

# Effets de la ripisylve sur l'échauffement thermique des cours d'eau : de l'évaluation par télédétection à l'extrapolation à l'échelle régionale (plaine de la Bresse)



Baptiste Marteau<sup>1</sup>, Hervé Piégay<sup>1</sup>, André Chandesris<sup>2</sup>, Flavie Cernesson<sup>3</sup>,  
Kristell Michel<sup>1</sup>, Jérémy Piffady<sup>2</sup>, Lise Vaudor<sup>1</sup>.

<sup>1</sup>CNRS - UMR 5600 EVS, ENS de Lyon.

<sup>2</sup>RiverLy, IRSTEA, Lyon.

<sup>3</sup>UMR TETIS, AgroParisTech Montpellier.



## Avant-propos

Ce rapport synthétise les résultats d'un projet de caractérisation thermique des cours d'eau de la plaine de la Saône à partir d'un vecteur aérien. L'étude a été conduite dans le cadre d'un partenariat entre les laboratoires EVS, AgroParisTech Montpellier et IRSTEA au cours de l'année 2018-2019. Ce projet a été financé par l'Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse via l'accord cadre existant entre Agence de l'Eau et la Zone Atelier Bassin du Rhône (ZABR).

Ce travail a été réalisé au sein de l'EUR H<sub>2</sub>O'Lyon (ANR-17-EURE-0018) de l'Université de Lyon (UdL), dans le cadre du programme "Investissements d'Avenir" géré par l'Agence Nationale de la Recherche (ANR). / This work was performed within the framework of the EUR H<sub>2</sub>O'Lyon (ANR-17-EURE-0018) of Université de Lyon (UdL), within the program "Investissements d'Avenir" operated by the French National Research Agency (ANR).

## Sommaire

Avant-propos.....	1
Sommaire.....	2
Résumé.....	4
1. Introduction.....	6
2. Objectifs du projet.....	8
3. Mesures de la température de surface par imagerie IRT aéroportée.....	8
3.1. Sélection des sites d'études et contexte géographique.....	8
3.2. Collecte des données.....	11
3.2.1. Acquisition des images aériennes.....	11
3.2.2. Enregistrement de la température in situ.....	12
3.3. Traitement des données.....	13
3.3.1. Photos aériennes.....	13
3.3.2. Images thermiques.....	13
3.3.3. Mesures de la température cinétique.....	14
3.3.4. Correction des orthothermogrammes.....	15
3.4. Analyses.....	15
3.4.1. Extraction des profils en long de température et de végétation.....	15
3.4.2. Segmentation des profils en sous-tronçons.....	17
3.4.3. Quantification de l'échauffement à l'échelle du sous-tronçon.....	18
3.5. Contexte météorologique et hydrologique des relevés.....	19
3.5.1. Contexte météorologique.....	19
3.5.2. Contexte hydrologique.....	20
3.6. Statistiques des modèles issus de la photogrammétrie.....	23
3.7. Classification des images.....	23
3.8. Relation entre la température cinétique et la température radiante.....	24
3.9. Facteurs de contrôle de la température estivale des cours d'eau de Bresse.....	25
3.9.1. Présence d'un gradient de température amont-aval.....	25
3.9.2. Existe-t-il des corrélations entre les variables explicatives ?.....	26
3.9.3. Effet de la présence/absence de ripisylve sur l'échauffement/refroidissement relatif....	28
3.9.4. Effet de la présence/absence de ripisylve sur la température normalisée et détendancée d'un tronçon homogène.....	28
3.9.5. La ripisylve permet de limiter l'échauffement de surface dans certaines conditions.....	30
3.10. L'effet marqué des obstacles à l'écoulement et le rôle de la stratification thermique.....	32
4. Modélisation thermo-hydraulique de l'échauffement à l'échelle locale.....	36
4.1. Objectifs et principes de l'exercice.....	36
4.2. Description du modèle.....	36

4.2.1. Composante hydraulique.....	37
4.2.2. Composante thermique.....	38
4.3. Test du modèle.....	40
4.4. Résultats de la modélisation.....	41
4.5. Mise en place d'un outil d'aide à la décision : illustration préliminaire.....	42
4.6. Discussion et perspectives de développement.....	44
<b>5. Extrapolation des résultats : modélisation régionale du risque à l'échauffement à l'échelle de la Bresse</b>	<b>45</b>
5.1. Principe général du modèle.....	45
5.2. Définition de la variable à modéliser.....	45
5.3. Collecte des variables environnementales.....	46
5.4. Choix du modèle statistique.....	48
5.4.1. Choix des interactions possibles.....	48
5.4.2. Modèle de régressions linéaires multiples.....	48
5.4.3. Modèle Partial Least Square (PLS).....	49
5.4.4. Generalised Additive Model (GAM).....	51
5.5. Identification des zones à risque d'échauffement estival à l'échelle régionale.....	54
5.5.1. Classification du risque à l'échauffement.....	54
5.5.2. Cartographie du risque à l'échauffement.....	54
5.5.3. Limites du modèle et améliorations possibles.....	56
<b>6. Discussion.....</b>	<b>57</b>
6.1. Applicabilité de l'IRT aéroporté sur les rivières de plaine agricole.....	57
6.2. Phénomène de stratification thermique sur ces rivières de plaine.....	58
6.3. Quels enjeux en terme de gestion ?.....	58
6.4. Autres implications des résultats de l'étude.....	60
6.5. Développements méthodologiques possibles.....	60
6.5.1. Considérations matérielles.....	60
6.5.2. Considérations logicielles et méthodologiques.....	61
<b>Remerciements.....</b>	<b>62</b>
<b>7. Liste des références.....</b>	<b>63</b>
<b>8. Annexes.....</b>	<b>68</b>

## Résumé

Le territoire français est recouvert à 60 % de zones agricoles. Les cours d'eau qui drainent ces secteurs, souvent de plaine, sont soumis à des conditions particulières de pente, de substrat et d'occupation du sol notamment. Ils sont également fortement influencés par la présence de seuils ou autres obstacles à l'écoulement qui contrôlent fortement les conditions hydrauliques de ces hydrosystèmes. Ces conditions d'écoulement altérées peuvent être associées à une ripisylve parfois peu dense voire inexistante et à des débits d'étiage très faibles en période estivale. Dans ces conditions, le régime thermique de ces rivières peut s'en retrouver fortement altéré avec des conséquences sur les espèces animales et végétales qui y vivent.

Le présent projet avait pour objectif d'étudier le comportement thermique de ces hydrosystèmes en période estivale. Pour cela, 9 rivières ont été sélectionnées au sein de la plaine de la Bresse, située dans la partie sud-est du bassin de la Saône. Des sections de 24 à 37 km de rivière ont été survolées afin d'acquérir des données de température de surface par imagerie IRT (InfraRouge Thermique). De ces images, des profils longitudinaux de température ont été tirés et étudiés dans leur contexte hydromorphologique, grâce aux informations extraites des orthophotos créées simultanément. Ainsi, il a été mis en évidence que la présence/absence de ripisylve joue un rôle primordial sur l'évolution de la température de surface au sein de tronçons « homogènes », mais que le profil général est déstructuré par la présence d'obstacles à l'écoulement. Ces seuils sont responsables de l'apparition d'une stratification thermique verticale en amont, qui génère une augmentation de la température de surface pouvant atteindre plusieurs degrés en période estivale. Cette stratification est dynamique et peut disparaître au cours de la nuit. En revanche, le mélange des eaux à l'aval immédiat d'un seuil crée un effet de 'dé-stratification' s'apparentant à une forme de « réinitialisation » ; la température de surface chute brusquement, jusqu'à 4-5°C suivant les conditions météorologiques et hydrauliques. Cette température de surface est alors plus représentative de la température moyenne de la masse d'eau que celle observée à l'amont du seuil. Tous les seuils n'ont pas le même effet sur l'évolution du profil longitudinal de température. La nature de la structure ainsi que la température moyenne de la rivière conditionnent les effets que peuvent avoir ces obstacles.

L'exploitation de ces données de température à l'échelle du tronçon de rivière a permis d'évaluer les résultats ici d'un modèle physique, incluant un compartiment hydraulique et un compartiment thermique. Bien qu'il n'ait été testé que sur une seule rivière (la Brenne), la comparaison des résultats de ce modèle et des relevés effectués par IRT révèle la difficulté de modéliser le comportement thermique des rivières aux abords des seuils. Les écarts entre le modèle et les observations sont plus élevés en amont (sous-estimation du modèle) et à l'aval immédiat des seuils (sur-estimation du modèle), démontrant que le modèle n'est pas capable à l'heure actuelle de modéliser ces phénomènes de stratification et de dé-stratification de la température autour des obstacles. Une meilleure compréhension du fonctionnement de ces phénomènes (conditions de mise en place, évolution journalière, longueur effectivement affectée) est nécessaire afin de pouvoir être intégrés dans des modèles physiques.

La troisième partie du projet visait à extrapoler les résultats des analyses IRT à une échelle supérieure. Ainsi, les connaissances acquises lors de la première phase du projet ont permis d'élaborer un modèle régional du risque d'échauffement pour la plaine de la Bresse, en s'appuyant sur des jeux de données déjà existants (occupation du sol, variables hydro-géomorphologiques, etc.) et en testant différents outils statistiques. Bien que le résultat soit perfectible, le modèle sélectionné (de type Modèle Additif Généralisé, ou GAM) propose d'intégrer les différentes variables de manière non-linéaire et offre ainsi une plus grande souplesse de modélisation. La cartographie réalisée permet ainsi d'identifier des secteurs où le risque d'échauffement

estival est potentiellement élevé. L'interprétation de cette carte, en revanche, reste limitée à l'heure actuelle puisque le modèle est encore en cours de développement.

## 1. Introduction

La température des rivières fait l'objet de recherches depuis les années 1950, d'abord de manière empirique puis rapidement à partir de modélisations physiques (Caissie, 2006; Webb et al., 2008). Les facteurs qui la contrôlent sont aujourd'hui relativement bien connus (Ward, 1985; Poole and Berman, 2001; Caissie, 2006). Les conditions atmosphériques, et notamment les radiations solaires, sont ainsi les facteurs de contrôle dominants (Ward, 1985; Webb and Zhang, 1997; Caissie, 2006). Les phénomènes de convection (i.e. échanges de chaleur avec l'air) et de conduction (i.e. échanges avec le lit de la rivière), appelés flux de chaleur *sensible*, agissent également et dépendent notamment du vent et des différentiels de température entre l'air et l'eau, et entre l'eau et les sédiments (bien que ce dernier soit souvent considéré comme négligeable, e.g. Morin and Couillard, 1990; Caissie et al., 2007; Benyahya et al., 2012). Les flux de chaleur latente, se traduisant par de l'évaporation (perte de chaleur) ou de la condensation (gain de chaleur) dépendent principalement du différentiel de température entre l'air et l'eau, du vent et de l'humidité de l'air (Morin and Couillard, 1990; Webb and Zhang, 1997). Les rayonnements émis par l'eau et par les éléments environnants (e.g. végétation, atmosphère etc.) peuvent aussi influencer la température de l'eau (Handcock et al., 2006). Enfin, les apports en eau souterraine, hyporhéique ou provenant d'affluents jouent également un rôle important (Poole and Berman, 2001; Story et al., 2003). D'autres paramètres peuvent influencer la réponse d'une masse d'eau aux conditions climatiques (et notamment aux radiations). C'est le cas de l'occupation du sol, la topographie du bassin versant et la présence de végétation en berge (Laizé and Hannah, 2010; Cao et al., 2016). Cette réponse est donc complexe et multiforme (Laizé and Hannah, 2010; Hannah and Garner, 2015) et son appréhension peut-être rendue plus difficile par les altérations anthropiques (Webb and Zhang, 1997; Nelson and Palmer, 2007; Webb et al., 2008).

