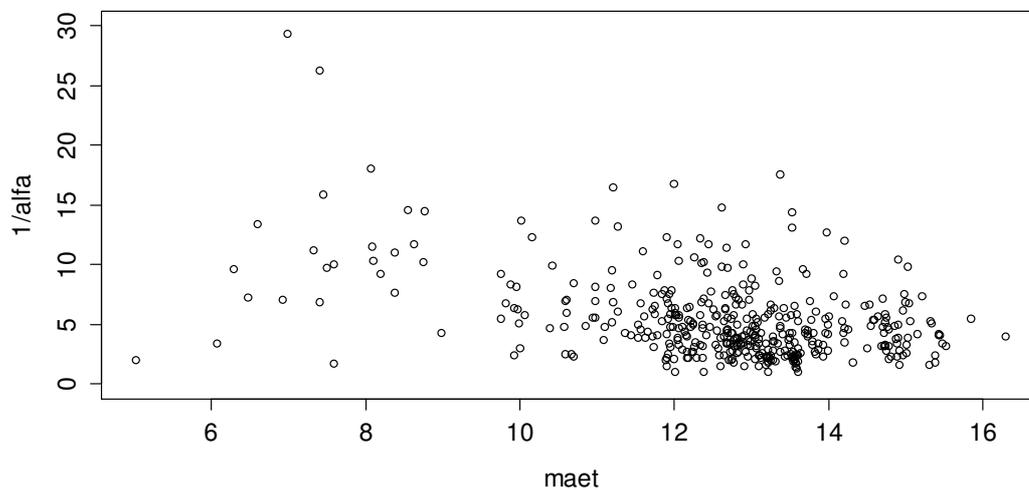


Figure 44 : Relation entre la MAET et $\tau=1/\alpha$.

Pour le paramètre B une régression simple de la forme :

$$B = y_{11} + y_{12}z_{max} \quad \text{modèle I}$$

donne de bons résultats. Les valeurs des paramètres calés (significatifs au 95%) sont $y_{11} = 1,139$ et $y_{12} = -0,0020$ et l'erreur standard résiduelle est de 0,085 °C.

Estimation des coefficients pour le calcul de la température de l'hypolimnion du modèle d'Ottosson modifié

En plus de la MAET et des paramètres α et B du modèle d'Ottosson modifié, il est nécessaire de caler le coefficient E du modèle pour le calcul de la température de l'hypolimnion.

Optimisation du réseau thermie plans d'eau.

Ce calage a été réalisé pour un totale de 371 plans d'eau en utilisant les données des profils de température du suivi DCE. La RMSE médiane du calage est de 1,7 °C, mais des erreurs importantes sont obtenues pour quelques plans d'eau (Figure 45).

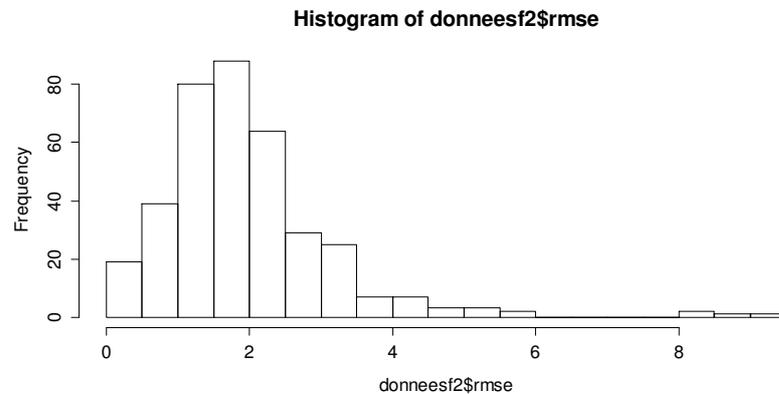


Figure 45 : Distribution de la RMSE de la température de l'hypolimnion simulée avec les valeurs du paramètre E calées.

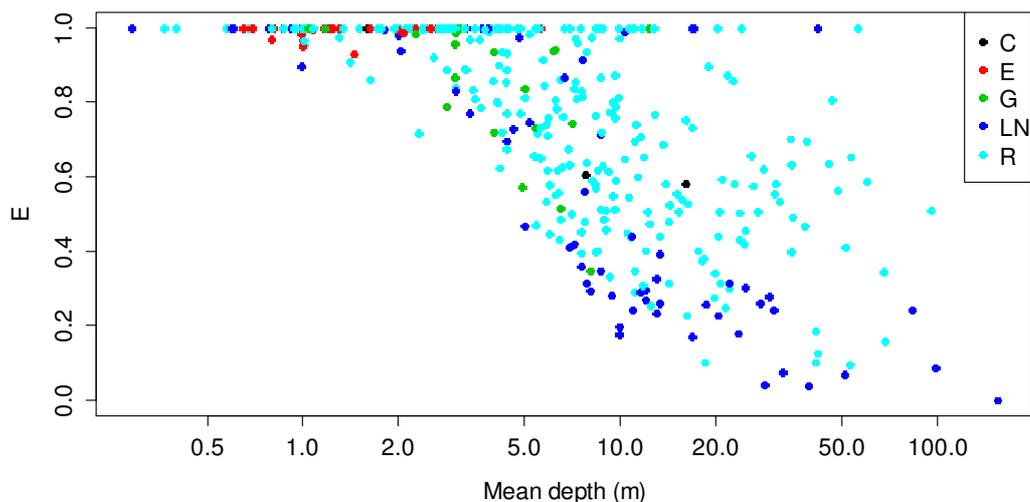


Figure 46 : Valeur du coefficient E en fonction de la profondeur moyenne et du type de plan d'eau (C = carrière, E = étang, G = gravière, LN = lac naturel, R = retenue).

L'analyse des valeurs du paramètre E peut donner une information sur la stratification estivale. En effet, le paramètre E reflète le rapport entre la température de l'épilimnion et la température de l'hypolimnion. Indirectement, ce paramètre donne une information sur le type de stratification. Les valeurs de E proches à 1 correspondent plutôt à des plans d'eau polymictiques, tandis que les valeurs inférieures correspondent plutôt à plans d'eau dimictiques ou monomictiques. Par conséquent, les plans d'eau moins profonds de 2-3 m sont presque toujours mélangés (Figure 46). Avec l'augmentation de la profondeur, la valeur du coefficient E tend à diminuer et la stratification à augmenter. On observe aussi que les lacs naturels ont des valeurs de E en général inférieures à celles des retenues. Physiquement, cela pourrait correspondre au fait que le soutirage d'eau de l'hypolimnion

tend à favoriser le mélange et baisser la thermocline (Han et al., 2000). Il y a aussi quelques plans d'eau très profonds avec une valeur de $E = 1$, ce qui n'est pas réaliste *a priori*. Il s'agit probablement de plans d'eau où l'algorithme d'optimisation des coefficients a trouvé un optimum local et pourra donc être amélioré.

En utilisant les lacs pour lesquels $E < 1$, c'est-à-dire ceux qui ne sont pas polymictiques, un modèle sigmoïde peut être calé de la forme :

$$E = \mu + \frac{1 - \mu}{1 + e^{\gamma(\beta - \xi)}} \quad (33)$$

avec :

$$\xi = \ln z_m \quad (34)$$

où z_m est la profondeur moyenne en m. Les valeurs des coefficients du modèle calé pour les lacs naturels et pour les autres types de plans d'eau sont présentées dans le Tableau 13 et les prédictions du modèle dans la Figure 47.

Tableau 13 : Valeurs calées des coefficients de l'équation (33).

Type de plan d'eau	β	γ	μ
Lacs naturels	1,9***	-2,0***	0,12
Autres types de plan d'eau	1,8***	-2,1***	0,46***

*** Valeur statistiquement significatif avec p -valeur $< 0,001$.

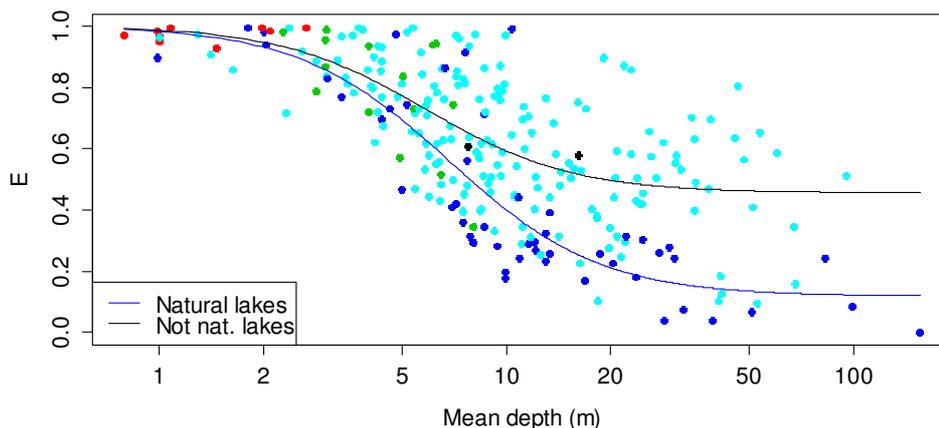


Figure 47 : Relation sigmoïde du coefficient E en fonction de la profondeur pour les lacs naturels et pour le reste de lacs.

La relation entre la profondeur d'un plan d'eau et la stabilité de sa stratification a déjà été étudiée. Pour des latitudes entre 30° et 50°, Lewis Jr (1983) place la limite entre plans d'eau polymictiques et non polymictiques à une profondeur de ~20-30 m, ce qui semble être excessif d'après la Figure 46. Par contre, nos résultats sont plus cohérents avec les travaux

de Laurent Touchart et Krambeck et collaborateurs. En effet, Touchart place la limite de la polymicticité des plans d'eau limousins à 5-8 m en fonction de la surface et Krambeck et al. dans Touchart (2002) la placent à une profondeur de 2-3 m en Israël.

La Figure 47 et l'équation (33) peuvent être utilisées pour analyser la sensibilité de la stratification aux variations de niveau d'eau. Pour les plans d'eau moins profonds ($z < 2$ m) et les plus profonds ($z > 20$ m), la valeur du coefficient E est presque constante pour de petites variations de niveau. Mais pour des plans d'eau entre 2m et 20 m de profondeur, des petites variations de niveau donnent lieu à des importantes variations de la valeur de E .

D'un autre côté, l'équation (33) n'explique une grande partie de la variabilité observée sur les valeurs de E . C'est normal puisque la stratification dépend aussi d'autres facteurs. Pour explorer un peu plus cette question, on a fait une analyse Analyse en Composantes Principales (ACP) des valeurs de E et des caractéristiques des plans d'eau (Figure 48). En plus de la corrélation négative entre E et la profondeur déjà observée, on trouve une bonne corrélation entre la latitude et E , expliquée, par exemple, par l'influence de la latitude sur la température de l'épilimnion (v. section 4.2). La température de l'épilimnion diminue avec la latitude, de sorte que E augmente. Une explication similaire peut être donnée à la corrélation négative entre E et l'altitude. On trouve aussi une certaine corrélation entre E et la vitesse du vent qui affaiblit la stratification et favorise le mélange. Enfin, E est très bien corrélé négativement avec la profondeur du disque de Secchi. L'hydrodynamique des plans d'eau n'est sensible à la transparence de l'eau que pour des eaux transparentes avec un coefficient d'extinction de lumière inférieur à $0,5 \text{ m}^{-1}$ (profondeur du disque de Secchi supérieur à 3,4 m) (Heiskanen et al., 2015; Henderson-Sellers, 1988). Dans ce cas, une augmentation de la transparence tend à produire une augmentation de la température de l'épilimnion plus importante que celle de l'hypolimnion (Gal et al., 2003; Heiskanen et al., 2015), ce qui ferait diminuer la valeur de E . Mais, mis à part cette relation causale, la corrélation entre E et la profondeur du disque de Secchi est probablement due à la corrélation entre la profondeur et la profondeur du disque de Secchi (Figure 48, Figure 49). D'un part, la profondeur du disque de Secchi ne peut pas être supérieure à celle du plan d'eau, d'autre part, la remise en suspension des sédiments limitant la transparence est plus importante dans les plans d'eau moins profonds.

Variables factor map (PCA)

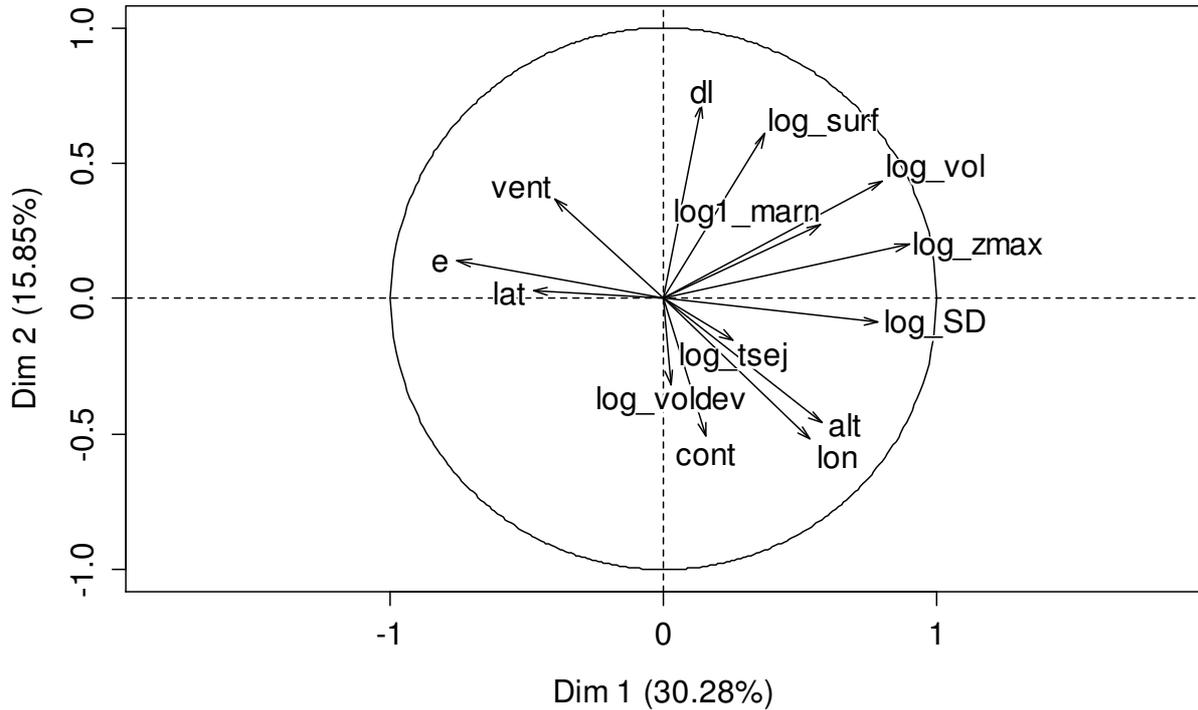


Figure 48 : Résultat d'une analyse PCA des caractéristiques des plans d'eau. Légende : alt = altitude, cont = continentalité, dl = index de développement des bords, e = coefficient E du modèle d'Ottosson modifié, lat = latitude, lon = longitude, marn = marnage, SD = profondeur du disque de Secchi, surf = surface, tsej = temps de séjour, vent = vitesse du vent moyenne, vol = volume, voldev = développement du volume, zmax = profondeur maximale.

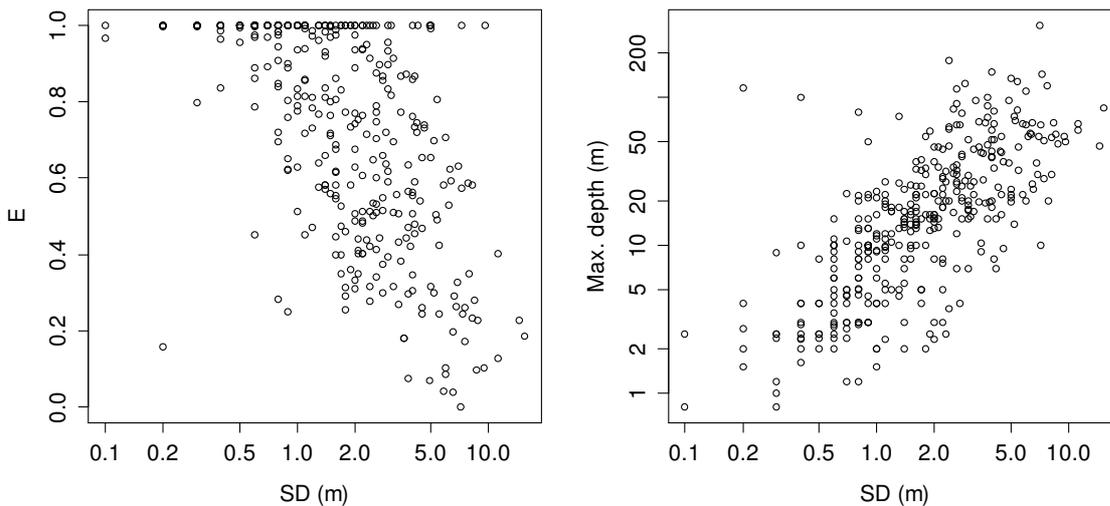


Figure 49 : Relation entre la profondeur du disque de Secchi (SD) et le coefficient E (à gauche) ou la profondeur maximale (à droite).

4.3. Modèle FLake

Le modèle FLake (<http://www.flake.igb-berlin.de/>) est un modèle 1D, désigné comme un module pour modèles de prédiction numérique de la météorologie et du climat (Mironov, 2008). FLake est un modèle hydrodynamique qui prend en considération les processus de mélanges convectifs et dus au vent, et qui utilise un bilan thermique pour calculer la variation de chaleur dans la masse d'eau. Au-dessous de la couche de mélange, la structure thermique verticale (Figure 50) est décrite en utilisant le concept de l'autosimilarité avec une formule de la forme :

$$\frac{\theta_s(t) - \theta(z,t)}{\Delta\theta(t)} = \Phi_\theta(\zeta) \quad h(t) \leq z \leq h(t) + \Delta h(t) \quad (35)$$

où ϑ représente la température, ϑ_s la température de la surface, ϑ_b la température à la base du métalimnion, $\Delta\theta(t) = \theta_s(t) - \theta_b(t)$ est la différence de température entre la couche de mélange et le fond, z la profondeur, h la profondeur de la couche de mélange, $\Delta h(t) = D - h(t)$, D la profondeur du plan d'eau, t le temps et Φ_θ est une fonction de forme « universelle » qui est fonction de la profondeur adimensionnelle $\zeta \equiv [z - h(t)] / \Delta h(t)$ et qui vérifie les conditions $\Phi_\theta(0) = 0$ et $\Phi_\theta(1) = 1$ (Figure 51) :

$$\Phi_\theta = \left(\frac{40}{3} C_\theta - \frac{20}{3} \right) \zeta + (18 - 30C_\theta) \zeta^2 + (20C_\theta - 12) \zeta^3 + \left(\frac{5}{3} - \frac{10}{3} C_\theta \right) \zeta^4 \quad (36)$$

Le coefficient de forme C_θ détermine la forme du profil de température et est calculé par le modèle à chaque pas de temps. D'un point de vue théorique, le concept de l'autosimilarité n'est pas bien justifié, mais la température des lacs est simulée avec assez de précision pour que le modèle soit utile à différentes applications (Mironov, 2008).

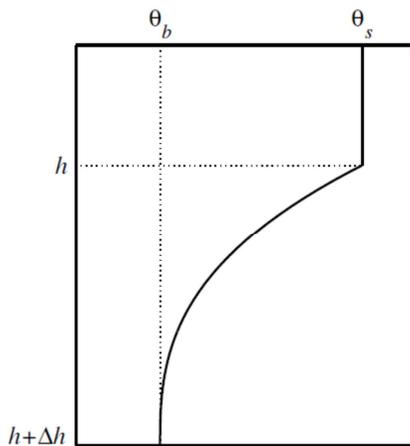


Figure 50 : Représentation schématique du profil de température dans la couche de mélange et le métalimnion. Source : Mironov (2008).

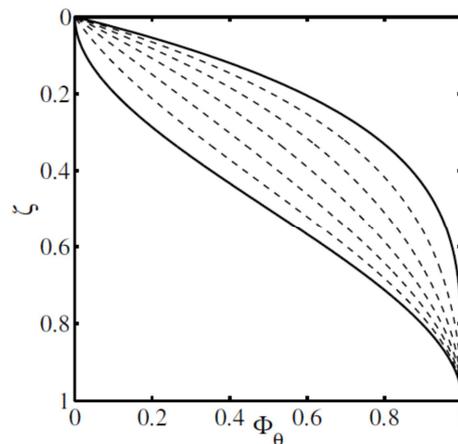


Figure 51 : Fonction de forme $\Phi_\theta(\zeta)$ pour différents valeurs du coefficient de forme. Source : Mironov (2008).

FLake utilise les variables de forçage suivantes : radiation solaire, température de l'air, pression de vapeur de l'air, vitesse du vent et nébulosité. Le modèle n'a pas besoin d'être calé et utilise comme seuls paramètres spécifiques la profondeur moyenne, les caractéristiques optiques de l'eau, la température au fond de la couche thermiquement active des sédiments et la profondeur de cette couche.

Dans cette étude et suivant les conseils des développeurs, la profondeur moyenne a été fixée à 50 m pour les plans d'eau plus profonds pour limiter les erreurs dues au fait que FLake n'a pas été développé pour des lacs profonds (<http://www.flake.igb-berlin.de/usefulhints.shtml>). Les calculs ont été réalisés au pas de temps journalier. La condition initiale de température, *i.e.* un profil uniforme d'hiver, a été fixée à la température moyenne des mois de décembre et janvier, elle-même estimée à partir de la régression suivante (*cf.* section 4.1) :

$$T_{dec-jan} = -0,359 \cdot Lat - 0,00215 \cdot Alt - 0,00510 \cdot Cont + 0,367 \cdot \log(Surf) + 17,2 \quad (37)$$

Le calcul de la valeur du coefficient d'extinction de la lumière k est donné par la relation :

$$k = \frac{1,7}{SD} \quad (38)$$

où SD est la médiane des mesures de la profondeur du disque de Secchi dans la période d'étude pour chaque lac.

FLake permet de calculer l'échange de chaleur entre le plan d'eau et le sédiment mais cette option donne des résultats irréalistes dans certains cas (12 lacs) (Figure 52). Il a donc été préféré ne pas utiliser cette option pour cette étude. Des solutions pour résoudre ce problème seraient d'utiliser un pas de temps plus long (pas intéressant pour notre étude) ou de modifier le code de FLake pour exclure les gradients de température trop petits dans le sédiment (G. Kirillin, comm. pers.).

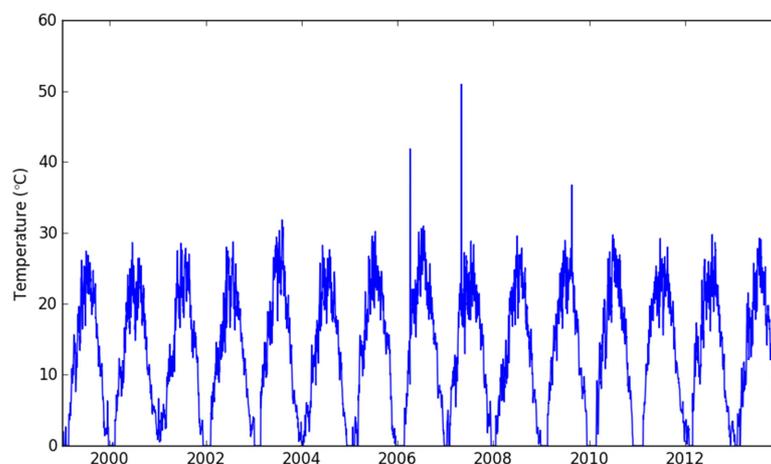


Figure 52 : Température de l'épilimnion estimée par FLake pour l'Étang du Sault (SAU36) avec l'option de calcul de l'échange de chaleur entre les sédiments et l'eau.

4.4. Modèle de Toffolon

Ce modèle (Toffolon et al., 2014) est une simplification du modèle de Piccolroaz et al. (2013) pour estimer la température de l'épilimnion des lacs. Il s'agit d'un modèle semi-empirique qui approxime le bilan thermique à partir de la température de l'air et de l'eau selon les équations :

$$T_{w,i} = T_{w,i-1} + \frac{dT_{w,i-1}}{dt} \Delta t \quad (39)$$

$$\frac{dT_{w,i-1}}{dt} = \frac{1}{\delta} \{a_1 + a_2 T_{a,i-1} - a_3 T_{w,i-1}\}$$

où $T_{w,i}$ est la température de l'eau en surface le jour i , $T_{a,i}$ est la température de l'air, $\Delta t = 1$ jour, a_1 , a_2 et a_3 sont des coefficients et δ est la proportion du volume de la couche de mélange par rapport au volume total avec :

$$\delta = \begin{cases} \exp\left(-\frac{T_w - T_h}{a_4}\right) & (T_w \geq T_h) \\ 1 & (T_w < T_h) \end{cases} \quad (40)$$

où T_h est la température de l'hypolimnion et a_4 est un coefficient. Les auteurs conseillent de prendre $T_h = 4$ °C pour les lacs dimictiques, la température minimale pour les lacs monomictiques chauds et la température maximale pour les lacs monomictiques froids. Les coefficients du modèle sont estimés selon :

$$\begin{aligned} a_1 &= -0,0468 + 0,0186 \ln(z_m) \\ a_2 &= 0,227 \cdot z_m^{-0,639} \\ a_3 &= 0,178 \cdot z_m^{-0,543} \\ a_4 &= 35,6 \cdot z_m^{-0,361} \end{aligned} \quad (41)$$

L'estimation de la température initiale est basée sur l'équation (37).

4.5. Validation des modèles utilisés pour estimer la température des lacs

Trois sources de données ont permis de valider les modèles présentés au-dessus : les profils du suivi DCE (réseaux RCS et RCO), les mesures de température de surface par satellite et les données du réseau thermique de suivi en continu. La période des simulations a été fixée du 1 janvier 1999 au 30 juillet 2014. La date initiale des simulations est limitée par la disponibilité de données satellite disponibles et la date finale est limitée par la disponibilité des données SAFRAN.

Pour calculer la température de l'épilimnion et de l'hypolimnion à partir des profils mesurés et des profils simulés par FLake, on a calculé d'abord la profondeur de la thermocline avec la librairie *rLakeAnalyzer* (Winslow, Read, Woolway, Brentrup et Zwart, 2013). La température

de l'épilimnion est calculée comme la température moyenne au-dessus de la thermocline, et la température de l'hypolimnion est calculée comme la température moyenne au-dessous de la thermocline. Les profils pour FLake ont été reconstruits en utilisant les équations (35) et (36) et les sorties du modèle pour chaque pas de temps, en particulier la température de la couche de mélange, la température du fond, la profondeur de la couche de mélange et le paramètre de forme.

Validation pour les lacs du réseau de suivi en continu

La validation avec les mesures en continu permet d'analyser le comportement des différents modèles pour différents types de lacs et d'identifier les types d'erreurs potentielles.

Les trois modèles simulent des séries de température de l'épilimnion assez semblables avec une RMSE variant entre 1 °C et 3,5 °C selon le modèle et le plan d'eau (Figure 53, Tableau 14). Pour les trois plans d'eau moins profonds (AUL13, LPC38 et BIM13), les trois modèles simulent la température de l'épilimnion de façon très similaire, sauf pour l'hiver. Le modèle FLake tend à donner des températures plus basses en hiver que les autres modèles et, pour le lac LPC38, FLake prédit des périodes d'englacement plus longues que les autres modèles. L'hiver 2013-2014, FLake prédit une période d'englacement qui n'a pas existé d'après les données mesurées en continu, mais les deux autres modèles prédisent plus correctement l'évolution de la température.

Pour les plans d'eau plus profonds (PAV63 et SCR04), les résultats présentent des différences importantes entre les modèles. Le modèle FLake présente un cycle annuel retardé par rapport au modèle d'Ottosson modifié et par rapport aux mesures. Par conséquent, les températures de l'épilimnion sont sous-estimées durant la période de réchauffement. Le modèle de Toffolon prédit des températures plus basses que le modèle d'Ottosson et que les mesures durant la période de réchauffement. Ces deux modèles prédisent des évolutions de la température très semblables pendant la période de refroidissement. Pour le lac Pavin (PAV63), il y a trop peu de données pour déterminer si les modèles prédisent correctement la température en hiver. Durant l'hiver 2013-2014, le modèle FLake surestime la température. Pour la retenue de Sainte-Croix (SCR04), les mesures satellitaires en hiver sont suffisamment nombreuses et montrent une sous-estimation des températures par le modèle d'Ottosson modifié.

Optimisation du réseau thermie plans d'eau.

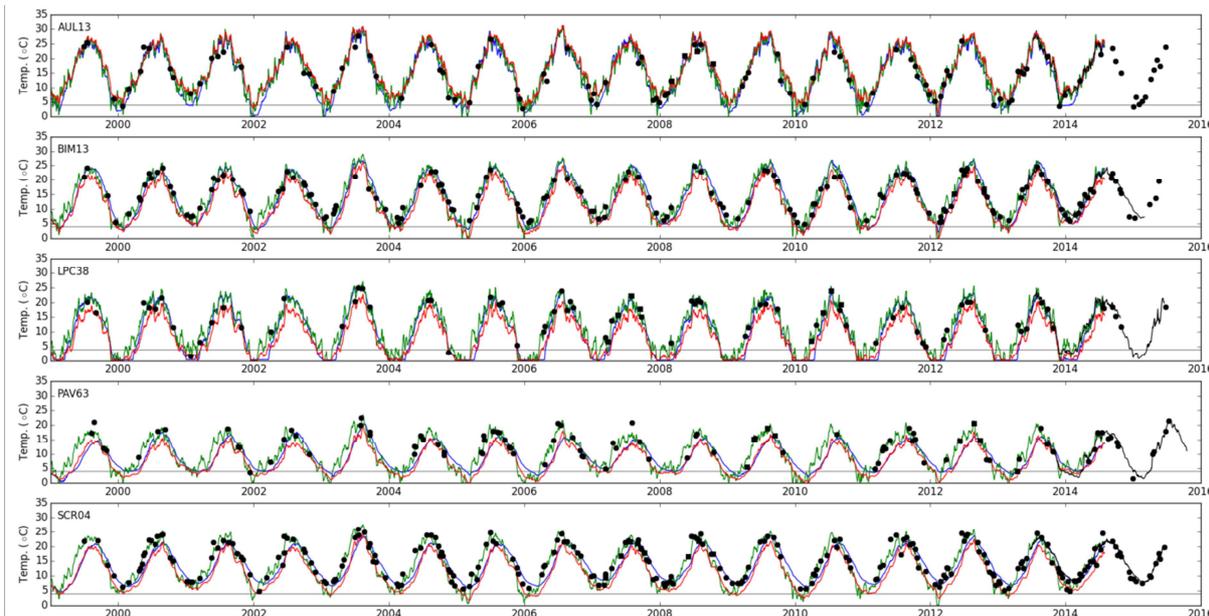


Figure 53 : Validation des simulations de température de l'épilimnion pour les cinq plans d'eau du réseau de suivi en continu. FLake en bleu, modèle d'Ottosson modifié en vert, modèle de Toffolon en rouge. Observations, en noir : données du suivi en continu (ligne), données du suivi DCE (carrés), données des images satellites (points). La ligne grise horizontale indique la température critique de 4 °C.

Tableau 14 : RMSE (en °C) des prédictions de la température de l'épilimnion des différents modèles par rapport aux mesures en continu.

Code de lac	FLake	Ottosson modifié	Toffolon
AUL13	2,36	1,22	1,53
BIM13	1,97	1,88	2,95
LPC38	2,00	1,54	3,99
PAV63	2,47	1,92	2,49
SCR04	1,51	2,28	3,86

Le modèle FLake n'ayant pas été développé pour simuler la température des plans d'eau profonds la profondeur maximale a été fixée à 50 m pour tenter d'améliorer le comportement du modèle (section 4.3). Or les résultats de la Figure 47 montrent qu'une limitation entre 20 m et 50 m pourrait être plus appropriée. D'après cette figure, les valeurs minimales de E (que impliquent une température de l'hypolimnion de 4 °C) surviennent pour de profondeurs supérieures à 20-50 m et restent très constantes pour des plans d'eau plus profonds.

Le fait que FLake prédise des périodes d'englacement plus longues que d'autres modèles hydrodynamiques ou que les observations est déjà connu (Stepanenko et al., 2014). Par contre, la durée de l'englacement ou son absence sont correctement simulées par FLake dans divers cas (Bernhardt, Engelhardt, Kirillin et Matschullat, 2012; Stepanenko et al., 2010; Stepanenko et al., 2013). La raison des erreurs pour la prédiction de l'englacement n'est pas encore claire, mais il est probable que les données météorologiques de forçage (i.e. SAFRAN) ne représentent pas correctement les conditions micrométéorologiques du lac. Quand les

données de forçage ne sont pas mesurées sur la surface du plan d'eau, il est nécessaire de les corriger (Perroud, Goyette, Martynov, Beniston et Anneville, 2009).

Par contre, comme les modèles d'Ottosson modifié et de Toffolon utilisent le même type de forçage atmosphérique, la température de l'air, l'explication à ses différents comportements est donc plutôt à chercher dans les différences de structure des modèles, en particulier dans les coefficients des modèles. En effet, les coefficients du modèle d'Ottosson sont constants et donne la même réponse au forçage météorologique pendant toute l'année. Or dans les plans d'eau stratifiés, le volume d'eau affecté par le forçage varie. Pendant la période de stratification, c'est surtout l'épilimnion qui est affecté, mais pendant la période de mélange, c'est toute la colonne d'eau qui répond au forçage et l'amplitude de la variation de la température de l'eau est moindre pour une même dégrée de variation de la température de l'air. Le modèle de Toffolon prend en compte ce phénomène à travers le coefficient δ (équation (40)). Le coefficient δ représente la proportion du volume de la couche de mélange, par rapport au volume total, qui varie en fonction de la différence entre la température de l'épilimnion et la température de l'hypolimnion (supposée ici constante et donnée).