La ripisylve agit de manière contrastée sur la température des cours d'eau. La végétation en berge réfléchit ou absorbe tout ou partie du rayonnement solaire, limitant la quantité d'énergie atteignant la surface de l'eau et donc le réchauffement des eaux (Moore et al., 2005). Les tronçons sans couverture forestière s'échauffent ainsi plus rapidement et plus intensément que les tronçons présentant une ripisylve bien développée (Brown and Krygier, 1970). Ce phénomène est d'autant plus accentué pendant les jours les plus chauds et les plus ensoleillés de l'année. A une échelle plus large, la suppression de la couverture végétale et l'imperméabilisation des sols peuvent augmenter la température de surface des sols, augmentant l'évapotranspiration et le ruissellement de surface, pouvant alors accentuer les pics de température de l'eau dans les petits cours d'eau lors d'orages intenses (Nelson and Palmer, 2007), bien que ce phénomène semble jouer un rôle moins important que la présence/absence de ripisylve en bord de rivière (Cao et al., 2016). A l'opposé, la couverture arborée est capable de pondérer le refroidissement des cours d'eau, en empêchant les radiations émises par la masse d'eau de s'échapper dans l'air (Story et al., 2003; Hannah et al., 2008). Elle permet également de réduire la vitesse du vent à la surface de l'eau, limitant le renouvellement de l'air à l'interface air-eau et réduisant ainsi la dissipation de l'énergie thermique par évaporation (Story et al., 2003). Enfin, certains auteurs ont montré que la présence d'une ripisylve permet de retarder l'apparition des phénomènes extrêmes (Rutherford et al., 2004; Fabris et al., 2018). De ce fait, la replantation d'arbres en berge est vue comme une stratégie permettant de limiter les effets du changement climatique et/ou des altérations amont sur la température des cours d'eau (e.g. Withrow-robinson et al., 2011; Environment Agency, 2012). En revanche, l'augmentation de l'ombrage sur les sections aval ne permet pas de remédier totalement aux conséquences des altérations amont, puisque les températures moyennes et minimales ne sont que peu affectées (Johnson, 2004).

En théorie, les rivières de petite taille, en tête de bassin versant, sont peu sujettes aux variations thermiques journalières puisque leur température est fortement dépendante des apports souterrains. Elles présentent également des températures moyennes plus faibles que les secteurs aval du fait de l'accroissement de la température le long du gradient altitudinal (Vannote et al., 1980). Les rivières les plus larges présentent des masses d'eau importantes et donc une forte inertie thermique qui atténue les variations journalières de température (Preud'homme and Stefan, 1992). Ce sont donc les cours d'eau de taille intermédiaire (ordre de Strahler autour de 4) qui présentent les amplitudes thermiques journalières les plus importantes (Caissie, 2006). Enfin, la variation annuelle de la température des rivières en France métropolitaine suit une loi sinusoïdale. La température atteint son maximum entre fin juillet et début août, et son minimum entre fin janvier et début février (Cluis, 1972; Smith, 1981). Ces variations spatiale et temporelle de la température des rivières sont importantes pour les ressources aquatiques (Vannote et al., 1980) mais elles sont souvent perturbées par les activités anthropiques telles que la déforestation et la présence d'obstacles à l'écoulement (Webb and Zhang, 1997). Certains auteurs ont également montré que la relation entre la température de l'eau et la température de l'air est plus marquée lorsque les débits sont inférieurs au débit médian interannuel (e.g. Webb et al., 2003). En effet, des débits plus faibles sont susceptibles de générer de plus nombreux pics de température (Sinokrot and Gulliver, 2000). Ainsi, les conditions atmosphériques et hydrologiques estivales des secteurs de plaine contribuent à favoriser une augmentation significative de la température de l'eau qui, étant donné l'évolution actuelle du climat, peut encore s'accroître dans les années à venir (van Vliet et al., 2013; Piccolroaz et al., 2018).

L'effet des seuils et autres ouvrages de petite taille sur les dynamiques de température des cours d'eau est assez mal connu comparativement aux effets des barrages. De manière générale, les effets des barrages sont contrastés et dépendent notamment de leurs caractéristiques physiques (taille, mode de relargage, fréquence des lâchers, etc.; e.g. Wright et al., 2008). Ces derniers peuvent générer une forte baisse de la température à l'aval immédiat de l'ouvrage mais induire une augmentation plus rapide plus à l'aval du fait des changements morphologiques du chenal qui peuvent induire une réduction des connexions avec la nappe alluviale (e.g. Marteau and Piégay, 2018). Le retour à une température « d'équilibre » est d'autant plus compliqué que la densité d'ouvrages est importante (O'Keeffe et al., 1990). Pour ce qui est des seuils, ou « ouvrages au fil de l'eau », leurs effets sur la température de l'eau de la zone hyporhéique peuvent être limités (Mueller et al., 2011) mais ils sont plus marqués pour la température de surface (Chandesris et al., 2019). Qui plus est, le nombre de ces petits ouvrages est largement sous-estimé, notamment à l'échelle de l'Europe (de Leaniz et al., 2019) et les conséquences thermiques de cette forte fragmentation des hydrosystèmes restent à éclaircir (Jones et al., 2019).

Enfin, les deux composantes –présence de seuils et densité de la ripisylve– interagissent au sein d'un même continuum fluvial. Par exemple, lorsqu'ils sont construits avec pour objectif de limiter l'érosion de berge, certains seuils ont pour effet de promouvoir le développement de végétation en berge en augmentant leur stabilité (e.g. cours d'eau méditerranéens, Ricci et al., 2019). Leurs effets sur la température, en revanche, peuvent être contradictoires ; la présence de ripisylve tendra à limiter le réchauffement de l'eau tandis que le seuil ralentira les écoulements et pourra provoquer un réchauffement, a minima localement, de l'eau de surface.

Déterminer correctement la température de l'eau nécessite d'utiliser les outils appropriés. Parmi ces outils, les sondes de température sont les plus utilisées du fait de (1) leur simplicité d'utilisation, (2) leur prix d'achat raisonnable et (3) leur capacité à mesurer les variations temporelles de manière fine. Lorsque ces sondes

sont déployées à large échelle et de manière cohérente, elles permettent d'appréhender le fonction thermique des rivières à l'échelle d'un réseau hydrographique (Johnson, 2003; Webb et al., 2008). Il est aujourd'hui possible d'interpoler les mesures statiques de ces sondes à une échelle spatiale intéressante grâce aux modèles statistiques ou déterministes (Isaak et al., 2010; Hilderbrand et al., 2014). En revanche, ces outils ne sont pas capables de détecter des phénomènes plus locaux ou plus complexes à l'échelle d'un continuum de quelques kilomètres, voire quelques dizaines de kilomètres (Dugdale, 2016). L'InfraRouge Thermique aéroporté (IRT) offre la possibilité de pallier à ces besoins de caractérisation spatiale des phénomènes thermiques à l'échelle de la rivière. L'IRT est utilisé depuis de nombreuses années pour l'étude des océans (e.g. Anding and Kauth, 1970; Jessup et al., 1997) et des lacs (e.g. Bolgrien and Brooks, 1992; Anderson et al., 1995). Son application à l'étude des rivières, bien qu'initiée à la même période (Atwell et al., 1971), n'a réellement pris son essor qu'au début des années 2000 (e.g. Faux et al., 2001; Torgersen et al., 2001), grâce notamment au développement technologique. Elle fait aujourd'hui l'objet d'un nombre croissant d'études (Handcock et al., 2012; Dugdale, 2016) et est utilisée au laboratoire EVS depuis plusieurs années maintenant (Wawrzyniak et al., 2013, 2016, 2017; Marteau and Piégay, 2018; Dole-Olivier et al., 2019).

## 2. Objectifs du projet

Le projet repose à la fois sur des objectifs méthodologique et opérationnel. Il s'agit ainsi de :

- évaluer l'applicabilité de la méthode IRT aéroporté sur des cours d'eau de plaine agricole, dont certaines sections peuvent être étroites, sinueuses et/ou arborées ;
- comprendre les dynamiques fonctionnelles qui agissent sur la thermie des rivières dans ces zones particulières ;
- identifier les secteurs sensibles et les moyens d'action à disposition pour limiter l'échauffement des eaux de surface lors des périodes estivales ;
- disposer d'éléments de connaissance in situ permettant d'être utilisés à une échelle régionale pour identifier les secteurs potentiellement sensibles à un échauffement thermique du fait de l'absence de ripisylve et de la présence d'ouvrages de retenue, afin de prioriser des actions de restauration ou de conservation sur les sites les plus pertinents.

La réalisation de ces objectifs passe par un exercice de différenciation des différentes métriques de température associées aux régimes thermiques des rivières : température maximale, température moyenne, échauffement relatif, etc. En effet, le comportement de ces métriques n'est pas le même face à l'absence ou la présence de ripisylve.

## 3. Mesures de la température de surface par imagerie IRT aéroportée

### 3.1. Sélection des sites d'études et contexte géographique

Étant données les problématiques identifiées et les objectifs du projet, le bassin versant de la Saône est rapidement apparu comme un bassin intéressant car il couvre une part conséquente du bassin du Rhône (en

termes de superficie et de contribution hydrologique), et sa partie amont traverse des plaines agricoles importantes. Au sein du bassin de la Saône, la plaine de la Bresse, identifiée par Wasson et al. (2002) comme appartenant à une seule et même hydroécocorégion (HER 84 « Plaine de la Bresse »<sup>1</sup>), est caractérisée par un sous-sol imperméable et des pentes faibles. C'est également une région connue pour être très agricole, et elle dispose d'un réseau hydrographique sur lequel existe une grande densité d'ouvrages faisant obstacle aux écoulements (Figure 1).

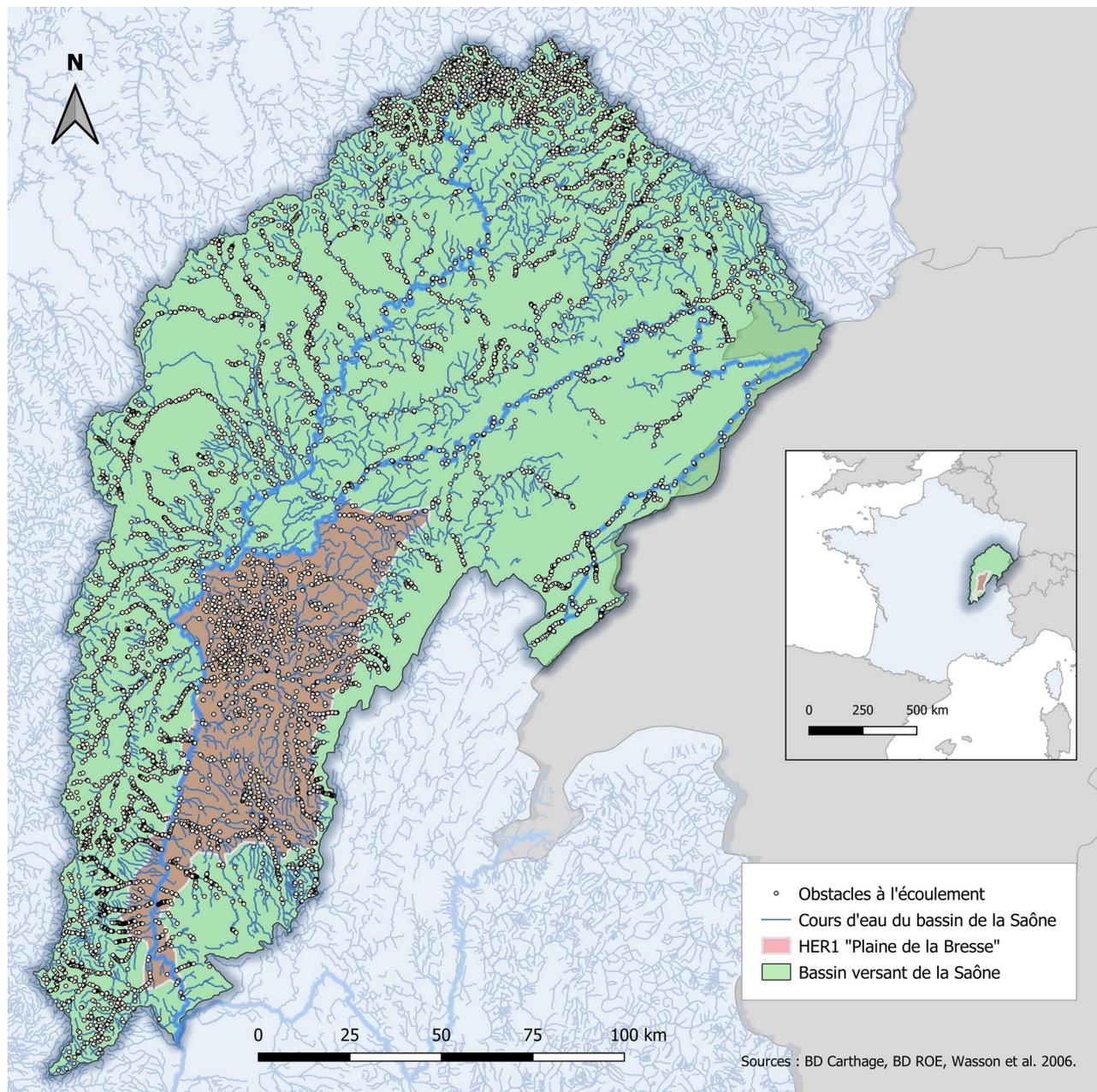


Figure 1 : Recensement cartographique des obstacles à l'écoulement au sein du bassin de la Saône (Source : ROE 2018), et situation géographique de l'HER « Plaine de la Bresse » sur le territoire français.