Dans le cas de la température de l'hypolimnion, il y a des différences importantes entre les simulations des modèles FLake et d'Ottosson modifié (Figure 54, Tableau 15). Pour ces deux modèles, on trouve les plus grandes erreurs dans le cas du barrage de Bimont (BIM13) et le lac de Pierre-Châtel (LPC38). FLake sous-estime la température de l'hypolimnion en hiver pour ces deux plans d'eau. Pour les barrages et le lac naturel LPC38 de profondeur intermédiaire, le modèle d'Ottosson modifié tend à prédire correctement la température de l'hypolimnion pendant la période de réchauffement, mais la surestime pendant la période de refroidissement.

Tous les deux modèles simulent bien la température du lac Pavin (PAV63), un lac naturel bien stratifié et profond. Pour l'étang des Aulnes (AUL13), faiblement stratifiés, FLake prédit des températures de la colonne d'eau presque toujours homogènes. Comme la différence de température entre épilimnion et hypolimnion n'est pas très importante, l'erreur commise par le modèle est dans ce cas limitée. Le modèle d'Ottosson modifié, par contre, prédit une stratification trop intense avec des erreurs importantes.

La limitation de la température de l'hypolimnion à 4 °C du modèle d'Ottosson modifié ne semble pas être appropriée pour les lacs moins profonds (AUL13 et LPC38), où les processus de mélange en hiver peuvent induire une température uniforme dans tout le plan d'eau et inférieure à 4 °C. Pour les lacs profonds par contre, FLake a la tendance à produire une monté artificielle de la température de l'hypolimnion au moment du mélange d'automne, qui n'apparaît pas dans les mesures en continu. C'est le cas du lac PAV63. Cet artefact s'observe aussi dans les simulations des retenues BIM13 et SCR04, considérées comme un lac naturel par FLake.

Optimisation du réseau thermie plans d'eau.

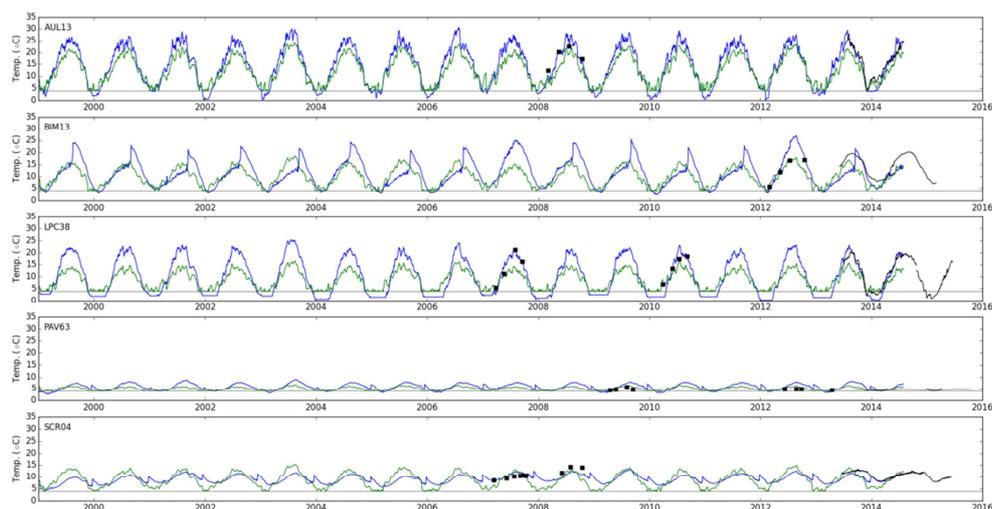


Figure 54 : Validation des simulations de température de l'hypolimnion pour les cinq plans d'eau du réseau de suivi en continu. Les simulations sont en couleur : Flake en bleu, modèle d'Ottosson modifié en vert. Les observations sont en noir : données du suivi en continu (ligne), données du suivi DCE (carrés). La ligne grise indique la température critique de 4 °C.

Tableau 15 : RMSE des prédictions de la température de l'hypolimnion des différents modèles par rapport aux mesures en continu.

Code de lac	FLake	Ottosson modifié
AUL13	1,32	3,20
BIM13	2,78	4,09
LPC38	2,96	3,90
PAV63	1,80	0,57
SCR04	1,67	2,75

Il est possible d'estimer la profondeur de l'hypolimnion avec le modèle FLake (Figure 55), mais la qualité de ces estimations n'est pas très bonne (Tableau 16). Pour les deux plans d'eau moins profonds, AUL13 et LPC38, la simulation de la profondeur de la thermocline est très mauvaise, avec de coefficients de corrélation négatifs. Pour les autres plans d'eau, plus profonds, la situation est un peu meilleure mais les coefficients de corrélation sont bas. L'évolution simulée de la profondeur de la thermocline le long de l'année ne correspond pas à la réalité pour ces trois lacs. D'après les simulations de FLake la profondeur de la thermocline diminue après l'établissement de la stratification jusqu'à la moitié de l'année et augmente progressivement dès ce point-là. Par contre les données mesurées montrent un approfondissement progressif de la thermocline le long de la période de stratification pour PAV63 et SCR04. Pour BIM13, la profondeur de la thermocline est assez constante, même si c'est peu stable pendant le printemps. La profondeur de la thermocline est surestimée pour BIM13 et PAV63. Pour SCR04, elle est surestimée pendant la période de réchauffement.

Optimisation du réseau thermie plans d'eau.

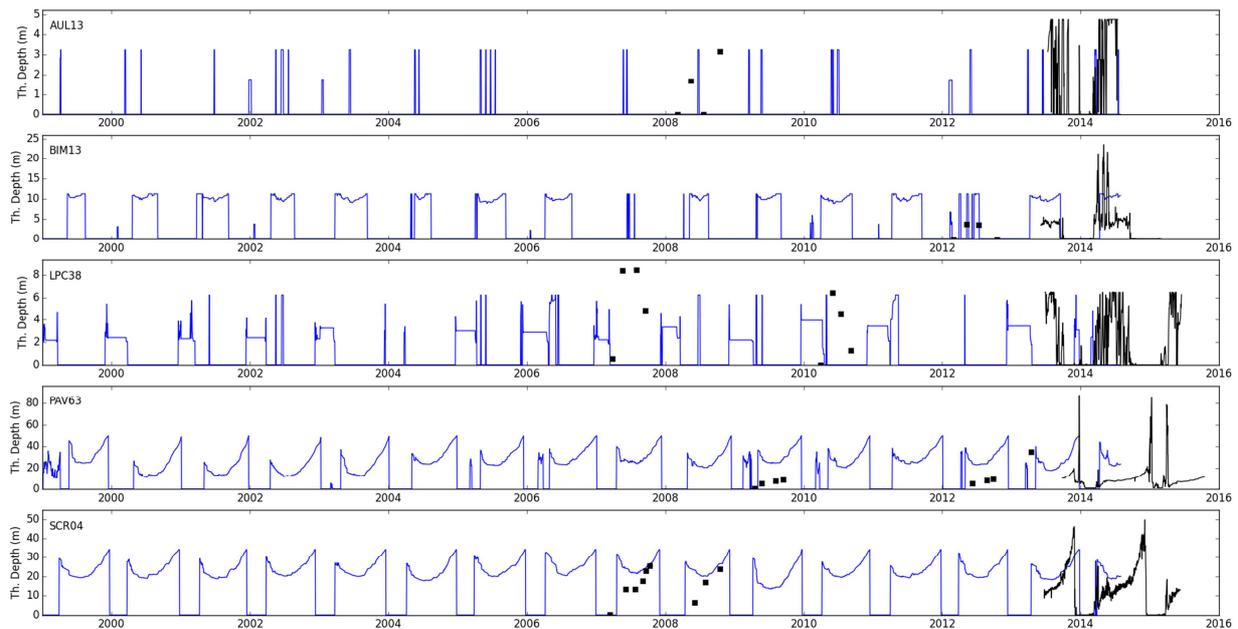


Figure 55 : Profondeur de la thermocline calculée à partir des profils simulés par Flake (bleu) et les données mesurées (noir) : profils du suivi DCE (carrés) et données du suivi en continu (ligne).

Tableau 16 : Coefficient de corrélation de la profondeur de la thermocline simulée par Flake et calculée à partir de données mesurées.

Code de lac	Suivi en continu	Suivi DCE
AUL13	-0,0757	---
BIM13	0,4772	0,5610
LPC38	-0,2683	-0,5122
PAV63	0,3664	-0,4425
SCR04	0,5475	0,7710

Validation pour les lacs d'Annecy et Léman

Le comportement des modèles est différent pour les deux lacs (Figure 56, Figure 57 et Tableau 17). Pour la température de l'épilimnion (Figure 56, Tableau 17) dans ANN74, le comportement des modèles est semblable aux cas de SCR04 et PAV63, qui ont des profondeurs du même ordre de grandeur. La température de l'épilimnion de ce lac est mieux prédite par le modèle d'Ottosson modifié. Les modèles d'Ottosson modifié et de Toffolon ont tendance à sous-estimer la température de l'épilimnion en hiver et les modèles de Toffolon et Flake sous-estiment la température de l'épilimnion pendant la période de réchauffement. Pour LEM74, par contre, les trois modèles donnent des simulations de la température de l'épilimnion très semblables, mais la meilleure simulation est celle du modèle de Toffolon. Les autres deux modèles sous-estiment la température de l'épilimnion en été.

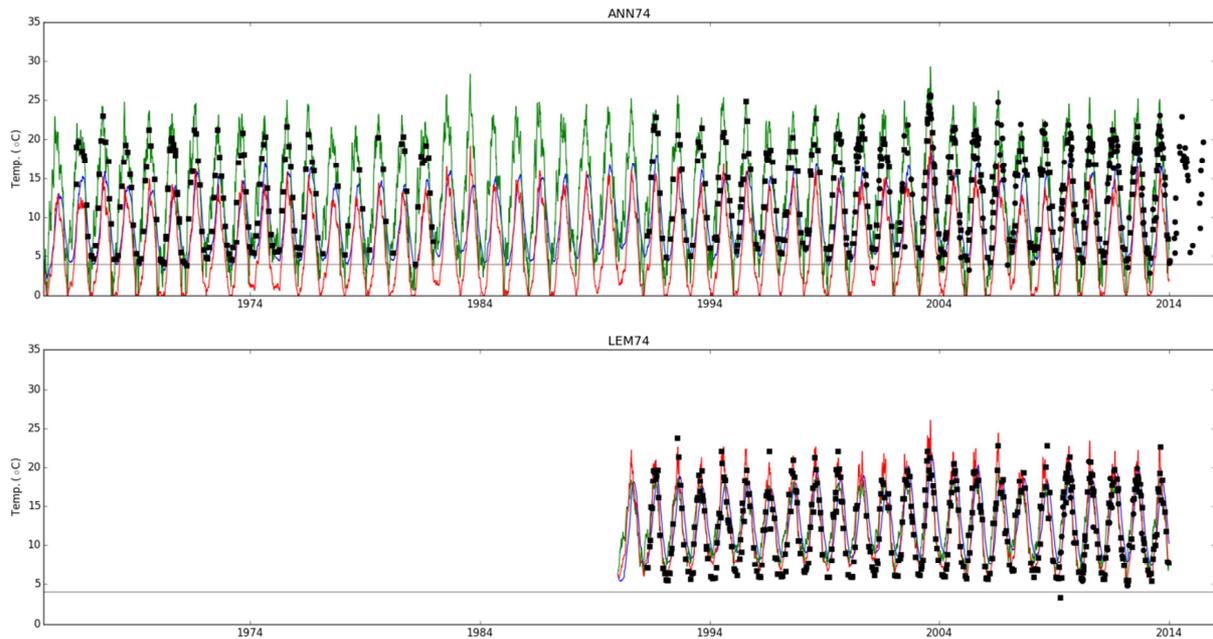


Figure 56 : Validation des simulations de température de l'épilimnion pour les lacs d'Annecy (ANN74) et Léman (LEM74). Flake en bleu, modèle d'Ottooson modifié en vert, modèle de Toffolon en rouge. Observations, en noir : données du suivi DCE (carrés), données des images satellites (points). La ligne grise horizontale indique la température critique de 4 °C.

Par rapport à la température de l'hypolimnion (Figure 57, Tableau 17), le modèle d'Ottooson simule la température de l'hypolimnion avec plus de précision. Le cycle annuel simulé par ce modèle rassemble le cycle annuel observé, même si son amplitude est trop grande dans le cas de LEM74. Flake ne reproduit pas correctement le cycle de la température de l'hypolimnion des lacs profonds. Les montés subites de température à la fin de la période de stratification, observés déjà pour PAV63 et SCRO4, apparaissent à nouveau pour ANN74 et LEM74. De plus, pour LEM74, ce modèle surestime la température de l'hypolimnion de 2,7 °C en moyenne. Perroud et al. (2009) ont déjà trouvé que Flake surestimait la température moyenne entre 15 m et 50 m du lac Léman en été dans la période 1996-2005.

Optimisation du réseau thermie plans d'eau.

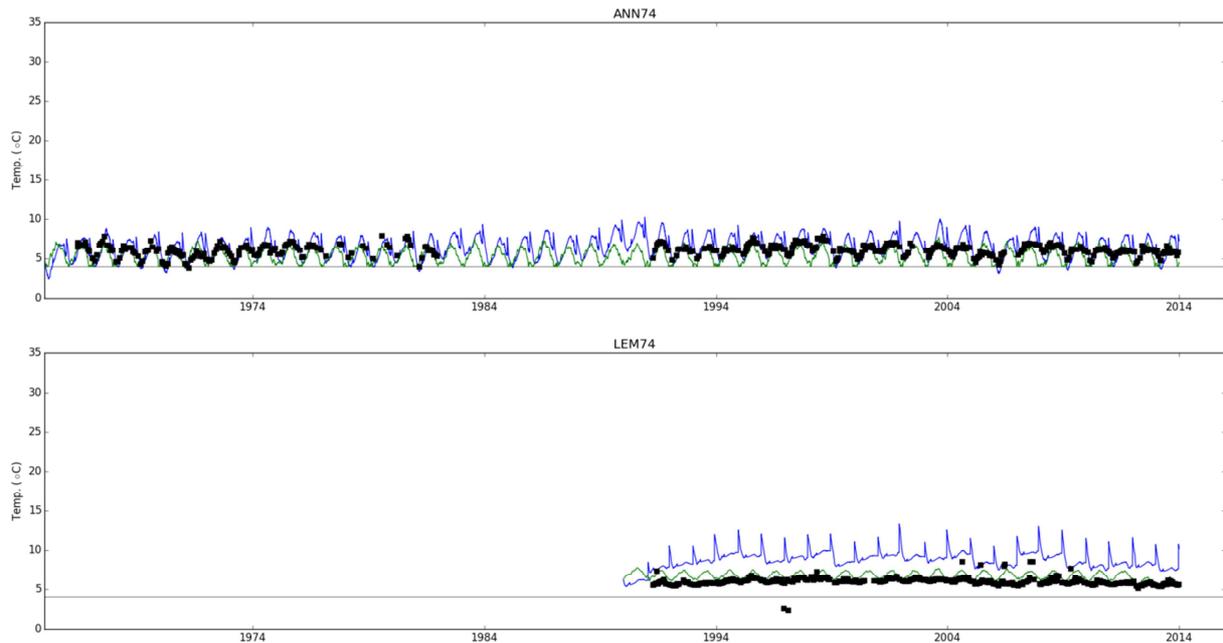


Figure 57 : Validation des simulations de température de l'hypolimnion pour les lacs d'Annecy (ANN74) et Léman (LEM74). FLake en bleu, modèle d'Ottooson modifié en vert, modèle de Toffolon en rouge. Observations, en noir : données du suivi DCE (carrés), données des images satellites (points). La ligne grise horizontale indique la température critique de 4 °C.

Tableau 17 : RMSE (en °C) des prédictions de la température des différents modèles par rapport aux profils mesurés.

Variable	Code de lac	FLake	Ottooson modifié	Toffolon
Température de l'épilimnion	ANN74	4,73	2,28	6,43
	LEM74	3,02	2,18	1,54
Température de l'hypolimnion	ANN74	1,06	0,96	---
	LEM74	2,80	0,90	---

Pour la profondeur de la thermocline (Figure 58), on trouve des problèmes déjà observés pour les lacs profonds suivis en continu. FLake surestime la profondeur de la thermocline, ce qui peut expliquer la surestimation de la température de l'hypolimnion. L'évolution simulée de la profondeur de la thermocline ne suit pas la tendance observée d'un approfondissement progressif durant la période de stratification, bien que la longueur des périodes de stratification soit correctement simulée. Par conséquent les coefficients de corrélation sont bas, de 0,5416 pour ANN74 et de 0,0957 pour LEM74.