Parmi les cours d'eau qui drainent la plaine de la Bresse, certains d'entre eux sont dépendants des apports de nappes, notamment lors des périodes estivales. L'objectif du projet étant d'évaluer les effets des altérations

<sup>1</sup>Définition : Limites : relief, géologie, au nord et à l'est, premier plateau du Jura. A l'ouest, plaine de Bourgogne puis côtes calcaires (au sud), Au sud, « plateau » de la Dombes. Grande plaine au sous-sol imperméable. Relief de plaine d'altitude faible (150 à 250 m), Pente quasi nulle, climat océanique (Wasson et al., 2002, 2006).

du couvert ripicole sur la température de l'eau, les cours d'eau (ou tronçons de cours d'eau) n'étant pas soumis à ces apports de nappes ont été ciblés pour l'analyse, afin de limiter les entrées éventuelles d'eau froide qui viendraient compliquer l'interprétation des résultats. Le choix des 9 tronçons a été fait sur la base de la carte géologique (Figure 2) et de l'expertise d'A. Chandesris qui connaît particulièrement bien le secteur (Chandesris et al., 2019).

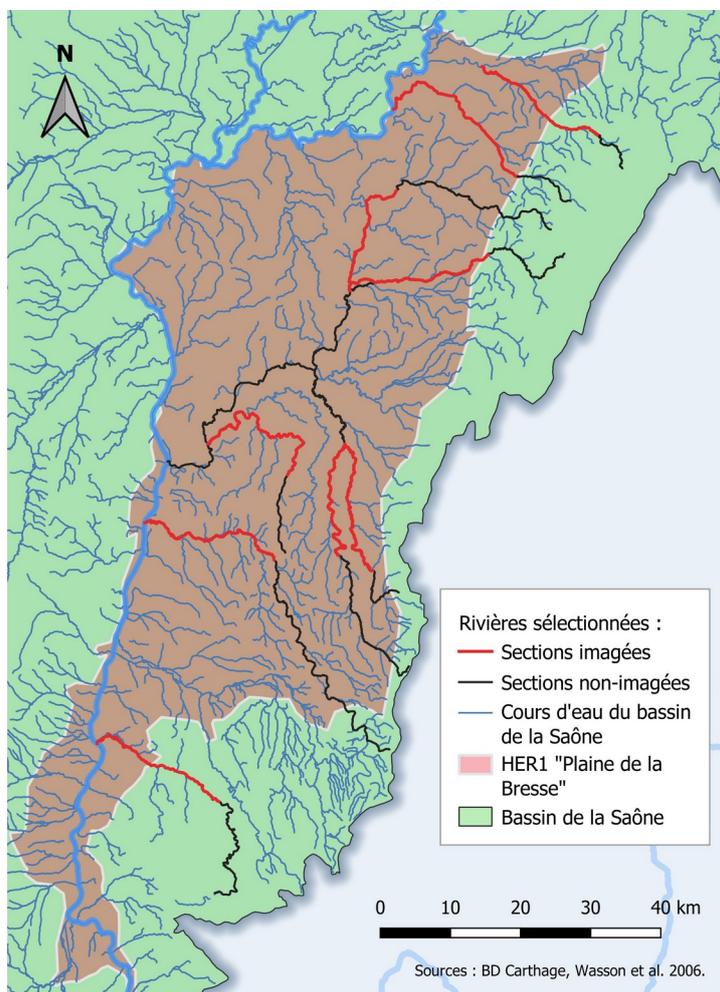


Figure 2 : Localisation des rivières sélectionnées et des sections imagées lors de cette étude, au sein de la Plaine de la Bresse, selon un ordre nord-sud : La Cuisance, L'Orain, La Brenne, La Seille, La Sane-Vive, le Sevron et le Solnan, La Reyssouze, et la Chalaronne.

La sélection des tronçons au sein des rivières sélectionnées s'est faite après observation minutieuse des images satellites et aéroportées (Géoportail, Google map). Les tronçons imagés lors de l'étude ont été choisis car ils présentent une variabilité longitudinale de leur recouvrement par la végétation rivulaire et leur taux d'étagement (i.e. nombre d'ouvrages transversaux par km de cours d'eau). Leur tracé en plan est également variable, avec des sections rectilignes à méandriformes.

La Figure 3 illustre le faible dénivelé qui caractérise la plaine de la Bresse. Les écarts d'altitude entre le Solnan et la Cuisance, les deux cours d'eau qui sont respectivement le moins et le plus élevé de l'étude, sont relativement faibles (i.e. 50m). Seule la Cuisance semble répondre à un potentiel gradient température-altitude (i.e. la température moyenne de l'eau diminuant avec l'altitude, Vannote et al., 1980) bien que la température moyenne ne soit pas différente de celle de la Seille (Figure 3).

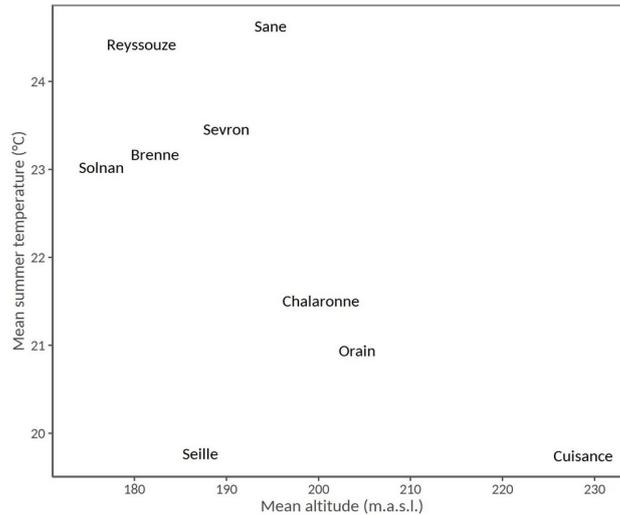


Figure 3 : Altitude moyenne des cours d'eau sélectionnés pour l'étude, présentés en fonction de leur température moyenne de l'été 2018.

### 3.2. Collecte des données

#### 3.2.1. Acquisition des images aériennes

Les images aériennes ont été acquises par ULM (Illustration 1). Deux capteurs, un appareil photo numérique (APN) classique et une caméra thermique, ont ainsi été fixés sur l'ULM grâce à un système de « silent bloc » permettant de limiter les vibrations, qui sont souvent à l'origine de clichés flous. L'APN, qui acquiert les photos dans le domaine du visible, est un Nikon D7000 avec un objectif de 50 mm. La caméra infrarouge thermique utilisée est une VarioCAM® HR Research (Infratech, 640 x 480 pixels) équipée d'un objectif standard de 30 mm. Cette caméra enregistre des images dans le domaine de l'infrarouge « moyen », entre 7,5 et 14  $\mu\text{m}$ . Elle est capable de mesurer des différences de température au sein d'une même image de l'ordre de 0,3°C. La précision de mesure fournie par le constructeur est de  $\pm 0,1$  °C (ou 1 % de la valeur affichée).



Illustration 1: (a) Vecteur utilisé pour l'acquisition de données (Ultra Léger Motorisé, Jura ULM) avec (b) zoom sur la plate-forme de fixation des capteurs ; APN à gauche, et caméra infrarouge thermique à droite (© B. Marteau).

Les vols ont été réalisés durant l'été 2018, au début des mois de juillet, août et septembre selon les rivières (Tableau 1). Ils ont été effectués en fin de journée, durant la période où la température de l'eau est la plus élevée, afin de mieux recenser les contrastes de température et de travailler sur des images acquises lors des périodes potentiellement les plus stressantes pour les organismes.

Tableau 1: Date, heure et durée des acquisitions aéroportées

Rivière	Date d'acquisition	Heures d'acquisition	Durée de l'acquisition
Seille	10/07/2018	19:00	00:29
Brenne	10/07/2018	19:00	00:34
Cuisance	11/07/2018	20:00	00:37
Orain	11/07/2018	19:00	00:43
Sevron	06/08/2018	18:00	01:07
Solnan	06/08/2018	19:00	00:32
Sane	08/08/2018	19:00	00:58
Reyssouze	11/09/2018	17:00	00:38
Chalaronne	11/09/2018	18:00	00:37

### 3.2.2. Enregistrement de la température *in situ*

Des thermomètres capables d'enregistrer la température « cinétique », c'est à dire mesurée par contact direct avec la masse d'eau, ont été utilisés avec deux objectifs distincts :

- pouvoir valider et/ou calibrer les données de température « radiante », c'est-à-dire mesurée grâce aux images thermiques, et estimer la précision avec laquelle celle-ci est mesurée. Pour cela, les enregistreurs sont répartis sur tout le linéaire d'étude et attachés à des bouées, afin de mesurer la température à la surface de l'eau. Entre 9 et 11 thermomètres sont utilisés par rivière et géolocalisés à l'aide d'un GPS Trimble® GeoXH (précision décimétrique donnée par le constructeur). Les bouées étant visibles sur les photos aériennes (ainsi que pour certaines sur les images thermiques), elles ont pu servir à l'étape de géoréférencement des images (voir plus bas).
- replacer les données aéroportées collectées dans leur contexte temporel (cycle journalier, et saisonnier) de chacune des rivières. À cette fin, chaque rivière a été équipée d'un thermomètre, enregistrant des données de manière continue entre juillet et septembre.

Les thermomètres utilisés pour cette étude sont des Vemco® MiniLog (précision de 0,1°C entre 5 et 35°C, incertitude de 0,3°C) enregistrant à un pas de temps de 5 min (mesures longues) ou de 1 min (mesures ponctuelles). Chaque enregistreur est protégé des rayonnements directs du soleil par un manchon en PVC, perforé et ouvert aux extrémités pour permettre la circulation de l'eau. Il est solidement attaché à la berge ou à la bouée suivant son utilisation.