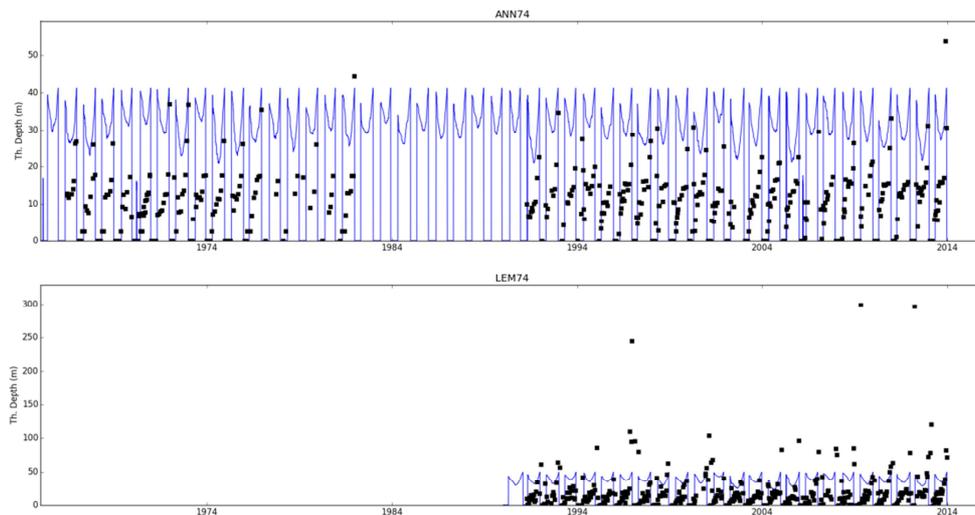


Figure 58 : Profondeur de la thermocline calculée à partir des profils simulés par FLake (bleu) et les données mesurées du suivi DCE (carrés noirs).

Validation pour les lacs du suivi DCE

Deux sources de données ont été utilisées pour valider les simulations pour les lacs du suivi DCE : les données satellitaires (442 plans d'eau) et les profils mesurés dans le cadre des réseaux DCE (RCS et RCO, *i.e.* 385 plans d'eau sur 475). Le nombre de profils disponibles par plan d'eau varie entre 4 et 74 bien que la plupart des plans d'eau n'aient qu'entre 4 et 8 profils. Le nombre de données satellitaires par plan d'eau varie entre 4 et 345, bien que la médiane soit de 70 (moins de 5 images par an en moyenne). Un des problèmes de ces deux types de données est qu'il y a peu de données pendant l'hiver. Les profils des suivis DCE sont mesurés en général pendant le printemps et l'été (voire l'automne) et les nuages, plus fréquents en hiver en métropole, posent des problèmes pour l'exploitation des images satellites.

L'erreur des simulations de la température de l'épilimnion est minimale pour les lacs entre 2 m et 5 m de profondeur moyenne. L'erreur tend à augmenter et il y a plus de dispersion pour de lacs moins ou plus profonds, et ceci pour les trois modèles et les deux types de données de validation (Figure 59, Figure 60). Les RMSE des modèles d'Ottosson modifié et Toffolon sont comparables et inférieures à celles du modèle FLake, pour les plans d'eau peu profonds ($z_m < 5m$). Pour des plans d'eau plus profonds, le modèle d'Ottosson donne les meilleurs résultats, suivi du modèle FLake et du modèle de Toffolon.

Optimisation du réseau thermie plans d'eau.

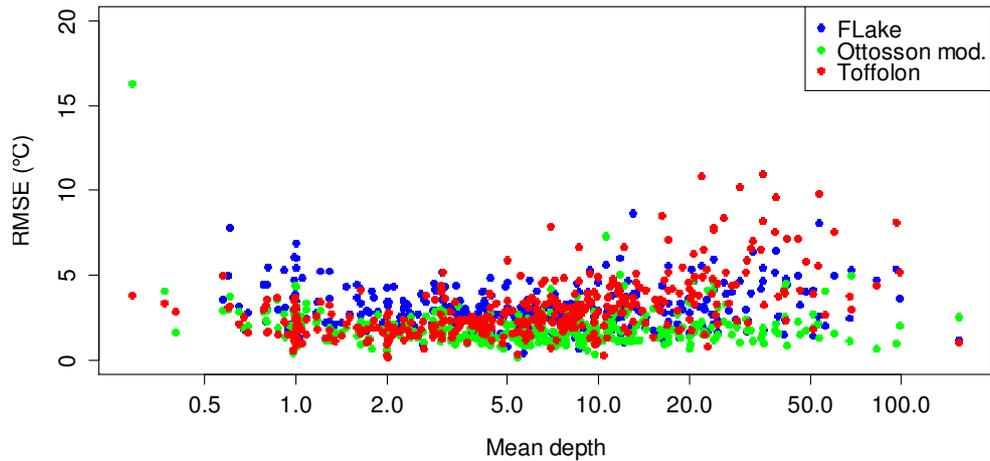


Figure 59 : RMSE de l'estimation de la température de surface par rapport aux mesures des profils DCE.

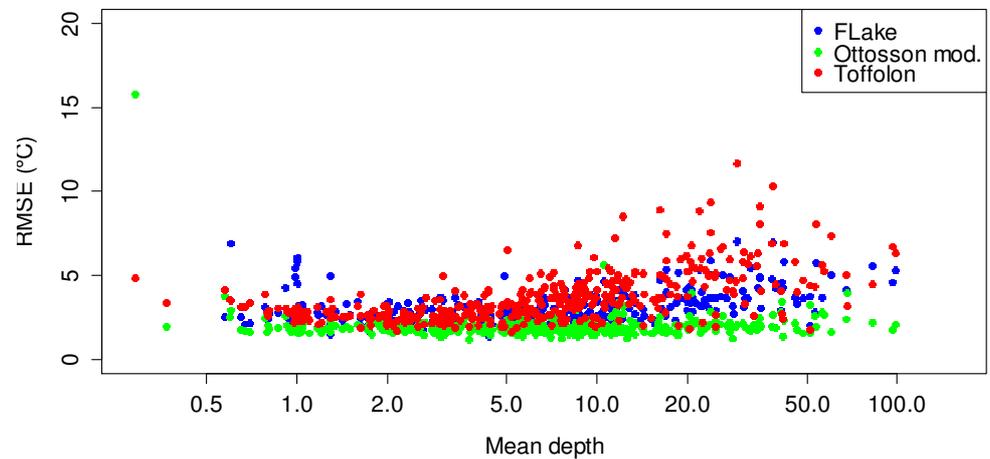


Figure 60 : RMSE de l'estimation de la température de surface par rapport aux mesures des satellites LANDSAT.

En plus des soucis déjà mentionnés dans la section 4.5, une autre source d'erreur pour les plans d'eau moins profonds peut être le fait que les modèles ne prennent pas en compte l'échange de chaleur avec le sédiment. En effet, plusieurs travaux ont déterminé que l'échange de chaleur avec le sédiment peut être important dans des plans d'eau peu profonds (Likens et Johnson, 1969; Prats, Ramos, Armengol et Dolz, 2011; Smith, 2002; Tsay, Ruggaber, Effler et Driscoll, 1992). D'après les développeurs de Flake, l'échange de chaleur avec les sédiments n'est significatif que pour les plans d'eau de moins de 5 m de profondeur (<http://www.flake.igb-berlin.de/usefulhints.shtml>).

Le lac LGM27 (La Grande Mare, dans l'estuaire de la Seine) a un RMSE de ~ 16 °C (Figure 59, Figure 60), beaucoup plus important que le reste de plans d'eau, pour le modèle d'Ottosson modifié. La raison est une mauvaise estimation du paramètre α du modèle (équation (29)). L'algorithme d'optimisation utilisé n'a pas été capable de trouver un optimum pour la valeur de α pour ce plan d'eau et, en conséquence, ce plan d'eau n'était entre les plans d'eau retenus pour estimer la régression de α en fonction des caractéristiques des plans d'eau. En plus, à cause de sa petite surface de 4,5 ha, le plan d'eau LGM27 n'est pas dans le rang

d'application de la régression de l'équation (29). Les rangs d'application de l'équation sont présentés dans le Tableau 18.

Tableau 18 : Rangs d'application de l'équation (29).

Variable	Minimum	Maximum
Surface, A (ha)	9,5	5757
Volume, V (m ³)	1,22·10 ⁵	3,60·10 ⁹
MAET (°C)	5,0	16,3

Si on analyse la performance des modèles dans la simulation de la température de l'épilimnion en fonction du type de plan d'eau, en général les modèles ont un comportement assez uniforme pour les différents types (Figure 61, Figure 62). Le modèle d'Ottosson modifié donne les meilleurs résultats pour tous les types de plan d'eau (Figure 61). Les erreurs de ce modèle et du modèle de Toffolon sont similaires pour les étangs et gravières, qui sont peu profonds. Pour les carrières le modèle de Toffolon donne de résultats légèrement meilleurs que le modèle FLake, et pour les lacs naturels et retenues les deux modèles donnent des résultats similaires. Si on regarde la RMSE par rapport aux images satellite (Figure 62), le modèle d'Ottosson a toujours une meilleure performance que les autres modèles, et le modèle FLake et de Toffolon ont de niveaux comparables de RMSE.

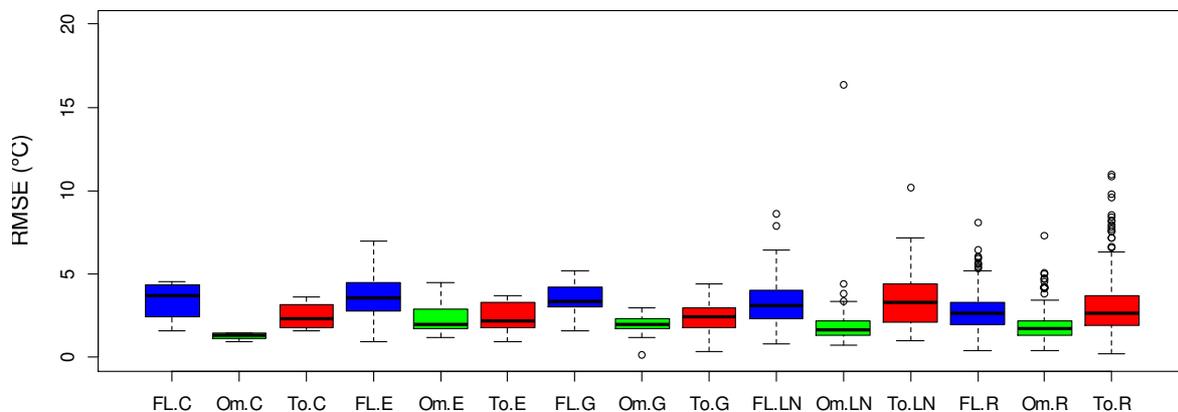


Figure 61 : RMSE de l'estimation de la température de surface par rapport aux mesures des profils DCE en fonction du type de plan d'eau (C=carrière, E=étang, G=gravière, LN=lac naturel, R=retenue) et du modèle (FL=modèle FLake en bleu, Om=modèle d'Ottosson modifié en vert, To=modèle de Toffolon en rouge).

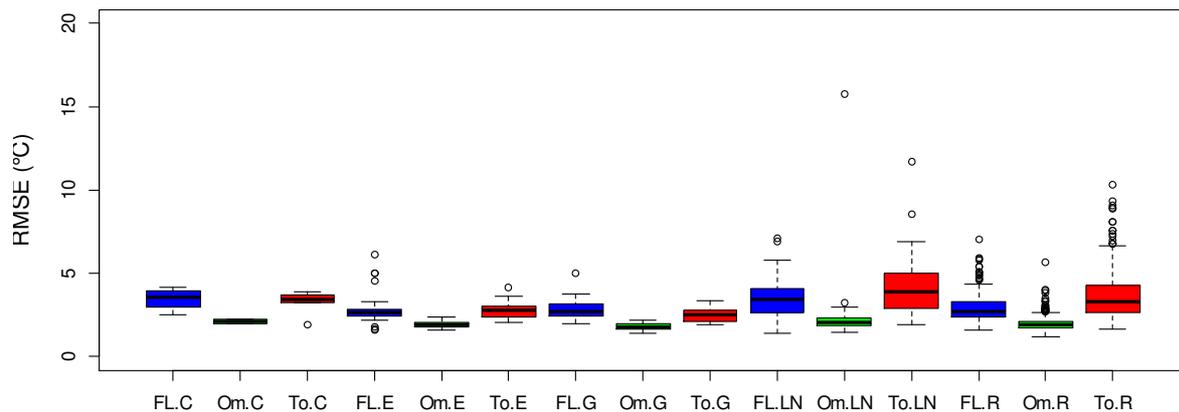


Figure 62 : RMSE de l'estimation de la température de surface par rapport aux images satellite en fonction du type de plan d'eau (C=carrière, E=étang, G=gravière, LN=lac naturel, R=retenue) et du modèle (FL=modèle FLake en bleu, Om=modèle d'Ottosson modifié en vert, To=modèle de Toffolon en rouge).

L'utilisation des données satellite pour valider les simulations de la température de l'épilimnion tend à limiter la variabilité par rapport aux profils mesurés (comparer la Figure 59 à la Figure 60, et la Figure 61 à la Figure 62). Le satellite passe de façon consistante à la même heure. Par contre, les mesures de terrain peuvent avoir plus de variabilité par rapport à l'heure de mesure.

Pour la température de l'hypolimnion (Figure 63), il y a des très grandes différences de performance entre les deux modèles, Flake et d'Ottosson modifié. Pour Flake il y a une transition du comportement de l'erreur sur la température de l'hypolimnion autour de 2 m de profondeur moyenne. Pour des profondeurs inférieures à 2 m, l'erreur d'estimation est relativement basse, mais elle peut augmenter de forme très importante pour des plans d'eau plus profonds. Il faut espérer que les plans d'eau peu profonds présentent une nulle ou faible stratification, tandis que la stratification peut être présente pour de plans d'eau plus profonds. Pour le modèle d'Ottosson modifié, il y a une claire tendance à la diminution de la RMSE avec la profondeur maximale du plan d'eau. La condition de température minimale de l'hypolimnion à 4 °C en est en part responsable, parce que dans les plans d'eau moins profonds, la température de l'hypolimnion peut descendre au-dessous de 4 °C en hiver. Aussi, plus le plan d'eau est profond plus l'évolution de la température de l'hypolimnion devrait se rassembler à un lissage exponentiel de la température de l'épilimnion.

Optimisation du réseau thermie plans d'eau.

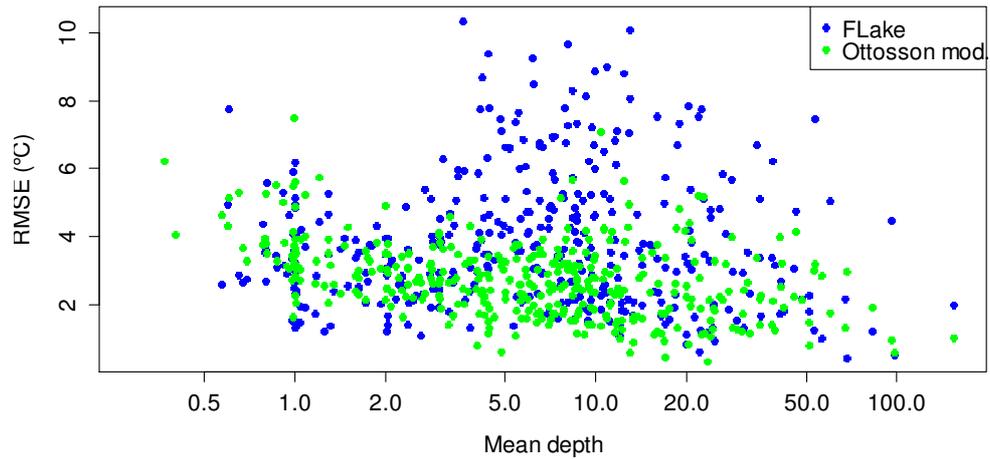


Figure 63 : RMSE des simulations de la température de l'hypolimnion en fonction de la profondeur maximale du plan d'eau.

Par rapport aux simulations de la température de l'hypolimnion par type, les simulations de FLake sont pires dans presque tous les cas (Figure 64). L'exception est le cas des étangs, où le modèle FLake donne de résultats légèrement meilleurs que le modèle d'Ottosson modifié. Il s'agit de plans d'eau peu profonds, où comme on a déjà vu au paragraphe antérieur FLake est meilleur.

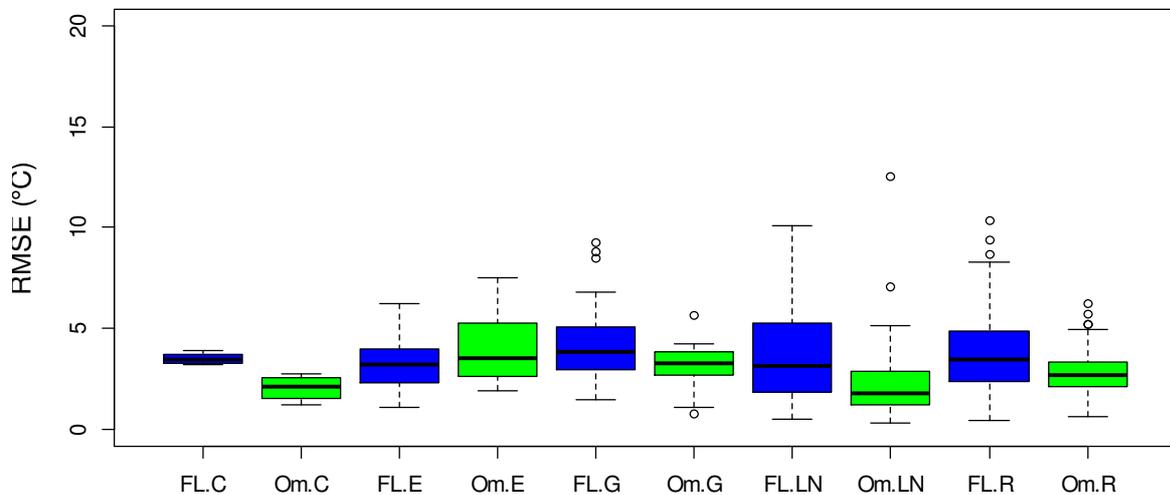


Figure 64 : RMSE de l'estimation de la température de surface par rapport aux mesures des profils DCE en fonction du type de plan d'eau (C=carrière, E=étang, G=gravière, LN=lac naturel, R=retenue) et du modèle (FL=modèle FLake, Om=modèle d'Ottosson modifié).