L'utilisation de thermomètres *in situ* est nécessaire pour calculer précisément à partir de l'infrarouge thermique aéroporté la température de surface de l'eau (Faux et al., 2001). L'IRT aéroporté permet de mesurer la température de surface, qui peut être différente de la température moyenne de la masse d'eau (Torgersen et al., 2001). En effet, des phénomènes de stratification thermique (i.e. température différente de la surface au bas de la colonne d'eau) ont été observés en rivière (e.g. Torgersen et al., 2001) dans des zones où les vitesses de courant sont inférieures à 1 m.s<sup>-1</sup> par exemple (e.g. Nielsen et al., 1994). De fait, des différences de température existent naturellement au sein de la colonne d'eau en rivière, et ce à des échelles

spatiales et temporelles variables (Webb et al., 2008). Elles peuvent être encore accentuées par la présence de seuils ou autres ouvrages de retenue (Webb et al., 2008; Becker et al., 2010; Whiterod and Sherman, 2012). Pour pallier à ce phénomène, qui est observé dans les rivières choisies pour cette étude, les thermomètres ont été attachés à des bouées gonflables, permettant de mesurer la température de l'eau au sein des 10 premiers centimètres de la colonne d'eau (suggéré comme seuil limite par Handcock et al., 2012).

### 3.3. Traitement des données

#### 3.3.1. Photos aériennes

Les photos acquises dans le domaine du visible ont été mosaïquées par photogrammétrie grâce au logiciel MetaShape®. Ce logiciel utilise les techniques de photogrammétrie digitale pour aligner les photos (reconnaissance d'objets en commun entre chacune des photos). Une fois un pré-modèle construit, l'intégration de points de calage permet de géoréférencer le modèle dans le système de coordonnées désiré. Ici, les bouées dont la localisation a été déterminée par GPS ont servi de points de calage. Certaines zones n'ont pas pu être recouvertes de manière continue pour des raisons techniques (photos floues, faible taux de recouvrement entre les photos, ou absence d'objets utilisables pour l'alignement). Dans ces cas précis, des points de calage additionnels ont dû être utilisés, s'appuyant sur les ressources du Géoportail (i.e. reconnaissance 'manuelle' d'objets en commun). La capacité du logiciel et la haute résolution des images ont permis d'exporter des orthomosaïques recouvrant l'ensemble des zones d'intérêt, à une résolution comprise entre 3,5 et 7,5 cm / pixel (suivant les sites et les hauteurs de vol). Afin d'uniformiser le jeu de données et assurer l'orthogonalité des images, toutes les orthophotos ont été exportées à une résolution de 10 cm / pixel. De la même manière, le logiciel génère un nuage de points en 3D lors de la création du modèle, qu'il est possible d'exporter sous la forme d'un Modèle Numérique de Surface (MNS). Les MNS ont été exportés à la même résolution de 10 cm / pixel.

#### 3.3.2. Images thermiques

Par défaut, les images thermiques sont enregistrées dans un format propriétaire propre au constructeur. Une fois converties dans un format exploitable (ici : \*.tiff), les images ont été importées dans le logiciel de photogrammétrie MetaShape® pour être alignées et mosaïquées. La nature des images étant différentes (3 bandes de couleur rouge-vert-bleu pour les photos classiques, contre 1 bande unique de température pour les images thermiques), et les appareils de mesure présentant des caractéristiques techniques distinctes (longueur focale, résolution, vitesse du shutter, etc.), la création d'une mosaïque à partir des images thermiques nécessite quelques étapes supplémentaires.

Afin d'accélérer l'étape d'alignement des images, les coordonnées correspondant à la position de l'appareil sont importées pour chacune des photos. Nos appareils ne sont pas équipés de GPS. En revanche, la position de la caméra thermique pour chaque prise de vue a pu être estimée à partir du modèle photogramétrique créé grâce aux photos visibles (cf. étape précédente). Une fois l'alignement et le géoréférencement terminés, une position estimée de l'appareil photo est fournie à chaque prise de vue. Ces données ont été utilisées pour calculer les positions théoriques successives de la caméra thermique, afin qu'elles soient ajoutées au modèle photogramétrique, ce qui a permis d'accélérer et d'optimiser le processus l'alignement des images.

Afin d'améliorer la superposition de l'orthomosaique (visible) et de l'orthothermogramme (infrarouge thermique) des points de calage supplémentaires ont été ajoutés, au besoin, à partir de l'orthomosaique (pour les coordonnées x et y) ainsi que du Modèle Numérique de Terrain (MNT, pour les coordonnées z), tous deux construits lors de l'étape 4.3.1.

Le modèle final a permis la construction d'orthothermogrammes recouvrant l'ensemble des zones d'intérêt à une résolution comprise entre 22 et 30 cm / pixel. Pour garder un jeu de données uniforme, une résolution de sortie de 30 cm / pixel a été choisie pour tous les exports.

### 3.3.3. Mesures de la température cinétique

Les sondes de température ont été étalonnées en laboratoire avant leur déploiement sur site afin de détecter d'éventuelles différences de mesure entre elles (following Dunham et al., 2005). Ainsi, les mesures générées par les sondes n'ont nécessité aucune correction ni traitement particulier.

#### *Mesures estivales*

Les enregistreurs estivaux ont été installés du 22/06 au 15/09/2018. Ils ont été placés sur la section imagée de chaque rivière, sauf pour la Reyssouze (enregistreur placé quelques kilomètres en amont, en coordination avec une autre étude). Deux enregistreurs ont été sortis de l'eau par malveillance autour du 15 août (Seille et Cuisance) ; leurs chroniques se limitent donc à 1 mois seulement.

#### *Mesures ponctuelles sur bouée*

Ces capteurs ont enregistré la température à la surface de l'eau (< 10 cm de profondeur) au pas de temps de la minute (2). Ces derniers sont protégés des rayons directs du soleil par un étui PVC perforé. La durée d'enregistrement oscille entre 3h et 24h, suivant le moment de pose et de dépose, et elle encadre systématiquement la période de vol. Hors illustrations particulières, les données ont été utilisées pour construire la relation entre la température *imagée* et la température *enregistrée* (voir section suivante), en utilisant pour cela la température moyenne pendant la durée du vol ainsi que l'écart-type (mesure de l'erreur possible).



Illustration 2: (a) exemple d'une bouée et de son thermomètre associé, et (b) illustration du déploiement des bouées sur le terrain (ici : l'Orain) (Crédit : Baptiste Marteau, Juillet 2018).

#### 3.3.4. Correction des orthothermogrammes

La température « brute » mesurée par imagerie IRT est généralement différente de la température « réelle » de la surface de l'eau. En effet, le signal thermique mesuré par la caméra est influencé notamment par l'absorption et l'émission d'énergie par les particules d'eau présentes dans l'air (Schott et al., 2001). Cet effet est notamment accentué par la température de l'air, le taux d'humidité et la distance qui sépare le capteur de l'objet mesuré (Kay et al., 2005; Handcock et al., 2012; Dugdale, 2016). Il existe plusieurs méthodes pour « corriger » la température mesurée par IRT. Elles reposent principalement sur l'utilisation de modèles de correction atmosphérique (ex. Dugdale et al., 2019) ou la calibration empirique, en utilisant des enregistreurs de température *in situ* (ex. Wawrzyniak et al., 2013). L'utilisation de modèles de distorsion atmosphérique est généralement nécessaire lorsque la correction concerne des images satellites (Wawrzyniak et al., 2012), mais la calibration empirique est plus souvent préconisée dans le cadre de mesures d'IRT aéroporté (Handcock et al., 2006). Dans ce cas, il est recommandé de mesurer la température *in situ* des 10 premiers centimètres de la masse d'eau (Handcock et al., 2012).

Puisque la relation entre la température *imagée* et la température *enregistrée* (ou *cinétique*) varie en fonction des conditions météorologiques, il est indispensable d'utiliser une loi de calibration spécifique pour chacun des vols et/ou chacune des rivières. Ainsi, les lois de calibration présentent des coefficients différents pour chaque rivière (cf section 'Résultats'). La température *imagée* correspond à la température médiane des 20 à 30 pixels en eau qui entourent l'enregistreur, et la température *cinétique* est la moyenne des températures enregistrées par la sonde pendant la durée du vol.

### 3.4. Analyses

#### 3.4.1. Extraction des profils en long de température et de végétation

Seuls les pixels en eau doivent être utilisés pour analyser par IRT la température de la rivière. La prise en compte de pixels en bordure de la zone en eau peut introduire des erreurs de mesure en altérant le signal de température mesuré (Wawrzyniak et al., 2012). Ces pixels peuvent soit être « mixtes », c'est à dire qu'ils ne contiennent pas que de l'eau, soit être proches d'une source de rayonnements (ex. ondes courtes émises par la végétation, les berges, les ouvrages etc.), ce qui peut également modifier la mesure de température de manière intempestive. Ainsi, une fois les orthophotos et orthothermogrammes produits, des outils de classification d'image ont été utilisés pour identifier les pixels « en eau ». Étant données la densité du jeu de données et la complexité de la tâche, différentes approches ont été testées, à l'aide des outils Orfeo Toolbox (sous QGIS) et ENVI. La chaîne de traitement (Figure 4), peut être synthétisée comme suit.

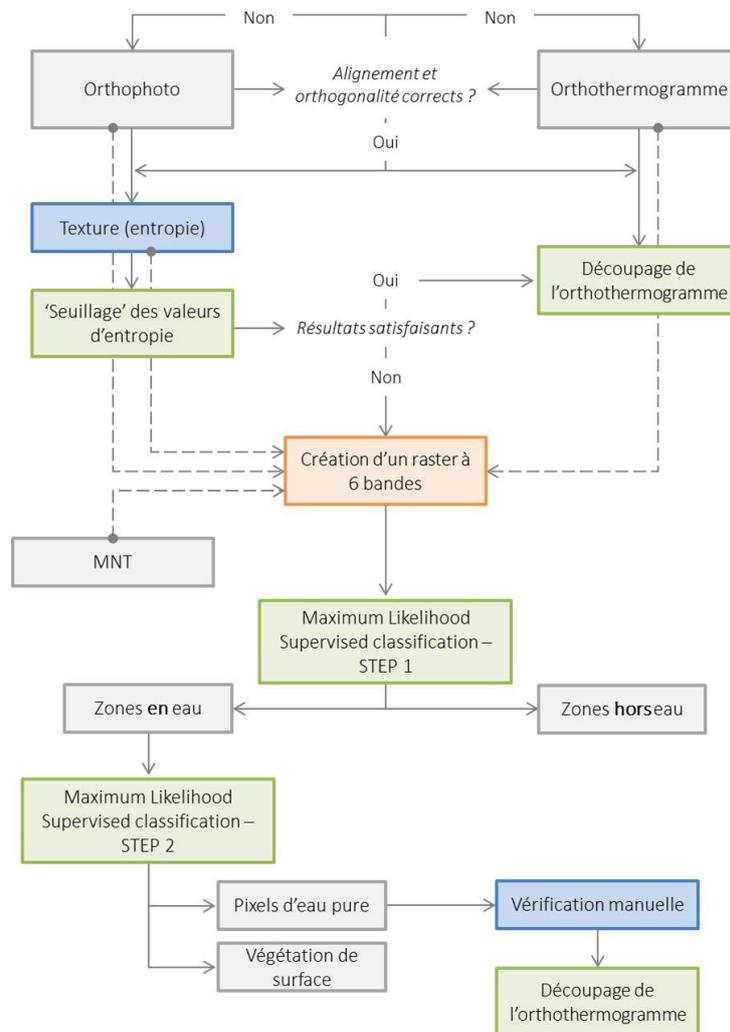


Figure 4 : Chaîne de traitement utilisée pour la délimitation des pixels en eau.