L'utilisation des données pour tous les plans d'eau, confirme que FLake a des problèmes pour simuler correctement la profondeur de la thermocline (Figure 65). Pour les plans d'eau moins profonds, carrières et étangs, les coefficients de corrélation entre la profondeur de la thermocline calculée à partir des simulations et des profils mesurés sont majoritairement

négatifs. Pour les autres types de plan d'eau, même si les coefficients de corrélation ont tendance à être positifs, le rang de variation couvre presque totalement le rang de variation possible et les valeurs moyennes sont basses.

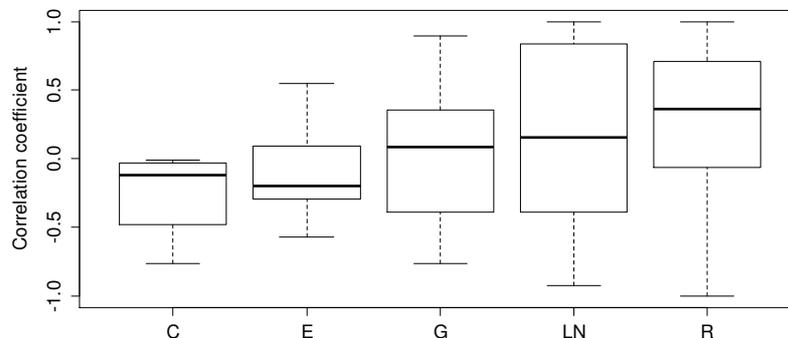


Figure 65 : Coefficient de corrélation entre la profondeur de la thermocline calculée à partir des profils simulés et mesurés en fonction du type de plan d'eau (C=carrière, E=étang, G=gravière, LN=lac naturel, R=retenue).

Validation des prédictions de température superficielle d'été et d'hiver

Il est particulièrement important de tester la capacité des modèles à simuler les conditions thermiques extrêmes annuelles en surface. Par exemple, la simulation correcte des températures d'été est importante pour bien prédire les possibles effets sur les poissons des vagues de chaleur. Et la bonne prédiction des périodes d'englacement dépend des températures en hiver. Pour ce test, on a utilisé les données satellitaires et les profils mesurés dans le cadre des réseaux DCE pendant les mois de juin, juillet et août pour l'été, et décembre, janvier et février pour l'hiver.

En moyenne, les modèles FLake et d'Ottosson modifié ne sont pas biaisés dans l'estimation de la température de l'épilimnion en été, même si le biais pour des lacs particuliers peut être assez important (Figure 66). Par contre, le modèle de Toffolon sous-estime la température en été de ~ 2 °C en moyenne par rapport aux profils mesurés. Le rang de variation de l'erreur pour ce modèle est similaire aux autres modèles.

Par rapport à la température de l'épilimnion en hiver, les modèles FLake et de Toffolon sont biaisés (Figure 67). Les modèle FLake sous-estime la température de l'épilimnion de 3,5 °C en moyenne selon les profils (de 1,5 °C selon les données satellites) et présente une grande marge de variation de l'erreur pour de lacs particuliers. Le modèle FLake présente un biais moindre, de -1,1 °C en moyenne selon les profils (0,3 °C selon le données satellites) et un rang de variation de l'erreur plus bas qu'en été. La qualité des simulations en hiver du modèle d'Ottosson modifié est semblable à celle de l'été.

Il y a un déplacement notable du biais moyen entre les biais calculés avec les données des profils et les calculés avec les données satellitaires en hiver, d'entre +0,9 °C et + 2 °C selon le modèle (Figure 67). C'est probablement un effet de la sous-estimation de la température de l'épilimnion en hiver par les données satellites, déjà notée dans la section 3.5 (Tableau 6, Figure 19).

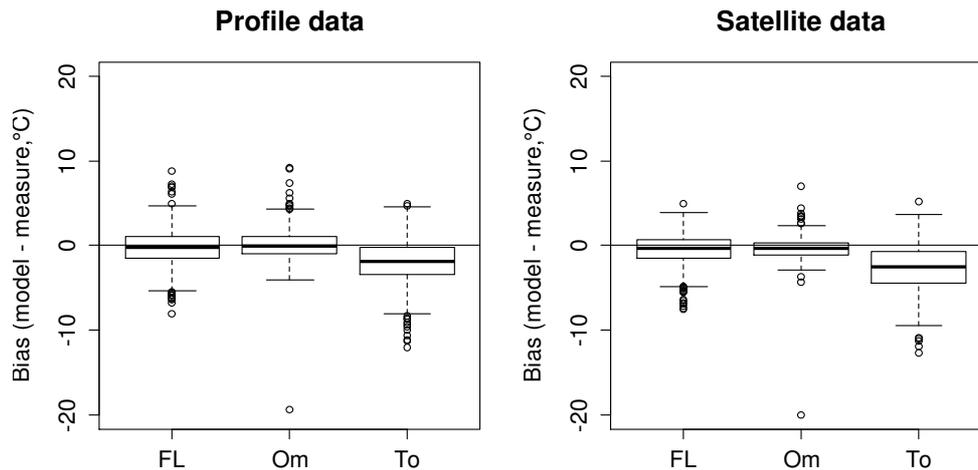


Figure 66 : Biais des simulations de la température de l'épilimnion en été (juin-juillet-août) pour les trois modèles (FL=Flake, Om=Ottosson modifié, To=Toffolon) calculées à partir des données de profils mesurés et de données satellitaires.

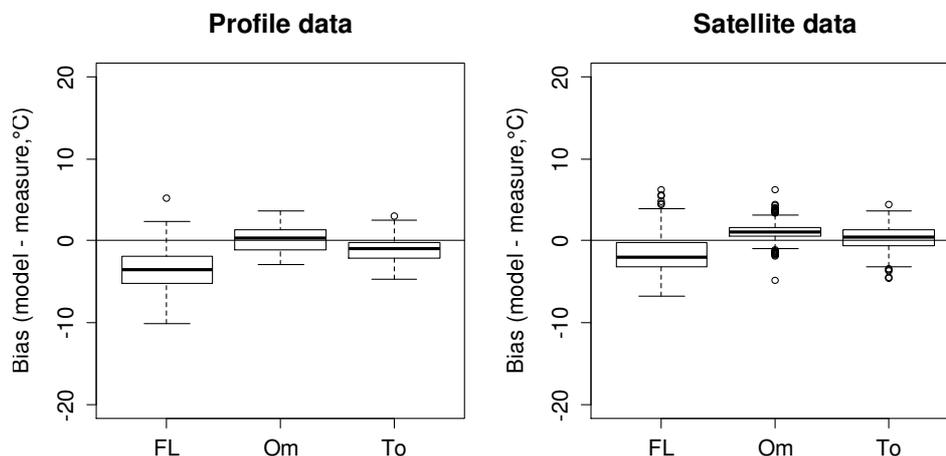


Figure 67 : Biais des simulations de la température de l'épilimnion en hiver (décembre-janvier-février) pour les trois modèles (FL=Flake, Om=Ottosson modifié, To=Toffolon) calculées à partir des données de profils mesurés et de données satellitaires.

4.6. Outil opérationnel de modélisation transitoire de la température de l'épilimnion et de l'hypolimnion des plans d'eau

On a utilisé le système de gestion des sources du Irstea (v. <https://forge.irstea.fr/>) pour avoir un meilleur contrôle des scripts et pour favoriser la transparence de la recherche. On a créé le projet TempLac (Température des Lacs). L'objectif du projet est de créer des scripts et des outils nécessaires pour la gestion, l'analyse et la modélisation de la température (mesures in situ et données satellitaires) des plans d'eau (en France ou à l'étranger). Le projet répond aux besoins suivants :

- Récupération et formatage des données
- Prétraitement des données
- Analyse statistique des données
- Modélisation de la température des lacs
- Classification des lacs en fonction de leur comportement thermodynamique

Actuellement, le projet est configuré pour travailler en local au pôle Onema-Irstea « Plans d'eau » et se trouve actuellement en phase test. Les agents Onema intéressés peuvent accéder aux fichiers source du projet en en faisant demande au gestionnaire du projet. Les scripts sont disponibles à la forge logiciel du Irstea du projet Templac (<https://forge.irstea.fr/projects/templac>).

Le projet logiciel contient des scripts codés en langage Python 2.7 et en langage R 3.2. Le projet contient des modules Python avec plusieurs fonctions utiles à la récupération, prétraitement et formatage des données et à la modélisation de la température de l'épilimnion et l'hypolimnion des lacs. Pour l'utilisation de ces modules il ne faut que les modules numpy, scipy et rpy2 soient installés. Les modules disponibles sont :

- config.py : fichier de configuration de l'outil ;
- fetchbathydata.py : module contenant des fonctions pour la récupération des données bathymétriques ;
- fetchinfodata.py : module contenant des fonctions pour la récupération des caractéristiques des lacs ;
- fetchloieauidata.py : module contenant des fonctions pour la récupération des données de débits Loieau ;
- fetchsafrandata.py : module contenant des fonctions pour la récupération des données météorologiques et les métadonnées du réanalyse SAFRAN ;
- fetchsatdata.py : module contenant des fonctions pour la récupération des données des images satellite ;
- fetchsecchidata.py : module contenant des fonctions pour la récupération des données de la profondeur du disque de Secchi
- fetchtempprofiledata.py : module contenant des fonctions pour la récupération des données de profils de température mesurés ;
- fetchthermdata.py : module contenant des fonctions pour la récupération des données des mesures de température en continu du réseau 'Thermie' ;
- FLake_functions.py : module proportionnant une interface entre Python et le modèle FLake ;
- handy_functions.py : module contenant plusieurs fonctions générales utiles au traitement des données et à la réalisation de calculs ;
- hydrodyn_functions.py : module contenant des fonctions utiles pour la réalisation de calculs hydrodynamiques ;
- LakeAnalyzer_throughR.py : module contenant des fonctions qui proportionnent une interface entre Python et le package de R *rLakeAnalyzer* (Winslow et al., 2013). Le package *rLakeAnalyzer* contient des fonctions pour la réalisation de calculs hydrodynamiques ;
- LakeTemp_functions.py : module contenant des fonctions pour la simulation de la température de l'épilimnion et de l'hypolimnion des lacs ;
- meteo_functions.py : module contenant des fonctions pour le traitement des données météorologiques. Il importe le module *meteolib* ;
- meteolib.py : librairie de fonctions pour le calcul de paramètres micrométéorologiques développé par Waterloo et Delsman (2014).

Le projet inclue aussi le script `install_rLakeAnalyzer.py`, qui installe le package *rLakeAnalyzer* sur R s'il n'est pas déjà installé. Pour pouvoir exécuter ce script il faut que le module de

Python rpy2 soit installé. Des instructions pour l'installation de rpy2 sont proportionnées dans le code. Finalement, le projet contient plusieurs scripts pour la réalisation des calculs et analyses statistiques présentées dans ce rapport.

5. Typologie de Lewis

5.1. Méthodologie modifiée

L'outil de classification thermodynamique développé par Rondel et al. (2012) et basée sur la typologie de Lewis Jr (1983) et propose une classification des plans d'eau français sur la base de trois indicateurs :

1. D_{ice} , la fraction de l'année où le plan d'eau est gelé en surface ;

Rondel et al. (2012) proposent d'utiliser D_{prob}^- , la fraction de l'année pendant laquelle la température de l'air est inférieure à zéro (Livingstone et Adrian, 2009), comme un proxy de D_{ice} :

$$D_{prob}^- = \frac{1}{2} \left[1 - \int_0^1 \operatorname{erf} \left(\frac{T_{air_M_an} - T_{air_A_an} \cos 2\pi t}{\sigma_{air} \sqrt{2}} \right) dt \right] \quad (42)$$

où t est le numéro de jour, $T_{air_M_an}$ est la température de l'air moyenne annuelle en °C, $T_{air_A_an}$ est l'amplitude annuelle de la température de l'air en °C et σ_{air} est l'écart-type hivernal de la température de l'air autour de la fonction sinusoïdal définie par $T_{air_M_an}$ et $T_{air_A_an}$. Or l'équation (37) sous-estime le durée de gel (Livingstone et Adrian, 2009; Rondel et al., 2012). D_{ice} a été ici calculée comme la proportion de semaines de l'année où la température de l'eau simulée de l'épilimnion est égale à zéro degrés.

2. DTS_4 , la fraction du nombre de semaines dans l'année pendant lesquelles la température de l'eau en surface est inférieure à 4 °C ;

DTS_4 est ici calculé comme la proportion de semaines dans l'année où la température moyenne hebdomadaire à l'épilimnion est inférieure à 4 °C d'après les modèles de température de l'eau (§4).

3. DR, l'épaisseur de la couche d'eau en surface affectée par le brassage par le vent (i.e. épilimnion) et rapporté à la profondeur maximale du plan d'eau.

Pour estimer DR, Rondel et al. (2012) proposent d'utiliser la formule de Pompilio, Ambrosetti et Barbanti (1996) :

$$DR = \frac{3,71(S_{lac}^{0,5})^{0,31}}{z_{max}} \quad (43)$$

où S_{lac} est la surface du plan d'eau (km^2) et z_{max} est la profondeur maximale du lac (m). Cependant, ce type de formulation est dérivé à partir de données issues de lacs naturels et n'est donc pas a priori applicable aux barrages. En effet, dans les réservoirs, la profondeur de la thermocline est déterminée par la gestion hydraulique, en particulier par la profondeur de la prise d'eau (Han et al., 2000; Ma, Kassinos, Fatta Kassinos et Akylas, 2008; Moreno-Ostos, Marce, Ordonez, Dolz Ripolles et Armengol, 2008). En plus, les formules du type de l'équation (43) n'incluant pas aucune variable météorologique, n'ont pas la capacité à montrer la réponse de la stratification des lacs aux changements climatiques. Au lieu de DR, **TR** est défini comme le ratio moyen entre la température de l'hypolimnion et la température de l'épilimnion pendant les six semaines centrales de l'année (semaines 24 à 31). Ce paramètre s'inspire du coefficient E du modèle d'Ottosson modifié.

5.2. Calibration

Pour calibrer la méthode de classification, les simulations réalisées avec le modèle d'Ottosson modifié pour la dernière année disponible (2013) ont été utilisées car elles donnent de meilleures simulations de la température de l'eau que FLake ainsi que des résultats plus cohérents avec les classifications de plusieurs lacs issues du questionnaire de Rebiere et Danis (2015). La calibration l'outil de classification a été faite selon la procédure décrite par la Figure 68 : 1) les résultats des simulations permettent de calculer les valeurs des variables Dice, DTS4 et TR pour le jeu de plans d'eau (Tableau 19) ; 2) Le partitionnement par arbre de décision permet de trouver des valeurs limites potentielles de Dice, DTS4 et TR (*i.e.* L_{Dice} , L_{DTS4} et L_{TR} , cf Figure 69) pour expliquer la classification thermodynamique des réponses au questionnaire (CTQ) (utilisation du package R *rpart*) ; 3) les valeurs simulées Dice, DTS4 et TR sont alors comparées aux valeurs limites L_{Dice} , L_{DTS4} et L_{TR} pour obtenir la classification thermodynamique simulées de chaque plan d'eau.

Au lieu de modéliser l'arbre dichotomique de Lewis à partir de données, on a établi individuellement les limites des principales divisions des plans d'eau : chaud/froid, polymictique/non-polymictique et polymictique continu/polymictique discontinu. Les raisons en sont :

- il y a peu des plans d'eau (24) pour lesquels on dispose à la fois des simulations et des classifications par le questionnaire, limitant la puissance de la méthode ;
- les erreurs de simulation de la température de l'eau et les éventuelles erreurs de classification compliquent les analyses ;
- un nombre de branches trop grand résulte en un surcalage du modèle de décision, qui crée de fausses branches pour réussir à classer les plans d'eau mal classifiés (par le modèle ou par les questionnaires).

Optimisation du réseau thermie plans d'eau.