Après vérification de l’alignement et de l’orthogonalité des orthophotos et orthothermogrammes, ces dernières ont été découpées selon un masque représentant une zone tampon de quelques mètres autour d’une ligne centrale du chenal. L’objectif de cette étape est d’alléger les rasters avant les traitements de classification d’image. Différentes méthodes de classification d’image ont été testées, en commençant par l’utilisation simple des orthophotos (3 bandes : rouge, vert et bleu). Devant la mauvaise qualité des résultats, la classification a été répétée en y ajoutant : (1) la bande de température (orthothermogramme), (2) une bande de texture d’image (entropie), (3) une bande représentant le MNT produit par la photogrammétrie SfM. A noter que ces différentes étapes ont nécessité de ré-échantillonner les rasters dont la résolution était la plus haute (orthophotos, MNT) pour pallier à la différence de résolution. Dans certains cas, l’identification de seuils de classification de la bande de texture « entropie » a permis d’extraire rapidement les pixels en eau et avec une qualité similaire à la classification SVM d’image. Pour les autres rivières, différentes techniques de classification ont été testées, telles que SVM (Support-Vector Machine), Neural Network et k-means. La classification par Maximum Likelihood avec supervision s’est avérée produire les meilleurs résultats. Toutes les couches vectorielles issues de la classification ont été vérifiées manuellement. Pour finir, et afin de disposer des seuls pixels « eau », un tampon supplémentaire équivalent à 3 pixels a été appliqué avant

d'extraire les données de température pour définir un « périmètre d'extraction de température » (voir partie suivante, Figure 5).

### 3.4.2. Segmentation des profils en sous-tronçons

La classification des images décrite à l'étape précédente a permis d'identifier les pixels en eau, mais également les pixels représentant la végétation « flottante » de surface, tels que les nénuphars, myriophylles et autres (voir Figure 4 et les étapes de classification d'image). Sur certaines rivières, de nombreux secteurs plutôt lenticques étaient couverts de végétation. Les cours d'eau imagés présentent tous des largeurs très uniformes. Ainsi, l'utilisation de zones tampons autour d'une ligne centrale représentant le centre du chenal a suffi à représenter la largeur moyenne de chaque cours d'eau (zone tampon qui a été adaptée lorsque des secteurs présentaient une largeur clairement différente, en amont de seuil par exemple). La différence entre la zone tampon (A), les pixels « eau » (B) et « végétation de surface » (C) a été estimée comme représentant les pixels « ripisylve » (D), à savoir la surface du chenal en eau, mais recouverte par la végétation arborée en berge (Figure 5) et donc non visible depuis les airs. Dans certains cas de figure, des bancs de galets ou de limons étaient visibles sur les images. Ces zones ont été classées à part et exclues de l'analyse. Les « corridors » ainsi obtenus ont été découpés en sections régulières de 50 m, formant ainsi les unités de base des analyses à suivre.

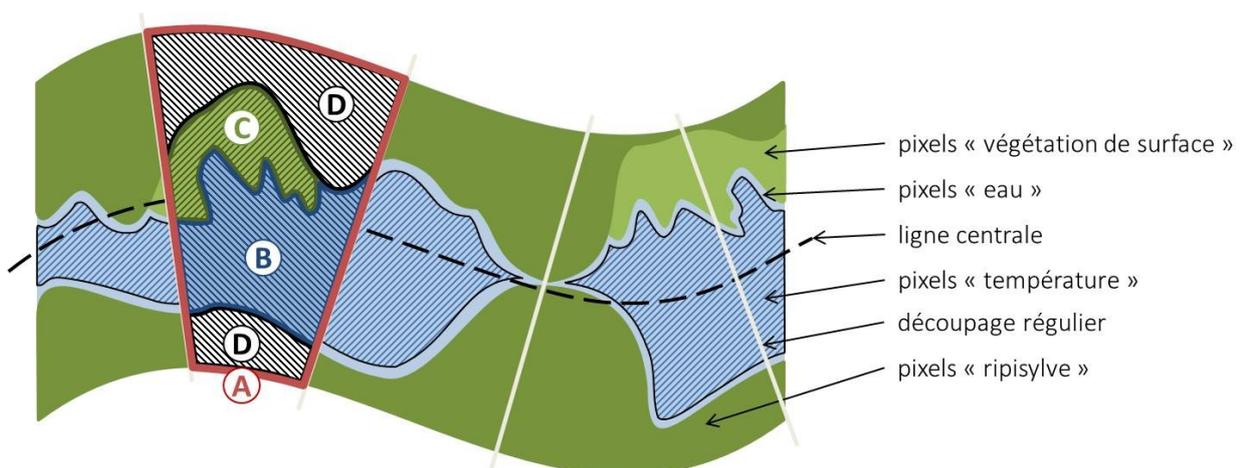


Figure 5 : Illustration du rendu après traitement des images par classification d'image et avant découpage en sections régulières.

Au sein de chaque unité de base, différentes informations ont été extraites, telles que :

- la proportion de pixels « eau », « ripisylve » et « végétation de surface » ;
- la température médiane relevée uniquement au niveau des pixels *purement* en eau ;
- l'orientation moyenne de l'unité (par rapport au nord).

Ces « unités de base » ont aussi été utilisées pour extraire les informations géomorphologiques dérivées des jeux de données existants, telles que :

- la pente du fond de vallée ;
- la taille du bassin versant amont ;
- la largeur du chenal<sup>2</sup> ;

<sup>2</sup>Un exercice différent de l'utilisation d'une zone tampon « simple » a permis d'obtenir, grâce aux orthophotos produites, une mesure plus précise de la largeur du chenal à l'échelle des unités de base.

- la distance au seuil amont le plus proche ;
- la distance au seuil aval le plus proche.

Ces « unités de base » ont permis de générer les profils présentés en Annexes. Les analyses statistiques, quant à elles, ont été réalisées sur des « sous-tronçons » de longueurs variables (100 à 4000 m). La définition de ces sous-tronçons est statistique : un algorithme de type « Hubert-Kearagias » qui cherche à identifier dans des séries temporelles ou spatiales des variations locales de la moyenne d'une variable a été utilisé pour identifier des tronçons dont la couverture ripicole est « homogène ». Le découpage du profil longitudinal a également été « forcé » au niveau des seuils afin de s'assurer qu'un potentiel changement de température entre l'amont et l'aval d'un seuil ne vienne pas polluer la réponse de la température de surface à la présence (ou absence) de végétation. Ainsi, chaque sous-tronçon est caractérisé par les valeurs moyennes des variables présentées précédemment, ainsi que par les variables de température suivantes :

- la température moyenne de surface du sous-tronçon ;
- la température mesurée à l'entrée du sous-tronçon ;
- la température mesurée à la sortie du sous-tronçon ;
- la température moyenne *détendancée* selon le gradient moyen amont-aval de température (déterminé sur l'ensemble de la section de rivière imagée) et *normalisée* ;
- l'échauffement moyen *relatif*, qui est expliqué dans la section ci-dessous.

### 3.4.3. Quantification de l'échauffement à l'échelle du sous-tronçon

Identifier les secteurs potentiellement sujets à l'échauffement nécessite tout d'abord de définir cette variable *échauffement*. Une différence de température peut être mesurée dans le temps *et* dans l'espace. Dans cette étude, puisque la méthode IRT aéroporté apporte une information spatiale sur la distribution de la température de surface, l'échauffement est considéré dans sa dimension *spatiale*. Cet échauffement peut être défini à plusieurs niveaux suivant l'objectif de l'analyse.

L'échauffement peut être défini comme une différence de température positive entre l'entrée et la sortie d'un sous-tronçon. A l'inverse, un différentiel négatif sera présenté comme un refroidissement. Mis à part le rayonnement direct à la surface de l'eau, appréhendé ici en s'intéressant à la couverture ripicole, l'échauffement, s'il a lieu, sera potentiellement plus important lorsque la température de l'air sera élevée. En effet, plus l'écart entre la température de l'eau et celle de l'air sera élevé le jour du relevé (l'eau étant généralement moins chaude que l'air au moment le plus chaud de la journée), plus l'échauffement sera facilité. Ceci est d'autant plus vrai que la température de l'eau est faible. En se réchauffant, l'eau emmagasine de l'énergie et l'écart de température eau-air devra être encore plus important pour que l'eau puisse continuer à emmagasiner des calories à la même vitesse. Toute mesure d'échauffement doit donc se faire relativement aux conditions atmosphériques le jour de la mesure. Puisque les conditions étaient différentes lors des campagnes de mesure IRT, les résultats doivent prendre en compte ces différences. Ainsi la mesure de  $\delta T$  à l'échelle du sous-tronçon, qui représente alors la différence entre la température d'entrée et la température de sortie de ce sous-tronçon, est calculée en fonction de l'écart-type à la moyenne des températures sur la rivière en question, de la manière suivante :

$$\delta T(x) = (T_{\text{détendancée}}(\text{sortie}) - T_{\text{détendancée}}(\text{entrée})) / \sigma_{\text{température}} \quad (1)$$

Ainsi, l'écart type sera d'autant plus important que les conditions météorologiques le jour du vol étaient estivales et vice-versa. Tous les traitements de données et les analyses ont été réalisés à l'aide des logiciels

QGIS, R et de paquets R (R Core Team, 2017) tels que 'randomForest', 'mgcv', 'changepoint' et les outils 'tidyverse'.

### 3.5. Contexte météorologique et hydrologique des relevés

Afin de pouvoir interpréter au mieux les résultats de l'étude, il est important de les replacer au sein de leur contexte météorologique et géographique. Pour cela, des données de température de l'air (infoclimat.fr) et de débit (hydro.eaufrance.fr) ont également été utilisées.

#### 3.5.1. Contexte météorologique

L'été 2018 figure au 2ème rang des étés les plus chauds recensés par Météo France depuis 1900 (Météo France, 2018). La température moyenne de l'air à l'échelle nationale a dépassé de 2°C la normale saisonnière. Une vague de chaleur exceptionnelle a par ailleurs balayé la France entre le 24 juillet et le 8 août. Les tendances observées à l'échelle nationale se retrouvent dans les mesures de température et de précipitation réalisées dans la plaine de la Bresse (Figure 6). Des températures moyennes journalières supérieures à 29°C ont été recensées début août, avec des températures maximales dépassant les 36°C. A la lecture du graphique, les missions aéroportées ont été réalisées autour des périodes les plus chaudes de leurs mois respectifs.

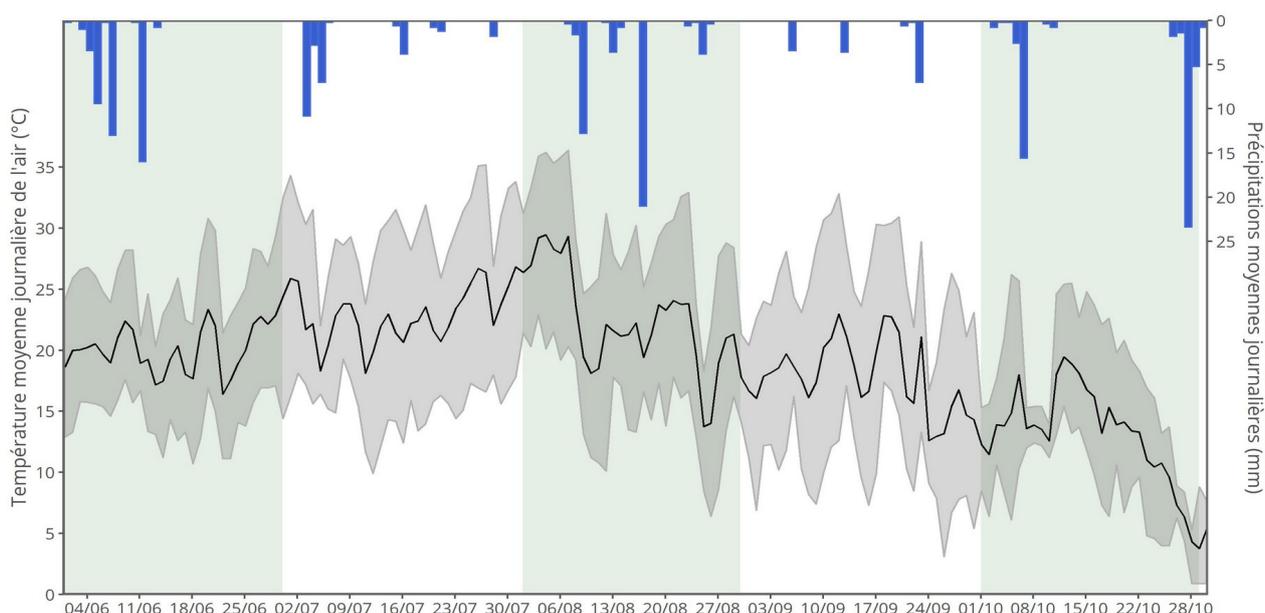


Figure 6 : Température de l'air (ligne noire) et précipitations moyennes journalières (histogramme bleu) sur la période juin-novembre 2018 (source : station météorologique de Saint-Étienne-du-Bois, infoclimat.fr).

Quelques orages estivaux ont été observés en juin puis autour de la mi-août, mais les précipitations relevées sont restées relativement faibles. La pluviométrie a été identifiée comme fortement déficitaire sur les régions du Nord-Est et de Centre du pays (Météo France, 2018), et la plaine de la Bresse n'a pas échappé à cette tendance. Ce déficit pluviométrique estival explique en grande partie les conditions hydrologiques des rivières ayant fait l'objet de mesures durant l'été 2018. Les campagnes de mesures, quant à elles, ont toujours été réalisées à distance des événements pluvieux précédents. Les quelques rafales de vent mesurées lors des campagnes sur l'Orain et la Cuisance n'ont pas perturbé les missions (Tableau 2).

L'humidité relative de l'air la plus élevée était de 54 % (i.e. sur la Sône) et correspond en effet à un évènement orageux en cours de déplacement au moment de la mission. Les conséquences de cet évènement sont visibles sur une partie des images (cf. résultats, §3.8, 3.9 et 3.10) : la partie amont sur secteur survolé était soumise à une onde de crue en cours de propagation. Cette section en crue, certes illustrative, n'a pas été conservée pour les analyses comparatives de l'échauffement thermique local.

Tableau 2: Conditions de vol et conditions météorologiques (source : infoclimat.fr) lors des campagnes d'acquisition.

Rivière	Station météo	Température de l'air °C	Humidité relative %	Hauteur de vol m	Vitesse du vent m/s	Vitesse rafale m/s	Pression atmosphérique Pa
Brenne	Saint-Loup-de-Vareennes	25.4	46	422	6	19.3	1014
Seille	Saint-Loup-de-Vareennes	26.2	46	355	5	16.1	1014
Cuisance	Dole-Tavaux	22.5	42	382	18	32.4	1017
Orain	Dole-Tavaux	23.2	39	414	18	28.8	1016
Sevron	Saint-Etienne-du-Bois	34.6	38	320	3	6.4	1010
Solnan	Saint-Etienne-du-Bois	33.6	46	299	2	4.8	1010
Sane	Saint-Loup-de-Vareennes	28.8	54	346	6	11.3	1010
Reyssouze	Saint-Etienne-du-Bois	31.2	34	373	5	11.3	1021
Chalaronne	Cruzilles-lès-Mépillat	31.8	31	347	2	6.4	1023

### 3.5.2. Contexte hydrologique

Les données de débit utilisées dans cette étude proviennent de la banque hydro<sup>3</sup>. Parmi les 9 rivières étudiées, 7 possèdent une station de jaugeage en fonction durant l'été 2018. L'Orain possédait une station de jaugeage entre 1968 et 1996 ; quelques informations sur les caractéristiques hydrologiques de la rivière existent. En revanche, la Sône ne possède aucune station de mesure, ni sur son cours principal ni sur aucun des deux biefs principaux qui la composent en amont (Sône-Vive et Sône-Morte). Les conditions hydrologiques de ces deux rivières ont été estimées en se basant sur les stations de mesure des rivières les plus proches présentant des bassins versants assez semblables.

Les relevés de l'été 2018 correspondent, pour la plupart des rivières, aux périodes d'étiages les plus prononcés de la saison estivale (Tableau 3 et Figure 7). Le débit mesuré le jour du relevé était inférieur ou égal au QMNA<sup>4</sup> pour l'ensemble des rivières. L'étiage était plus sévère sur les rivières Solnan, Sevron, Reyssouze et Chalaronne.

<sup>3</sup> <http://www.hydro.eaufrance.fr/>

<sup>4</sup>QMNA : débit mensuel minimal annuel d'étiage de fréquence 1 an.

Tableau 3: Statistiques hydrologiques et débits mesurés le jour des acquisition de données (source : Banque Hydro).

Rivière	Station de mesure	Débit au moment de l'acquisition	QMNA	Module
		m <sup>3</sup> /s		
<i>Seille</i>	Voiteur	0,42	0,44	4,38
<i>Brenne</i>	Sens-sur-Seille	0,78	0,71	5,17
<i>Cuisance</i>	Vaudrey*	0,35*	0,51	3,30
<i>Orain</i>	Deschaux**	0,56***	0,38	2,86
<i>Sane</i>	-	0,27***	-	-
<i>Sevron</i>	Varennes-Saint-Sauveur	0,06	0,32	2,85
<i>Solnan</i>	Domsure	0,10	0,29	2,35
<i>Reyssouze</i>	Bourg-en-Bresse	0,11	0,34	1,29
<i>Chalaronne</i>	Châtillon-sur-Chalaronne	0,04	0,10	0,98

\*le débit utilisé pour la chronique estivale est mesuré sur une station plus en aval (et plus récente) que la station utilisée pour les statistiques. Le débit à cette station le jour de l'acquisition était de 0,45 m<sup>3</sup>/s.

\*\*la station de Deschaux n'est plus exploitée actuellement. Le module est calculé avec des données 1968-1996.

\*\*\*les débits de l'Orain et de la Sâne ont été estimés en utilisant les données de débits des bassins versants voisins, au prorata de la surface de leur propre bassin versant.

En revanche, les relevés n'ont pas tous été réalisés au moment où la température de l'eau était la plus élevée (Figure 7). Les mesures qui ont été faites le plus tôt dans la saison (i.e. 10 et 11 juillet) l'ont été alors que la température de l'eau n'était pas à son maximum saisonnier (i.e. Brenne, Seille, Cuisance, Orain). Les relevés effectués sur le Solnan, le Sevron et la Sâne se sont déroulés pendant l'épisode le plus chaud de l'été et donc au moment où la température de l'eau était également élevée. Enfin, les campagnes de début septembre (i.e. Chalaronne et Reyssouze) ont vu la température de la masse d'eau redescendre par rapport aux maximales saisonnières. Les mêmes observations peuvent être tirées du Tableau 4 ; les vols réalisés sur la Sâne, le Solnan et le Sevron l'ont été au plus près des conditions de température (de l'air et de l'eau) maximale de la saison. Ce n'est pas le cas pour les autres rivières, bien que les relevés aient tous été effectués en période estivale, avec des températures moyennes journalières de l'eau oscillant entre 17,8 et 25,9°C (Tableau 4).

Tableau 4 : Synthèse des conditions de température de l'eau et de l'air durant l'été 2018 (15 juin – 15 septembre).

	Température de l'eau					Température de l'air				
	T° moyenne journalière min	T° moyenne journalière max	T° journalière moyenne	T° moyenne le jour du vol	T° max le jour du vol	T° moyenne journalière min	T° moyenne journalière max	T° journalière moyenne	T° moyenne le jour du vol	T° max le jour du vol
Brenne	17.9	25.7	21.8	22.5	23.5	6.4	36.4	21.6	22.1	27.1
Seille	14.3	22.0	19.1	19.1	20.2	6.4	36.4	21.6	22.1	27.1
Cuisance	14.0	22.0	19.0	17.9	18.8	6.5	36.9	21.5	17.5	23.2
Orain	16.6	23.0	19.9	18.9	20.0	6.5	36.9	21.5	17.5	23.2
Sane	19.5	27.5	23.4	25.9	27.3	6.4	36.4	21.6	23.6	29.0
Sevron	18.4	26.8	22.1	25.6	25.8	8.3	36.4	21.0	28.1	36.0
Solnan	18.1	25.8	21.7	24.9	25.9	8.3	36.4	21.0	28.1	36.0
Sane	19.5	27.5	23.4	25.9	27.3	6.4	36.4	21.6	23.6	29.0
Reyssouze	19.6	27.7	23.6	21.3	24.0	8.9	36.6	21.7	21.0	31.4
Chalaronne	16.7	26.0	20.3	17.8	18.8	6.8	36.4	22.1	22.3	31.8

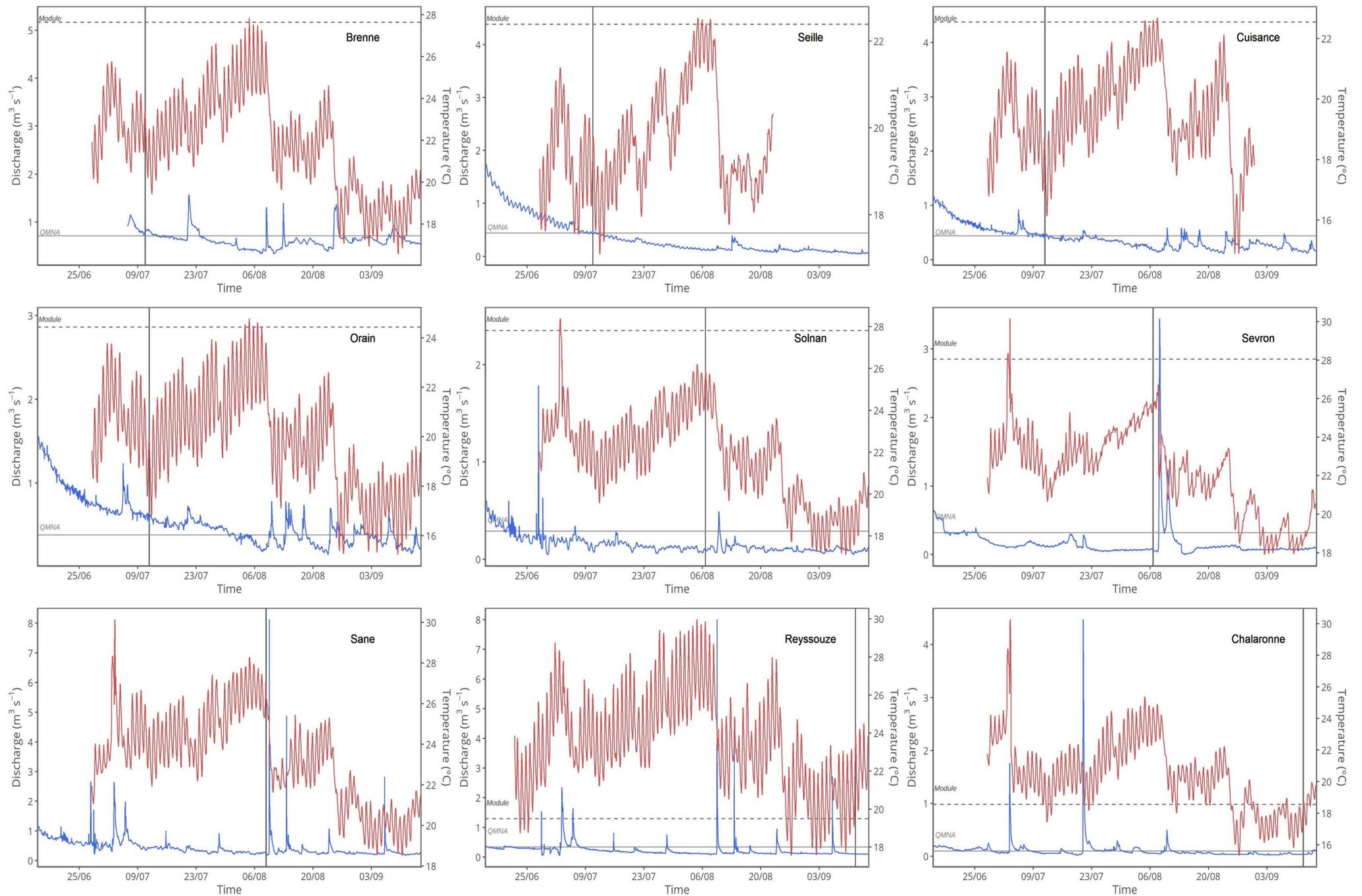


Figure 7 : Chroniques de débits et de température de l'eau pour les rivières imagées durant l'été 2018. Les lignes verticales indiquent le jour de la mission.