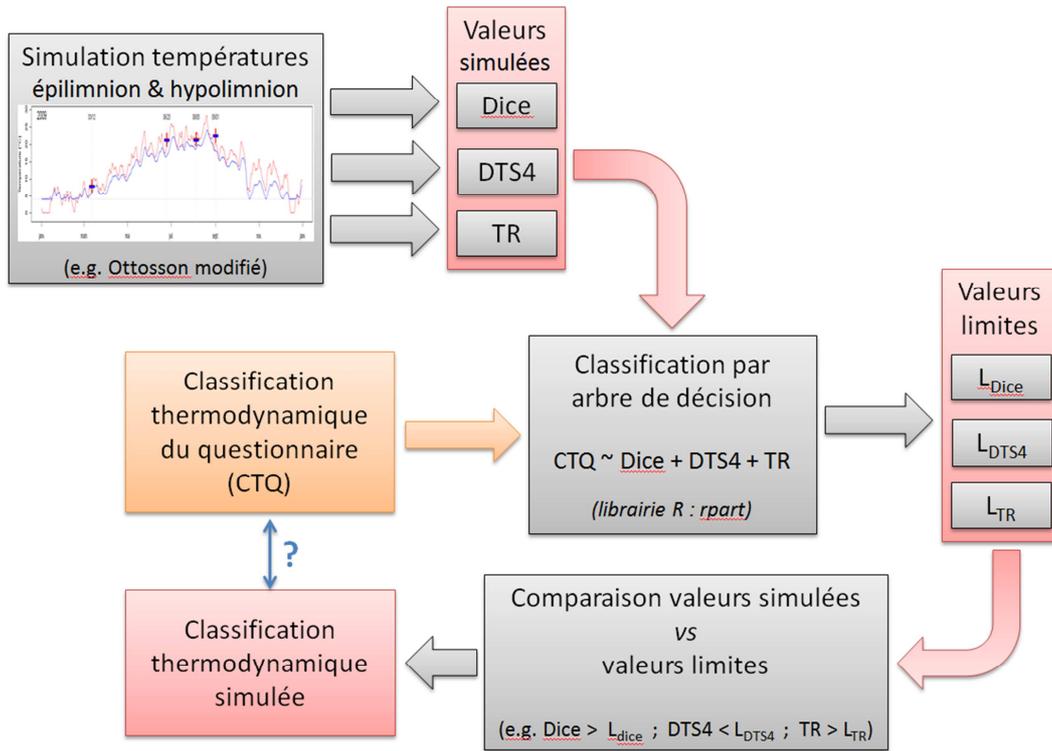


Figure 68 : Procédure de calibration de la méthode de classification

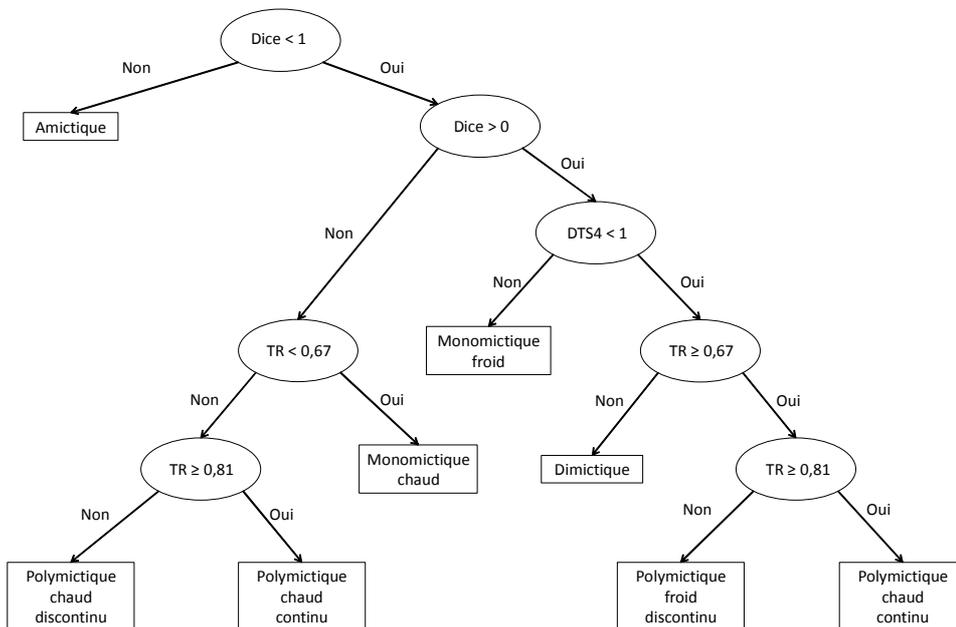


Figure 69 : Classification de Lewis avec les limites calibrées.

Tableau 19 : Classification de Lewis par le modèle de Lewis et par les réponses aux questionnaires et valeurs de Dice, DTS4 et TR en 2013. Codification : 10 = monomictique chaud, 20 = polymictique chaud discontinu, 21 = polymictique chaud continu, 22 = polymictique froid discontinu, 3 = dimictique.

Code de lac	Classification model	Classification questionnaire	Dice	DTS4	TR
AIG15	10	20	0	0,019	0,640
AIG73	10	10/10	0	0,173	0,255
ALL01	21	10	0	0,192	0,920
AST32	20	20	0	0,038	0,782
AUL13	21	10	0	0,058	0,898
BIS40	20	20	0	0,019	0,835
BLA40	20	20	0	0,019	0,804
BOU33	20	3	0	0,058	0,672
CAZ40	21	20	0	0	0,934
DRE29	20	21	0	0,019	0,817
EGU36	10	3	0	0,058	0,471
ENT25	22	10	0,058	0,269	0,792
FIL09	10	10	0	0,038	0,630
GBB43	20	3	0	0,212	0,803
GEB69	22	20	0,019	0,212	0,756
LAV16	10	20	0	0,038	0,630
LEO40	20	20	0	0,019	0,808
MIE32	20	20	0	0,038	0,676
PIR03	10	20	0	0,212	0,502
REM25	3	3	0,058	0,25	0,342
RIN53	21	21/NA	0	0,058	0,916
RMN29	21	21/10	0	0,019	0,927
SCA83	10	10	0	0,019	0,604
SFP53	21	21	0	0,038	0,938

Pour la division chaud/froid, l'algorithme de classification n'arrive pas à établir une limite simple entre les deux catégories. Au minimum il obtient un arbre à quatre branches qui classe correctement tout juste 2 des 5 plans d'eau identifiés comme froids par les questionnaires. Parfois les plans d'eau changent de comportement selon les années. Par exemple, le plan d'eau BOU33 est classifié comme dimictique mais d'après les simulations, il n'arrive à geler que la moitié des années dans la période 1999-2013 et pas en 2013. Donc son comportement varie entre dimictique (froid) et monomictique chaud. Il en est de même pour EGU36 et GBB43, mais avec des différentes fréquences interannuelles de prise en glace. En d'autres cas, on trouve des raisons de douter des classifications des questionnaires ou des simulations. Par exemple, ENT25 est classifié comme monomictique chaud, alors que les simulations prédisent un englacement presque toutes les années (incluant 2013), même

si seulement pendant plusieurs périodes courtes dans une année, et devrait être classifié comme froid. Deux images satellite montrant de températures de surface très basses en hiver (0,8 °C le 4/12/2004 et 1,4 °C le 27/11/2007) semblent confirmer les résultats des simulations. Il en est de même pour GEB69. En conséquence on a choisi la limite par défaut Dice > 0.

Pour les autres divisions, on arrive à des meilleurs résultats. La limite pour les plans d'eau polymictiques correspond à $TR \geq 0,67$ et la limite pour les plans d'eau polymictiques continus est $TR \geq 0,81$ (Figure 69). La qualité de cette classification est limitée par la qualité de simulations. L'indicateur TR dépend directement du paramètre E du modèle d'Ottosson modifié, qui a été calculé *via* la profondeur moyenne. Or comme il l'a été montré plus haut (Figure 48), le paramètre E dépend aussi de variables climatiques qui n'ont pas été prises en compte dans le modèle. La valeur des limites est assez incertaine étant aussi donnée la rareté des plans d'eau classifiés par questionnaires (Figure 70).

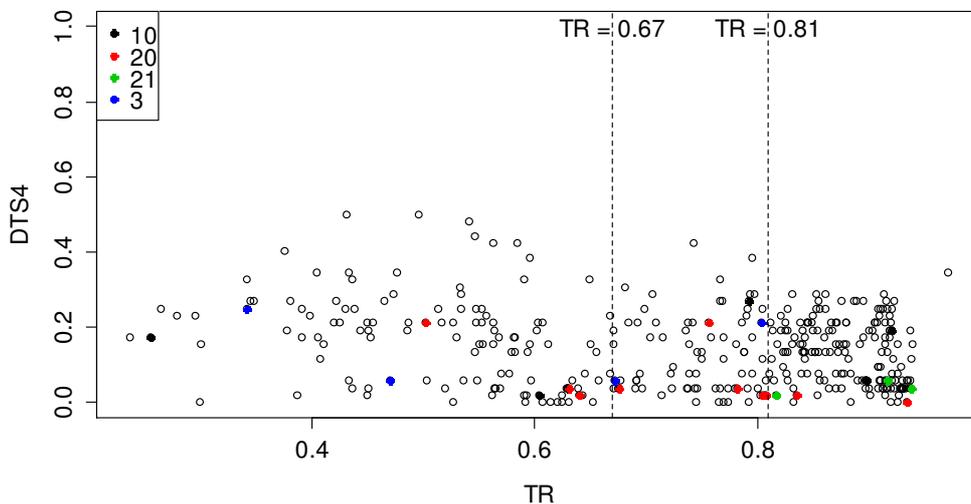


Figure 70 : Valeur de TR et DTS4 pour les plans d'eau étudiés. En couleur on signale la classification donnée par les questionnaires. Codification : 10 = monomictique chaud, 20 = polymictique chaud discontinu, 21 = polymictique chaud continu, 3 = dimictique.

La Figure 72 montre la classification des plans d'eau à partir des simulations et les limites calées Figure 69. Il est possible d'y observer que la condition Dice > 0 est approximativement équivalente à la condition $DTS4 > 0,2$. Seulement 12 des plans d'eau du Tableau 19 ont des classifications « modélisées » cohérentes avec les réponses du questionnaire. Plusieurs raisons pourraient expliquer cela :

- la manque de vraisemblance entre les observations et les résultats des simulations des périodes d'englacement : il pourrait y avoir des erreurs dans la simulation en hiver, mais cela est difficile à confirmer parce qu'il y a peu de données mesurées en hiver ;
- la non représentativité de l'année 2013 : l'année particulière de 2013 n'est peut-être pas représentative des conditions thermiques moyennes ;
- les réponses au questionnaire peuvent être erronées ;
- et la difficulté à distinguer les plans d'eau polymictiques continus des plans d'eau polymictiques discontinus : ceci est liée à la difficulté du modèle à bien simuler la

stratification des plans d'eau, problème aussi partagé par le modèle FLake. Les modèles utilisés sont donc trop simples et ne décrivent assez bien la stratification et la température de l'hypolimnion.

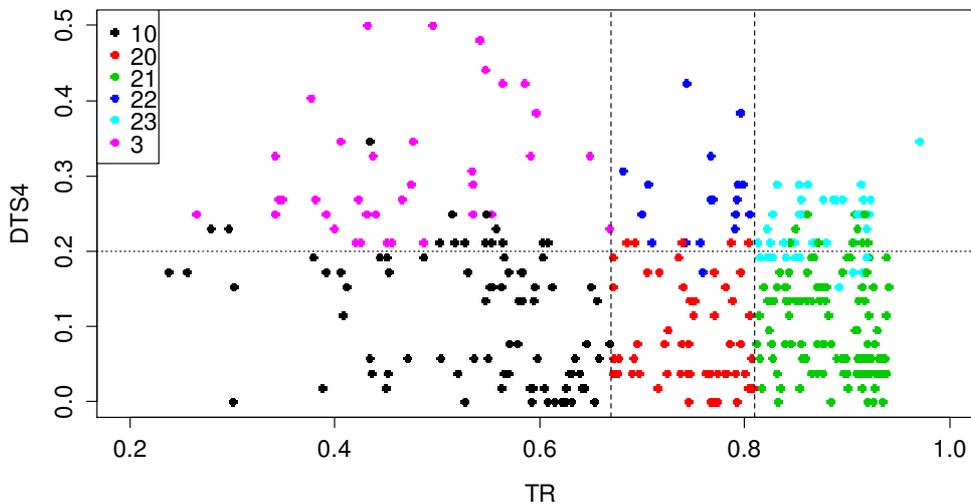


Figure 71 : Valeur de TR et DTS4 pour les plans d'eau étudiés. Les couleurs signalent la classification donnée par les simulations en accord avec les limites de la Figure 69. Codification : 10 = monomictique chaud, 20 = polymictique chaud discontinu, 21 = polymictique chaud continu, 22 = polymictique froid discontinu, 23 = polymictique froid continu, 3 = dimictique.

5.1. Application : identification des plans d'eau à risque

Définition de vulnérabilité thermodynamique

La vulnérabilité est définie comme : « la propension ou la prédisposition à être affecté négativement. La vulnérabilité comprend une diversité de concepts et d'éléments incluant la sensibilité ou la susceptibilité au dommage et une absence de capacité à réagir et à s'adapter » (Oppenheimer et al., 2014).

Comment définit-on le concept de vulnérabilité thermodynamique ? Quels sont les critères potentiellement utilisables ?

- lacs susceptibles de changer de type de comportement thermodynamique à cause des changements climatiques ;
- lacs susceptibles de dépasser un ou plusieurs seuils particuliers de température – en fonction des biocénoses qui y vivent ;
- lacs susceptibles de changer de type de comportement thermodynamique à cause des variations des débits – pas prises en considération ici ;
- lacs susceptibles de changer de type de comportement thermodynamique à cause de modifications de la transparence causées par des changements de l'occupation du sol sur les berges et/ou les bassins versants, des variations des apports en nutriments, etc. – pas pris en considération ici.

Pour prendre en considération les deux derniers points il faudrait utiliser des modèles hydrodynamiques plus complexes.

La réponse du comportement hydrodynamique aux changements climatiques dépend d'une combinaison de caractéristiques climatiques et locales (O'Reilly et al., 2015; Read et al., 2014). En accord avec Kraemer et al. (2015), la stratification est surtout fonction de la morphométrie et de la température moyenne du lac :

- les lacs plus profonds ont une tendance plus forte à devenir plus stables ;
- les lacs plus chauds ont une tendance plus forte à subir un approfondissement de la thermocline.

Dans ces deux cas, il y a une augmentation du risque que le plan d'eau reste stratifié durant deux ou plusieurs années consécutives, entraînant des problèmes critiques d'anoxie dans ses parties profondes.

Avec le réchauffement climatique, la durée de la période d'englacement tend à se réduire. Par conséquent, les écosystèmes d'eau douce les plus vulnérables au changement climatique sont ceux situés à hautes latitudes et hautes altitudes (Settele et al., 2014). La disparition de la période d'englacement peut engendrer des changements tels que :

- le passage d'un comportement dimictique à un comportement monomictique chaud.
- le passage d'un comportement monomictique froid à un comportement polymictique chaud.

Il faut aussi considérer la possibilité d'une baisse de niveau à cause d'une réduction des débits, surtout dans le sud de la France. Dans ce cas, le risque est une débilitation de la stratification dans les plans d'eau pas très profonds.

Il faut noter que le modèle d'Ottosson modifié est incapable de prédire des modifications du comportement hydrodynamique en réponse au forçage météorologique, car le paramètre E de l'équation (16) est une constante.

Tendances de température de l'épilimnion

L'utilisation des données satellite pour estimer les tendances de la température de surface des plans d'eau est difficile compte tenu de l'irrégularité des données exploitables. Par conséquent, les résultats des simulations à l'échelle journalière par le modèle d'Ottosson modifié pour la période 1980-2013 ont été utilisés sur la base de la température moyenne annuelle pour chaque lac (Figure 72). Les résultats montrent des tendances en général à l'augmentation de la température de l'épilimnion dans les lacs français avec une moyenne de +0,023 °C/année. La tendance maximale est observée pour le lac de Thoux-Saint-Cricq (32, TSC32) avec une valeur de 0,057 °C/année. Ces tendances sont comparables à celles observées en divers endroits du globe (O'Reilly et al., 2015).

En hiver, la tendance moyenne est de -0,002 °C/année (Figure 72). La moitié des plans d'eau ont une tendance à l'augmentation de la température et l'autre moitié à la diminution. Les plans d'eau avec une tendance à l'augmentation de la température en hiver sont situés plutôt au nord et le long de la vallée du Rhône. À l'été la tendance majoritaire est à l'augmentation de la température, avec une moyenne de 0,034 °C/année.