### 3.6. Statistiques des modèles issus de la photogrammétrie

Les modèles issus de la photogrammétrie SfM ont tous été exportés à la même résolution, à savoir 30 cm pour les modèles thermiques (i.e. orthothermogrammes) et 10 cm pour les orthophotos. Les principales statistiques de ces modèles sont présentées dans le Tableau 5.

Tableau 5: Principales caractéristiques des modèles construits pour chacune des rivières, pour les orthophotos et les orthothermogrammes.

	Rivière	Seille	Brenne	Orain	Cuisance	Sevron	Solnan	Sône	Chalaronne	Reyssouze
Date de vol		10/07/18	10/07/18	11/07/18	11/07/18	06/08/18	06/08/18	08/08/18	11/09/18	11/09/18
Heures de vol		18:39-19:13	19:15-19:46	18:48-19:35	19:46-20:23	17:30-18:37	18:37-19:08	18:18-19:16	16:39-17:17	17:50-18:27
Linéaire survolé (km)		26.98	22.54	31.66	24.21	27.93	31.88	37.33	30.29	29.26
Nb. de photos	Visible	961	421	692	430	612	873	1262	777	746
	IRT	868	834	1219	461	799	1055	1182	1000	978
Altitude moyenne (m)		355	422	414	382	320	299	346	347	373
Surface imagée (km <sup>2</sup> )		7.47	6.76	9.47	4.54	4.58	4.94	7.68	6.08	6.76
Résolution au sol (cm)	Visible	4.65	5.55	5.42	5.01	4.17	3.91	4.48	4.59	4.97
	IRT	31.7	33.9	33.1	30	25.6	24	27.1	28.2	30.4

Les linéaires survolés lors des campagnes de l'été 2018 se situaient entre 22 et 37 km. La plupart des rivières ont été imagées par paires, du fait de leur proximité géographique, mise à part la Sône. C'est d'ailleurs la raison pour laquelle le linéaire imagé sur la Sône est supérieur aux autres rivières : la totalité de la batterie de la caméra thermique, qui conditionne le temps maximal de prise de vue, a pu être utilisée sur une seule rivière. A contrario, les rivières Seille et Brenne ont été imagées successivement et le linéaire total de rivière imagé approche les 50 km, soit un total de 100 km de vol (aller-retour). En revanche, la longévité maximale de la batterie a été atteinte avant la fin du deuxième passage sur la Cuisance, limitant ainsi le nombre d'images disponibles sur une partie de cette rivière. Enfin, une escale imprévue entre la mission sur le Sevron et le Solnan a permis de changer la batterie de la caméra et ainsi allonger le linéaire survolé sur le Solnan par rapport à ce qui était prévu (~+5 km). L'altitude moyenne de vol se situe autour de 370 m (min = 299 m, max = 422 m) et elle augmente d'autant plus que la sinuosité de la rivière est importante, rendant alors les manœuvres pour le pilote plus compliquées. Néanmoins, les résolutions obtenues pour les deux types d'images sont excellentes (visible = 10 cm, thermique = 30 cm) et suffisantes pour l'étude de la température de surface de ces rivières.

### 3.7. Classification des images

La classification d'images, satellites ou aériennes, est une étape soumise à de fortes incertitudes. Par exemple, malgré l'ajout de 3 bandes supplémentaires aux images RGB acquises lors des campagnes IRT de 2018 (bande « thermique », bande « MNT » et bande « texture d'image »), la classification n'est jamais parfaite (e.g. illustration sur la classification étape 1 sur la Brenne, Tableau 6). La précision de la classification pour les différentes rivières a oscillé généralement autour de 80 %, démontrant la nécessité d'y intégrer une phase fastidieuse mais primordiale de vérification manuelle (voir Figure 4).

Tableau 6: Matrice de confusion issue de la classification d'image (étape 1) pour la rivière Brenne.

Classe	% par classe		Total
	Eau	Hors-eau	
Eau	92,88	22,87	38,29
Hors-eau	7,12	77,13	61,71
Total	100	100	100

coeff. Kappa : 0,56

Précision : 80,60 %

L'étape de vérification manuelle a pour objectif principal de remédier aux erreurs de commission (c'est-à-dire de pixels hors-eau classés comme pixels en eau). Les erreurs d'omission (i.e. pixels en eau laissés en dehors de la classification), bien que parfois importantes sur certains secteurs, ont moins d'influence sur les résultats lors de la phase d'extraction des pixels de température.

Enfin, un test final de la qualité de la classification a été effectué, sur certains tronçons, en étudiant le profil longitudinal de température en sortie de la chaîne de traitement. Certaines températures jugées « erratiques » ont permis d'identifier des points où la classification n'avait pas été suffisante (e.g. pixels de pont, à l'ombre, considérés comme de l'eau). Les produits finaux ont ensuite pu être exportés, comme expliqué précédemment (Figure 5).

### 3.8. Relation entre la température *cinétique* et la température *radiante*

Le déploiement de thermomètres mesurant la température à la surface de l'eau au moment de l'acquisition des images a permis de construire une relation entre température *cinétique* et température *radiante*. L'objectif principal de cette démarche est de pouvoir *corriger* les images thermiques de manière empirique (cf. explication dans la partie 3.3.4). En les observant de manière graphique (Figure 8), les droites de régression qui régissent cette relation semblent différer d'une rivière à une autre. La température *imagée* apparaît toujours supérieure à la température *cinétique*, comme cela a pu être rapporté à de nombreuses reprises dans la littérature (Torgersen et al., 2001; Handcock et al., 2006; Wawrzyniak et al., 2016; Marteau and Piégay, 2018). Les régressions linéaires qui régissent ces relations sont toutes assez fortes ( $r^2$  compris entre 0,75 et 0,98, mais sont à relativiser du fait du nombre limité de points -entre 8 et 10- ayant servi à construire ces relations) mais leurs caractéristiques (ordonnée à l'origine et coefficient directeur) varient d'un site et/ou d'une mission à l'autre (Figure 8). De nombreux auteurs, et notamment ceux qui utilisent des modèles de calibration pour corriger les images thermiques, admettent que cette relation entre la température imagée et la température « réelle » est influencée particulièrement par les conditions météorologiques le jour du vol. Ainsi, la température et l'humidité de l'air joueraient un rôle prépondérant dans l'explication de ces écarts (Handcock et al., 2012). La distance à l'objet (i.e. l'altitude de vol) et le vent sont également cités comme facteurs explicatifs de ces différences. L'obtention de relations température cinétique – température radiante sur 9 cours d'eau supplémentaires offre la perspective de tester certaines de ces hypothèses à l'avenir.

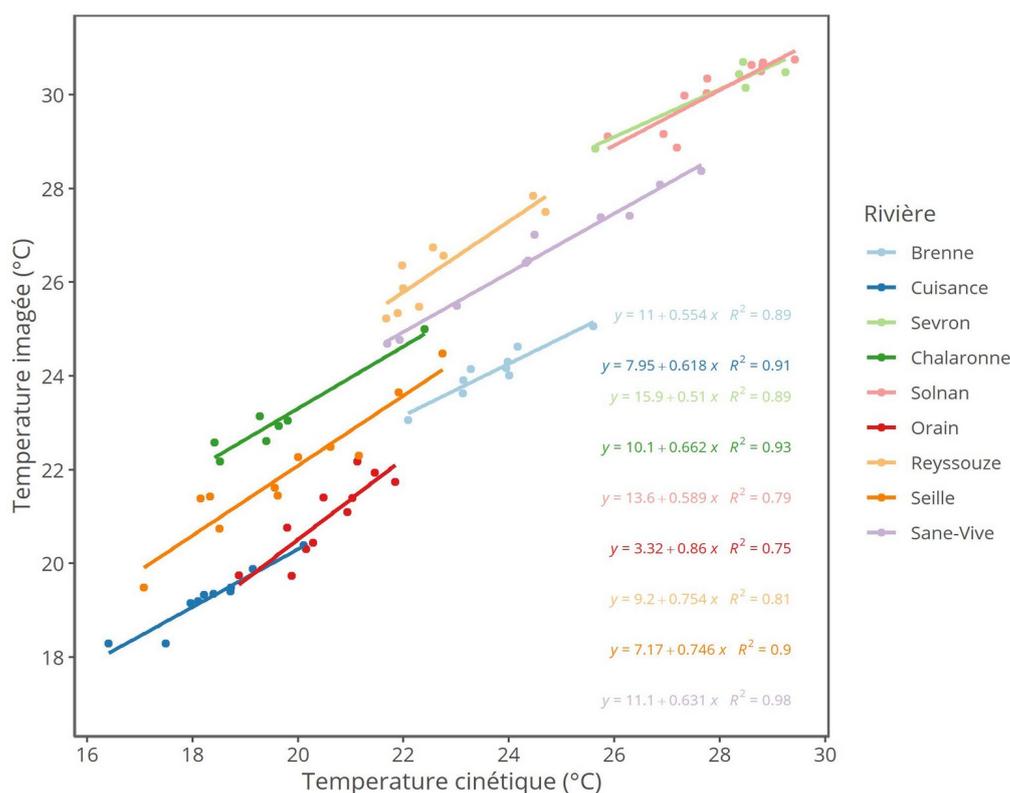


Figure 8: Relation entre température cinétique et température imagée, ayant servi à calibrer la correction des images thermiques, pour les différentes rivières imagées durant l'été 2018.

### 3.9. Facteurs de contrôle de la température estivale des cours d'eau de Bresse

Le découpage des profils de température en sous-tronçons basé sur les changements de couverture riparienne et sur la présence de seuils a permis d'explorer de manière statistique les effets liés à l'un et l'autre des paramètres sur la température de surface. Parmi toutes les variables utilisées, certaines sont rapidement apparues comme ayant un effet important sur le fonctionnement thermique des rivières et ont dû être prises en compte avant de pouvoir analyser les effets associés de la présence/absence de ripisylve et des seuils.

#### 3.9.1. Présence d'un gradient de température amont-aval

Les systèmes naturels présentent généralement un gradient de température de l'amont vers l'aval (Vannote et al., 1980) bien qu'il ne soit pas toujours marqué sur des tronçons de quelques kilomètres. Pouvoir identifier les comportements thermiques des rivières à l'échelle du tronçon nécessite donc de s'assurer qu'un tel gradient, s'il existe, soit pris en compte dans l'analyse.

En testant la relation qui pouvait exister entre la température et la distance (du point amont vers le point aval du secteur étudié), il a été possible de mettre en évidence ce qui pouvait être observé sur les profils longitudinaux de température (voir Annexes) : il existe des gradients longitudinaux de température pour la grande majorité des rivières (Figure 9). Les pentes de ces régressions linéaires sont significativement différentes (Anova,  $F\text{-value} = 23.84$ ,  $p\text{-value} < 0.001$ ). Afin d'effacer ces gradients amont-aval, les valeurs de température ont été détendancées selon la distance. La variabilité longitudinale de température n'est pas affectée par cette manipulation des données.