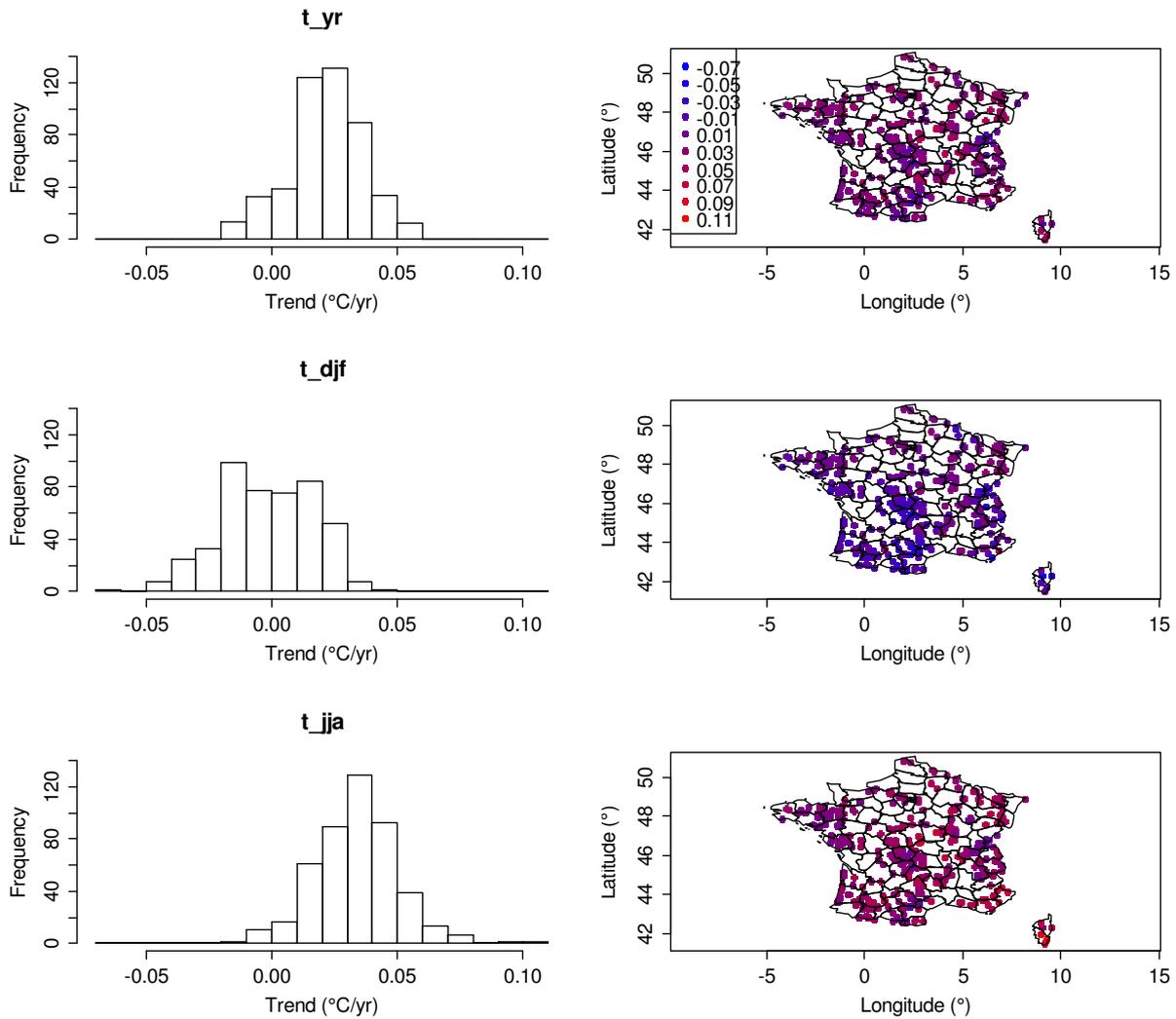


Figure 72 : Tendances de la température de l'épilimnion de lacs français dans la période 1980-2013 : température moyenne annuelle (en haut), température en hiver (au milieu), température en été (en bas).

6. Conclusions et perspectives

6.1. Conclusions

Les images satellite donnent une information raisonnablement précise de l'évolution de la température superficielle des plans d'eau français, bien qu'une tendance à une légère sous-estimation ait apparue dans l'analyse. Ces données sont d'un grand intérêt pour étudier l'évolution à long terme des plans d'eau couplées avec l'utilisation de modèles et d'autres sources de données tels que les profils ponctuels.

La simulation de la température de l'épilimnion donne de bons résultats. Par contre, la simulation de la température de l'hypolimnion est beaucoup plus compliquée. La simulation de cette température nécessite donc l'utilisation de modèles hydrodynamiques mécanistes plus complexes mais nécessitant plus de données pour bien les caler.

Le modèle avec un meilleur comportement général est le modèle d'Ottosson modifié. Le modèle de Toffolon tend à sous-estimer la température de l'eau et a des difficultés à modéliser la température des plans d'eau plus profonds. Le modèle FLake tend à sous-estimer la température de l'eau en hiver et il ne prédit correctement la profondeur de la thermocline.

Malgré la simplicité du modèle d'Ottosson modifié, il permet d'obtenir des pistes sur le comportement hydrodynamique général des plans d'eau en fonction de ses caractéristiques morphologiques et de sa géolocalisation. La température moyenne de l'épilimnion dépend principalement de la localisation du plan d'eau (latitude et altitude), tandis que sa réponse aux conditions atmosphériques dépend de sa morphométrie (surface, volume et profondeur). La dynamique de stratification semble dépendre de beaucoup de facteurs, principalement de la profondeur et la température de l'épilimnion, mais aussi du vent ou la profondeur du disque de Secchi.

Les simulations du modèle d'Ottosson modifié pour la période 1980-2013 montrent une tendance générale à l'augmentation de la température des plans d'eau français de 0,02 °C/année en moyenne. Les augmentations de température sont plus importantes pendant l'été que pendant l'hiver.

6.2. Perspectives

Parmi les résultats de ce projet, il y a la création d'une base de données de températures de l'eau de plans d'eau en France métropolitaine et la création d'un outil opérationnel pour simuler la température de l'eau. La base de données de température des plans d'eau est d'une grande valeur pour les études de l'hydrodynamique des plans d'eau et des effets des changements climatiques. Il faudrait considérer la possibilité de publier ces données et d'en donner accès aux gestionnaires et aux chercheurs intéressés. Par rapport à l'outil opérationnel de simulation de la température du plan d'eau, il est à ce moment accessible et utilisable par les agents Onema ou scientifiques intéressés. L'outil bénéficierait d'ailleurs d'un dialogue avec les utilisateurs potentiels pour son optimisation et l'amélioration de ses fonctionnalités.

Les résultats des simulations des modèles dépendent directement des données de forçage et configuration. Et il faudrait analyser la sensibilité des modèles à ces données :

- Il serait intéressant de comparer les résultats de simulations en utilisant des données mesurées à des stations météorologiques ou des données issues par des réanalyses tels que ceux de SAFRAN, AROME, Aladin ou ECMWF.
- Dans les simulations présentées dans ces rapports, des valeurs de volume, surface et profondeur constantes ont été utilisées. Or ces variables varient fortement dans les plans d'eau marnant ce qui explique un part des difficultés des modèles à reproduire les observations.
- Il serait intéressant de tester l'applicabilité des modèles à d'autres régions du monde, y comprises les régions françaises non métropolitaines.

Aussi, le bon calage des modèles dépend de la qualité et de l'abondance des données. Or, les profils des suivis DCE ou les images satellites présentent le problème de la rareté des

mesures pendant l'hiver. Par conséquent il est difficile d'évaluer la performance des modèles pendant cette période de l'année. Ainsi il serait d'intérêt d'élargir la disponibilité de mesures pendant cette période de l'année à travers l'amplification du réseau de suivi en continu ou avec la mesure de profils en hiver.

À partir des travaux accomplis pendant 2015, on a identifié plusieurs améliorations possibles aux modèles utilisés:

- Incorporation de l'échange de chaleur entre l'eau et les sédiments pour les lacs moins profonds. La modèle FLake permet de calculer cette composante du bilan thermique, mais il faudrait modifier les fichiers source ou utiliser un pas de temps plus longs pour éviter les erreurs quand le gradient thermique du sédiment est trop petit (section 4.3). Pour les autres deux modèles, on pourrait incorporer l'effet de l'échange de chaleur avec le sédiment à partir d'un modèle simple en fonction de la température de l'hypolimnion suivant Prats et al. (2011).
- Utilisation de valeurs variables des coefficients (α , B) qui modulent la réponse du plan d'eau aux conditions atmosphériques du modèle d'Ottosson modifié. Pour faire cette modification on peut s'inspirer du coefficient δ du modèle de Toffolon, qui fait varier la réponse de la température de l'épilimnion à la température de l'air en fonction de la profondeur de la couche de mélange.
- Amélioration du rang d'application du modèle d'Ottosson avec l'incorporation de données de petits plans d'eau. Parmi les plans d'eau étudiés, on a vu le cas d'un petit plan d'eau, La Grande Mare, qui est hors le rang d'application du modèle d'Ottosson.
- Amélioration de l'algorithme de mélange du modèle d'Ottosson modifié. Actuellement l'algorithme de mélange de ce modèle assigne la température de l'épilimnion à tout le plan d'eau quand le mélange s'avère, ce qui n'est pas physiquement réaliste. Une façon plus correcte physiquement serait d'assigner au plan d'eau la moyenne des températures de l'épilimnion et l'hypolimnion pondérées par le volume de chaque couche. Pour ça il faudrait d'abord trouver une paramétrisation de la profondeur de la couche de mélange.
- Incorporation d'un module de simulation de la température de l'hypolimnion au modèle de Toffolon. La performance du modèle de Toffolon est assez bonne, mais son utilité dans l'étude de l'hydrodynamique des lacs est limitée par l'absence d'un module de température de l'hypolimnion. Aussi, une des variables du modèle est la température de l'hypolimnion, qui est considérée constante. L'incorporation d'un module pour simuler la température de l'hypolimnion, peut être basée au modèle d'Ottosson, et incrémenterait l'utilité du modèle et peut-être en améliorerait la performance.

Plus généralement, pour obtenir une meilleure simulation de la température des plans d'eau, la solution plus appropriée serait l'utilisation de modèles hydrodynamiques plus complexes. Quelques exemples de ce type de modèle sont DYRESM, EOLE ou GLM. Par contre, ce type de modèles nécessite de grandes quantités de données et des ressources de calcul plus importantes. Néanmoins, le projet semble réalisable d'après l'expérience de Read et al. (2014), qui ont appliqué le modèle GLM pour simuler la température de 2368 lacs des États Unis pour la période 1979-2011 avec une simulation correcte de la température de surface (RMSE = 1,74 °C) et de la présence/absence de stratification (81,1% d'accord avec les mesures).

7. Appendice

7.1. Validation de FLake

Tableau 20 : Indicateurs de performance du modèle FLake sur la prédiction de la température de l'épilimnion par rapport aux données satellite pour le cinq lacs du réseau de suivi en continue.

Code de lac	ME	r	MAE	RMSE
AUL13	-0,71	0,9789	1,47	1,84
BIM13	-0,63	0,9632	1,88	2,31
LPC38	-1,50	0,9072	2,54	3,64
PAV63	-2,07	0,7160	3,07	3,77
SCR04	-1,00	0,8743	2,44	3,06

Tableau 21 : Indicateurs de performance du modèle FLake sur la prédiction de la température de l'épilimnion par rapport aux profils du suivi DCE pour le cinq lacs du réseau de suivi en continue.

Code de lac	ME	r	MAE	RMSE
AUL13	-0,80	0,9771	1,62	1,69
BIM13	-0,05	0,9893	1,62	1,63
LPC38	-2,59	0,9923	2,59	3,14
PAV63	-3,24	0,8766	3,24	4,21
SCR04	-0,82	0,9221	1,46	1,78

Tableau 22 : Indicateurs de performance du modèle FLake sur la prédiction de la température de l'épilimnion par rapport aux données mesurées en continu pour le cinq lacs du réseau de suivi en continue.

Code de lac	ME	r	MAE	RMSE
AUL13	-1,59	0,9867	1,78	2,36
BIM13	-0,31	0,9933	1,71	1,97
LPC38	-1,67	0,9939	1,71	2,00
PAV63	-0,19	0,8959	2,23	2,47
SCR04	-1,00	0,9741	1,09	1,51

Tableau 23 : Indicateurs de performance du modèle FLake sur la prédiction de la température de l'hypolimnion par rapport aux profiles du suivi DCE pour le cinq lacs du réseau de suivi en continue.

Code de lac	ME	r	MAE	RMSE
AUL13	-0,33	0,9959	1,14	1,32
BIM13	1,37	0,9836	2,11	2,57
LPC38	-0,05	0,9370	2,21	3,03
PAV63	2,60	0,6475	2,87	3,51
SCR04	1,51	0,4005	2,13	2,56

Tableau 24 : Indicateurs de performance du modèle FLake sur la prédiction de la température de l'hypolimnion par rapport aux données mesurées en continu pour le cinq lacs du réseau de suivi en continue.

Code de lac	ME	r	MAE	RMSE
AUL13	-0,33	0,9959	1,14	1,32
BIM13	1,61	0,9801	2,35	2,78
LPC38	-0,01	0,9383	2,18	2,96
PAV63	1,20	0,6464	1,50	1,80
SCR04	-0,19	0,4361	1,44	1,67

7.2. Validation du modèle d'Ottosson modifié

Tableau 25 : Indicateurs de performance du modèle d'Ottosson modifié sur la prédiction de la température de l'épilimnion par rapport aux données satellite pour le cinq lacs du réseau de suivi en continue.

Code de lac	ME	r	MAE	RMSE
AUL13	0,31	0,9680	1,45	1,82
BIM13	-0,70	0,9615	1,55	2,04
LPC38	0,42	0,9460	1,51	1,95
PAV63	-0,27	0,9390	1,30	1,64
SCR04	-0,96	0,9591	1,58	2,03

Tableau 26 : Indicateurs de performance du modèle d'Ottosson modifié sur la prédiction de la température de l'épilimnion par rapport aux profils du suivi DCE pour le cinq lacs du réseau de suivi en continue.

Code de lac	ME	r	MAE	RMSE
AUL13	-0,28	0,9079	1,28	1,82
BIM13	0,47	0,9655	1,51	1,73
LPC38	-0,34	0,9631	1,50	1,72
PAV63	0,75	0,9668	1,61	1,96
SCR04	-0,01	0,9698	0,75	1,05

Tableau 27 : Indicateurs de performance du modèle d'Ottosson modifié sur la prédiction de la température de l'épilimnion par rapport aux données mesurées en continu pour le cinq lacs du réseau de suivi en continue.

Code de lac	ME	r	MAE	RMSE
AUL13	-0,04	0,9853	0,98	1,22
BIM13	-0,25	0,9641	1,26	1,88
LPC38	-0,10	0,9761	1,31	1,54
PAV63	1,00	0,9462	1,47	1,92
SCR04	-1,15	0,9496	1,65	2,28

Tableau 28 : Indicateurs de performance du modèle d'Ottosson modifié sur la prédiction de la température de l'hypolimnion par rapport aux profiles du suivi DCE pour le cinq lacs du réseau de suivi en continue.

Code de lac	ME	r	MAE	RMSE
AUL13	-3,95	0,8958	3,95 ^o	4,31
BIM13	-1,30	0,8882	1,69	2,51
LPC38	-2,68	0,8590	3,17	3,93
PAV63	0,68	0,6380	0,70	0,82
SCR04	-0,67	0,3197	1,82	2,29

Tableau 29 : Indicateurs de performance du modèle d'Ottosson modifié sur la prédiction de la température de l'hypolimnion par rapport aux données mesurées en continu pour le cinq lacs du réseau de suivi en continue.

Code de lac	ME	r	MAE	RMSE
AUL13	-2,89	0,9766	2,92	3,20
BIM13	-3,74	0,9160	3,74	4,09
LPC38	-2,65	0,9650	3,32	3,90
PAV63	0,36	0,8034	0,46	0,57
SCR04	-1,56	0,6132	2,13	2,75

7.3. Validation du modèle de Toffolon

Tableau 30 : Indicateurs de performance du modèle de Toffolon sur la prédiction de la température de l'épilimnion par rapport aux données satellite pour le cinq lacs du réseau de suivi en continue.

Code de lac	ME	r	MAE	RMSE
AUL13	1,48	0,9459	2,23	2,72
BIM13	-2,86	0,9653	2,93	3,32
LPC38	-3,72	0,9171	3,79	4,37
PAV63	-3,59	0,8037	3,74	4,42
SCR04	-3,52	0,9330	3,56	4,12

Tableau 31 : Indicateurs de performance du modèle de Toffolon sur la prédiction de la température de l'épilimnion par rapport aux profiles du suivi DCE pour le cinq lacs du réseau de suivi en continue.

Code de lac	ME	r	MAE	RMSE
AUL13	-0,22	0,8866	1,81	2,29
BIM13	-2,67	0,9936	2,67	2,85
LPC38	-4,63	0,9874	4,63	4,73
PAV63	-3,54	0,9507	3,54	3,96
SCR04	-3,18	0,9825	3,18	3,29

Tableau 32 : Indicateurs de performance du modèle de Toffolon sur la prédiction de la température de l'épilimnion par rapport aux données mesurées en continu pour le cinq lacs du réseau de suivi en continue.

Code de lac	ME	r	MAE	RMSE
AUL13	0.88	0,9828	1,24	1,53
BIM13	-2,76	0,9879	2,76	2,95
LPC38	-3,65	0,9801	3,65	3,99
PAV63	-1,25	0,9467	1,96	2,49
SCR04	-3,81	0,9912	3,81	3,86

Bibliographie

- Ambrosetti, W. et Barbanti, L. (1999). Deep water warming in lakes: an indicator of climatic change. *1999*, 58(1), 9. doi: 10.4081/jlimnol.1999.1
- Bernhardt, J., Engelhardt, C., Kirillin, G. et Matschullat, J. (2012). Lake ice phenology in Berlin-Brandenburg from 1947-2007: observations and model hindcasts. *Climatic Change*, 112(3), 791-817.
- Bonan, G. (2002). *Ecological Climatology. Concepts and Applications*. Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Bouchez, C. (2010). *Modélisation des températures de surface et de fond des plans d'eau*. Stage de Master 2.
- Byrd, R. H., Lu, P., Nocedal, J. et Zhu, C. (1995). A Limited Memory Algorithm for Bound Constrained Optimization. *SIAM Journal on Scientific Computing*, 16(5), 1190-1208. doi: doi:10.1137/0916069
- Center, C., Feichtinger, H. G. et Herrmann, M. (1991, 27-30 Mar 1991). *Iterative algorithms in irregular sampling: a first comparison of methods*. Communication présentée Computers and Communications, 1991. Conference Proceedings., Tenth Annual International Phoenix Conference on. doi: 10.1109/PCCC.1991.113853
- Crosman, E. T. et Horel, J. D. (2009). MODIS-derived surface temperature of the Great Salt Lake. *Remote Sensing of Environment*, 113(1), 73-81. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2008.08.013>
- Danis, P.-A., von Grafenstein, U., Masson-Delmotte, V., Planton, S., Gerdeaux, D. et Moisselin, J. M. (2004). Vulnerability of two European lakes in response to future climatic changes. *Geophysical Research Letters*, 31(21), L21507. doi: 10.1029/2004gl020833
- Dörnhöfer, K. et Oppelt, N. (2016). Remote sensing for lake research and monitoring – Recent advances. *Ecological Indicators*, 64, 105-122. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.ecolind.2015.12.009>
- ESA. (2003). Banding (01^e éd., p. 7). on line: ESA.
- Fang, X. et Stefan, H. G. (2009). Simulations of climate effects on water temperature, dissolved oxygen, and ice and snow covers in lakes of the contiguous United States under past and future climate scenarios. *Limnology and Oceanography*, 54(6), 2359-2370. doi: 10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2359
- Gal, G., Imberger, J., Zohary, T., Antenucci, J., Anis, A. et Rosenberg, T. (2003). Simulating the thermal dynamics of Lake Kinneret. *Ecological Modelling*, 162(1-2), 69-86. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0304-3800\(02\)00380-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0304-3800(02)00380-0)
- Goward, S. N., Masek, J. G., Williams, D. L., Irons, J. R. et Thompson, R. J. (2001). The Landsat 7 mission: Terrestrial research and applications for the 21st century. *Remote Sensing of Environment*, 78(1-2), 3-12. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257\(01\)00262-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257(01)00262-0)
- Håkanson, L. (1996). A new, simple, general technique to predict seasonal variability of river discharge and lake temperature for lake ecosystem models. *Ecological Modelling*, 88(1-3), 157-181. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0304-3800\(95\)00083-6](http://dx.doi.org/10.1016/0304-3800(95)00083-6)
- Håkanson, L. et Boulion, V. V. (2001). A practical approach to predict the duration of the growing season for European lakes. *Ecological Modelling*, 140(3), 235-245. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0304-3800\(01\)00319-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0304-3800(01)00319-2)
- Han, B.-P., Armengol, J., Garcia, J. C., Comerma, M., Roura, M., Dolz, J. et Straskraba, M. (2000). The thermal structure of Sau Reservoir (NE: Spain): a simulation approach.

- Ecological Modelling*, 125(2–3), 109-122. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0304-3800\(99\)00176-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0304-3800(99)00176-3)
- Handcock, R. N., Gillespie, A. R., Cherkauer, K. A., Kay, J. E., Burges, S. J. et Kampf, S. K. (2006). Accuracy and uncertainty of thermal-infrared remote sensing of stream temperatures at multiple spatial scales. *Remote Sensing of Environment*, 100(4), 427-440. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2005.07.007>
- Heiskanen, J. J., Mammarella, I., Ojala, A., Stepanenko, V., Erkkilä, K.-M., Miettinen, H., . . . Nordbo, A. (2015). Effects of water clarity on lake stratification and lake-atmosphere heat exchange. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(15), 7412-7428. doi: 10.1002/2014JD022938
- Henderson-Sellers, B. (1988). Sensitivity of thermal stratification models to changing boundary conditions. *Applied Mathematical Modelling*, 12(1), 31-43. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0307-904X\(88\)90021-2](http://dx.doi.org/10.1016/0307-904X(88)90021-2)
- Hetherington, A. L., Schneider, R. L., Rudstam, L. G., Gal, G., DeGaetano, A. T. et Walter, M. T. (2015). Modeling climate change impacts on the thermal dynamics of polymictic Oneida Lake, New York, United States. *Ecological Modelling*, 300(0), 1-11. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2014.12.018>
- IAEA. (2000). Modelling of the transfer of radiocaesium from deposition to lake ecosystems. Vienna, Austria: International Atomic Energy Agency.
- Imberger, J. (1985). The diurnal mixed layer. *Limnology and Oceanography*, 30(4), 737-770.
- Jiménez-Muñoz, J. C., Cristóbal, J., Sobrino, J. A., Sòria, G., Ninyerola, M. et Pons, X. (2009). Revision of the single-channel algorithm for land surface temperature retrieval from Landsat thermal-infrared data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(1), 339-349.
- Kettle, H., Thompson, R., Anderson, N. J. et Livingstone, D. M. (2004). Empirical modeling of summer lake surface temperatures in southwest Greenland. *Limnology and Oceanography*, 49(1), 271-282. doi: 10.4319/lo.2004.49.1.0271
- Kraemer, B. M., Anneville, O., Chandra, S., Dix, M., Kuusisto, E., Livingstone, D. M., . . . McIntyre, P. B. (2015). Morphometry and average temperature affect lake stratification responses to climate change. *Geophysical Research Letters*, 42(12), 4981-4988. doi: 10.1002/2015GL064097
- Lewis Jr, W. M. (1983). A Revised Classification of Lakes Based on Mixing. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 40(10), 1779-1787. doi: 10.1139/f83-207
- Likens, G. E. et Johnson, N. M. (1969). Measurement and analysis of the annual heat budget for the sediments in two Wisconsin lakes. *Limnology and Oceanography*, 14(1), 115-135. doi: 10.4319/lo.1969.14.1.0115
- Livingstone, D. M. (2003). Impact of Secular Climate Change on the Thermal Structure of a Large Temperate Central European Lake. *Climatic Change*, 57(1-2), 205-225. doi: 10.1023/A:1022119503144
- Livingstone, D. M. (2008). A change of climate provokes a change of paradigm: Taking leave of two tacit assumptions about physical lake forcing. *International Review of Hydrobiology*, 93(4-5), 404-414.
- Livingstone, D. M. et Adrian, R. (2009). Modeling the duration of intermittent ice cover on a lake for climate-change studies. *Limnology and Oceanography*, 54(5), 1709-1722.
- Ma, S., Kassinos, S. C., Fatta Kassinos, D. et Akylas, E. (2008). Effects of selective water withdrawal schemes on thermal stratification in Kouris Dam in Cyprus. *Lakes &*

- Reservoirs: Research & Management*, 13(1), 51-61. doi: 10.1111/j.1440-1770.2007.00353.x
- Masuda, K., Takashima, T. et Takayama, Y. (1988). Emissivity of pure and sea waters for the model sea surface in the infrared window regions. *Remote Sensing of Environment*, 24(2), 313-329. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257\(88\)90032-6](http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257(88)90032-6)
- Mironov, D., Heise, E., Kourzeneva, E., Ritter, B., Schneider, N. et Terzhevik, A. (2010). Implementation of the lake parameterisation scheme FLake into the numerical weather prediction model COSMO. *Boreal Environment Research*, 15(2), 218-230.
- Mironov, D. V. (2008). Parameterization of Lakes in Numerical Weather Prediction. Description of a Lake Model. Dans M. Milelli (dir.), *COSMO Technical Reports*. Offenbach am Main.
- Moreno-Ostos, E., Marce, R., Ordonez, J., Dolz Ripolles, J. et Armengol, J. (2008). Hydraulic management drives heat budgets and temperature trends in a Mediterranean reservoir. *International Review of Hydrobiology*, 93, 131-147.
- NASA (2011). *Landsat 7 Science Data Users Handbook*. Repéré à <http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/>
- O'Reilly, C. M., Sharma, S., Gray, D. K., Hampton, S. E., Read, J. S., Rowley, R. J., . . . Zhang, G. (2015). Rapid and highly variable warming of lake surface waters around the globe. *Geophysical Research Letters*, n/a-n/a. doi: 10.1002/2015GL066235
- Oppenheimer, M., Campos, M., Warren, R., Birkmann, J., JLuber, G., O'Neil, B. et Takahashi, K. (2014). Emergent risks and key vulnerabilities. Dans C. B. Field, V. R. Barros, D. J. Dokken, K. J. Mach, M. D. Mastrandrea, T. E. Bilir, M. Chatterjee, K. L. Ebi, Y. O. Estrada, R. C. Genova, B. Girma, E. S. Kissel, A. N. Levy, S. MacCracken, P. R. Mastrandrea & L. L. White (dir.), *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (p. 1039-1099). Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Ottosson, F. et Abrahamsson, O. (1998). Presentation and analysis of a model simulating epilimnetic and hypolimnetic temperatures in lakes. *Ecological Modelling*, 110(3), 233-253. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0304-3800\(98\)00067-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0304-3800(98)00067-2)
- Perroud, M., Goyette, S., Martynov, A., Beniston, M. et Anneville, O. (2009). Simulation of multiannual thermal profiles in deep Lake Geneva: A comparison of one-dimensional lake models. *Limnology and Oceanography*, 54(5), 1574-1594.
- Piccolroaz, S., Toffolon, M. et Majone, B. (2013). A simple lumped model to convert air temperature into surface water temperature in lakes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17, 3323-3338.
- Pompilio, L., Ambrosetti, W. et Barbanti, L. (1996). Morphometry and thermal stratification in Italian lakes. 1. Predictive models. *Memorie dell'Istituto Italiano di Idrobiologia*, 54, 1-29.
- Prats, J., Ramos, A., Armengol, J. et Dolz, J. (2011). Comparison of Models for Calculation of Diel Sediment-Water Heat Flux from Water Temperatures. *Journal of Hydraulic Engineering*, 137(10), 1135-1147. doi: 10.1061/(asce)hy.1943-7900.0000434
- Prats, J., Val, R., Armengol, J. et Dolz, J. (2007). A methodological approach to the reconstruction of the 1949-2000 water temperature series in the Ebro River at Escatrón. *Limnetica*, 26(2), 293-306.
- Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., . . . Morel, S. (2008). Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables: Validation of the

- SAFRAN Analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1), 92-107. doi: 10.1175/2007jamc1636.1
- Read, J. S., Winslow, L. A., Hansen, G. J. A., Van Den Hoek, J., Hanson, P. C., Bruce, L. C. et Markfort, C. D. (2014). Simulating 2368 temperate lakes reveals weak coherence in stratification phenology. *Ecological Modelling*, 291, 142-150. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2014.07.029>
- Rebiere, D. et Danis, P. A. (2015). Réseau de suivi pérenne de la température des plans d'eau à l'échelle nationale (p. 42). Aix-en-Provence: Pôle Onema-Irstea "Hydroécologie des Plans d'eau".
- Rebière, D., Danis, P. A., Daufresne, M., Peroux, T. et Baudoin, J. M. (2013). Mise en place d'un réseau de suivi thermique lacustre à l'échelle nationale :Phase de test (p. 65).
- Rondel, C., Danis, P.-A. et Daufresne, M. (2012). Typologie thermo-mictique. Application à une classification des lacs français (p. 62). Aix-en-Provence: Irstea - Pôle d'études et recherches ONEMA-Irstea Hydro-écologie des Plans d'Eau.
- Rondel, C., Daufresne, M. et Danis, P.-A. (2011). Réflexion sur la mise en place d'un réseau de mesure thermique en plans d'eau. *Convention Onema/Cemagref*, 45.
- Schindler, D. W. (1997). Widespread effects of climatic warming on freshwater ecosystems in North America. *Hydrological Processes*, 11(8), 1043-1067. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(19970630)11:8<1043::AID-HYP517>3.0.CO;2-5
- Schneider, P. et Hook, S. J. (2010). Space observations of inland water bodies show rapid surface warming since 1985. *Geophysical Research Letters*, 37(22), n/a-n/a. doi: 10.1029/2010GL045059
- Sellers, W. D. (1965). *Physical Climatology*. Chicago: The University of Chicago Press.
- Settele, J., Scholes, R., Betts, R., Bunn, S., Leadly, P., Nepstad, D., . . . Taboada, M. A. (2014). Terrestrial and inland water systems. Dans C. B. Field, V. R. Barros, D. J. Dokken, K. J. Mach, M. D. Mastrandrea, T. E. Bilir, M. Chatterjee, K. L. Elbi, Y. O. Estrada, R. C. Genova, B. Girma, E. S. Kissel, A. N. Levy, S. MacCracken, P. R. Mastrandrea & L. L. White (dir.), *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (p. 271-359). Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- Simon, R. N., Tormos, T. et Danis, P.-A. (2014). Retrieving water surface temperature from archive LANDSAT thermal infrared data: Application of the mono-channel atmospheric correction algorithm over two freshwater reservoirs. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 30(0), 247-250. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2014.01.005>
- Smith, N. P. (2002). Observations and Simulations of Water-Sediment Heat Exchange in a Shallow Coastal Lagoon. *Estuaries*, 25(3), 483-487.
- Stepanenko, V., Jöhnk, K. D., Machulskaya, E., Perroud, M., Subin, Z., Nordbo, A., . . . Mironov, D. (2014). Simulation of surface energy fluxes and stratification of a small boreal lake by a set of one-dimensional models. *Tellus A*, 66(21389), 1-18.
- Stepanenko, V. M., Goyette, S., Martynov, A., Perroud, M., Fang, X. et Mironov, D. (2010). First steps of a Lake Model intercomparison project: LakeMIP. *Boreal Environment Research*, 15(2), 191-202.
- Stepanenko, V. M., Martynov, A., Jöhnk, K. D., Subin, Z. M., Perroud, M., Fang, X., . . . Goyette, S. (2013). A one-dimensional model intercomparison study of thermal

- regime of a shallow, turbid midlatitude lake. *Geoscientific Model Development*, 6(4), 1337-1352. doi: 10.5194/gmd-6-1337-2013
- Teillet, P. M., Helder, D. L., Ruggles, T. A., Landry, R., Ahern, F. J., Higgs, N. J., . . . Palluconi, F. D. (2004). A definitive calibration record for the Landsat-5 thematic mapper anchored to the Landsat-7 radiometric scale. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 30(4), 631-643. doi: 10.5589/m04-022
- Toffolon, M., Piccolroaz, S., Majone, B., Soja, A.-M., Peeters, F., Schmid, M. et Wüest, A. (2014). Prediction of surface temperature in lakes with different morphology using air temperature. *Limnology and Oceanography*, 59(6), 2185-2202. doi: 10.4319/lo.2014.59.6.2185
- Torgersen, C. E., Faux, R. N., McIntosh, B. A., Poage, N. J. et Norton, D. J. (2001). Airborne thermal remote sensing for water temperature assessment in rivers and streams. *Remote Sensing of Environment*, 76(3), 386-398. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257\(01\)00186-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257(01)00186-9)
- Touchart, L. (2002). *Limnologie physique et dynamique*. Paris: L'Harmattan.
- Tsay, T.-K., Ruggaber, G. J., Effler, S. W. et Driscoll, C. T. (1992). Thermal Stratification Modeling of Lakes with Sediment Heat Flux. *Journal of Hydraulic Engineering*, 118(3), 407-419. doi: doi:10.1061/(ASCE)0733-9429(1992)118:3(407)
- Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M. et Soubeyrou, J.-M. (2010). A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology*, 30(11), 1627-1644. doi: 10.1002/joc.2003
- Waterloo, M. J. et Delsman, J. (2014) Library of functions for meteorology. (Version 1.0). Repéré à <http://python.hydrology-amsterdam.nl/moduledoc/modules/meteolib.html>
- Weinberger, S. et Vetter, M. (2012). Using the hydrodynamic model DYRESM based on results of a regional climate model to estimate water temperature changes at Lake Ammersee. *Ecological Modelling*, 244, 38-48. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2012.06.016>
- Werther, T. A first guided tour on the irregular sampling problem. Repéré le 25 September 2015 2015 à <https://www.math.ucdavis.edu/~strohmer/research/sampling/irsampl.html>
- Winslow, L., Read, J., Woolway, R., Brentrup, J. et Zwart, J. (2013). Package for the analysis of lake physics (p. 17). on line.



Onema
Hall C – Le Nadar
5 square Félix Nadar
94300 Vincennes
01 45 14 36 00
www.onema.fr



Irstea
Parc de Tourvoie
BP 44
92163 Antony cedex
01 40 96 61 21
www.irstea.fr