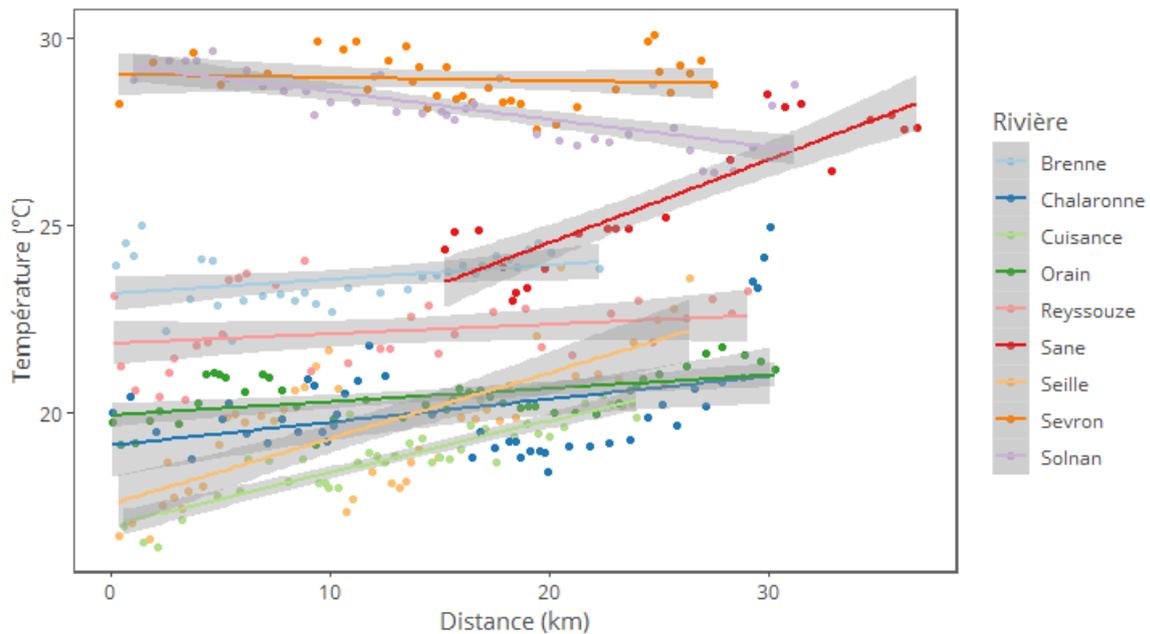


Figure 9 : Relation entre la température moyenne des sous-tronçons et la distance à l'amont pour chacune des rivières. Bien que les comportements soient différents d'une rivière à une autre, ces régressions sont significativement différentes.

Malgré la présence de gradients amont-aval différents sur les 9 rivières, il apparaît que ces gradients sont moins importants que la variabilité locale de température (dispersion des points autour de la droite de régression). De fortes variabilités peuvent être observées par endroit (e.g. rupture au km 10 sur la Seille) et notamment à l'approche des confluences (e.g. Chalaronne, Solnan).

### 3.9.2. Existe-t-il des corrélations entre les variables explicatives ?

Les différentes variables explicatives sont susceptibles d'être plus ou moins corrélées entre-elles. Le cas échéant, il est nécessaire d'utiliser des outils statistiques qui permettent de s'affranchir de ces corrélations.

L'une des manières d'observer une éventuelle corrélation des variables est l'analyse en composante principale (ACP). En cherchant à figurer dans un espace en 2 dimensions la distribution des individus et en étudiant la façon dont les variables se placent les unes par rapport aux autres dans cet espace, il est possible d'isoler des variables corrélées.

La pente, la couverture riparienne ainsi que la distance au seuil aval le plus proche (inversement) semblent être corrélées, de même que la longueur, la distance au seuil amont le plus proche et la sinuosité (Figure 10). Il est donc nécessaire soit (1) de n'utiliser qu'une seule des variables corrélées, soit (2) d'utiliser des outils statistiques qui acceptent de prendre en compte des variables auto-corrélées. L'ACP permet de repérer les rivières qui présentent des caractéristiques similaires, mais aussi de repérer ce qui différencie des cours d'eau choisis par « paires » (voir méthodes). Ainsi, l'Orain et la Cuisance sont similaires bien que l'Orain semble couvrir un spectre de conditions de largeur et de présence d'ouvrages un peu plus large. La Seille et la Brenne se différencient clairement, notamment par des différences de couverture de ripisylve/pente, et de présence de seuils. Le Solnan et le Sevron se différencient par leur sinuosité et la densité de seuil notamment, tandis que la Sane apparaît plus large que ces deux rivières. Enfin, la Chalaronne couvre le plus petit « espace » sur ce graphique et pourrait donc présenter des caractéristiques physiques moins diversifiées.

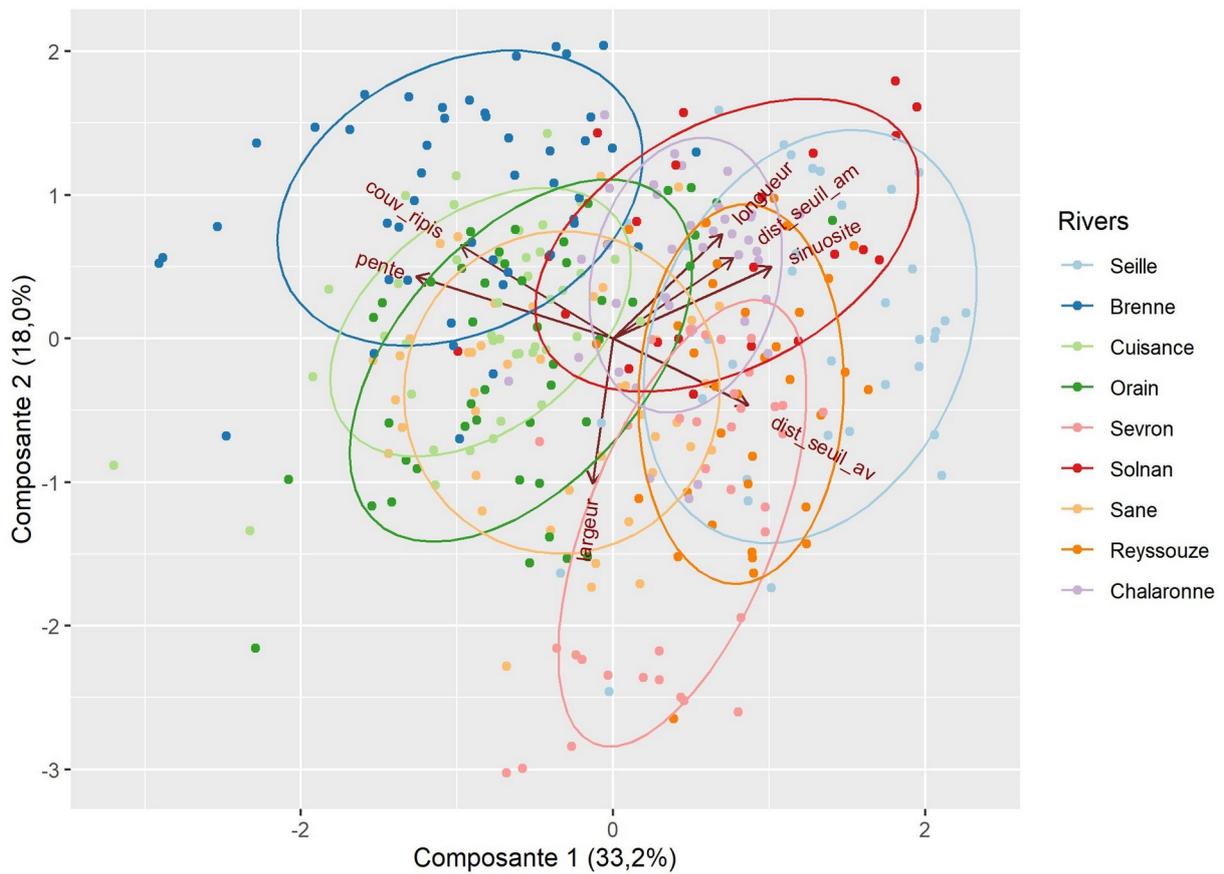


Figure 10: Analyse en Composantes Principales (ACP) des variables hydromorphologiques des rivières sur leurs secteurs étudiés. Définition : *couv\_ripis* = % de couverture par la ripisylve, *dist\_seuil\_am* = distance au seuil amont le plus proche et *dist\_seuil\_aval* = distance au seuil aval le plus proche.

Au regard de la matrice de corrélation (Figure 11), mêmes les variables les plus corrélées ne le sont que pour une valeur de  $R^2$  de 0,54 maximum. Choisir l'une des variables plutôt qu'une autre limiterait l'interprétation qu'il serait possible de faire des résultats de l'analyse. Le choix s'est donc porté sur l'utilisation d'un outil offrant la possibilité de travailler avec des variables corrélées : les outils *Random Forest (RF)* et Modèles Additifs Généralisés (*GAM*).

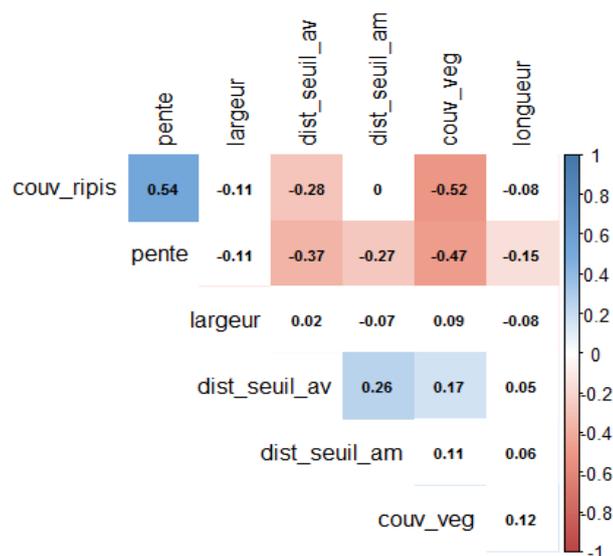


Figure 11 : Matrice de corrélation entre les différentes variables explicatives.

### 3.9.3. Effet de la présence/absence de ripisylve sur l'échauffement/refroidissement relatif

L'échauffement (ou refroidissement) relatif permet de déterminer si certaines variables peuvent expliquer ces changements de température entre l'entrée et la sortie d'un sous-tronçon, tout en intégrant d'éventuelles différences de température selon un gradient amont-aval (i.e. température détendancée) et des différences de conditions météorologiques le jour du vol (température normalisée). Quelque soit l'outil statistique utilisé (*RF*, régressions linéaires multiples, *GAM*), le jeu de données ne permet pas d'expliquer de manière satisfaisante cette variable d'échauffement/refroidissement relatif. Ces outils statistiques font tous ressortir la présence/absence de ripisylve comme unique variable significative, mais avec un pouvoir explicatif très limité (entre 6 % pour *RF* et 20 % pour *GAM*). De fait, la température de surface ne semble pas enregistrer un changement au sein d'un corridor homogène en termes de couvert, ni refroidissement ni réchauffement. L'interprétation de cette situation, un peu particulière par rapport à d'autres cours d'eau, est que l'écoulement est tellement lent que la surface de la masse d'eau ne présente pas un temps de résidence au sein de la section qui varie significativement en fonction de la distance longitudinale à l'échelle de temps considérée ici. De fait, la température moyenne de chaque sous-tronçon est sans doute plus pertinente dans ce contexte pour analyser l'effet de la couverture de ripisylve.

### 3.9.4. Effet de la présence/absence de ripisylve sur la température normalisée et détendancée d'un tronçon homogène

L'analyse par *RF* a été utilisée pour tester les variables qui permettaient d'expliquer au mieux la température des sous-tronçons. Pour cela, une série de 1000 arbres indépendants a été construite à partir d'échantillons aléatoirement tirés du jeu de données afin de construire un arbre de décision basé sur cette forêt de résultats. L'arbre de décision informe sur l'importance relative des différentes variables ainsi que sur la variance totale expliquée par ces mêmes variables. La Figure 12 illustre les résultats de l'analyse par *RF*. Pour une moyenne des résidus au carré de 0,26, 30,6 % de la variance de la température est expliquée par les variables utilisées (un résultat autour de 50 % est généralement considéré comme satisfaisant pour une analyse *RF*). La validation croisée confirme la robustesse des résultats (Variance expliquée après validation croisée = 42,33 ; pourcentage de la variance expliquée après permutation = 96,46%).

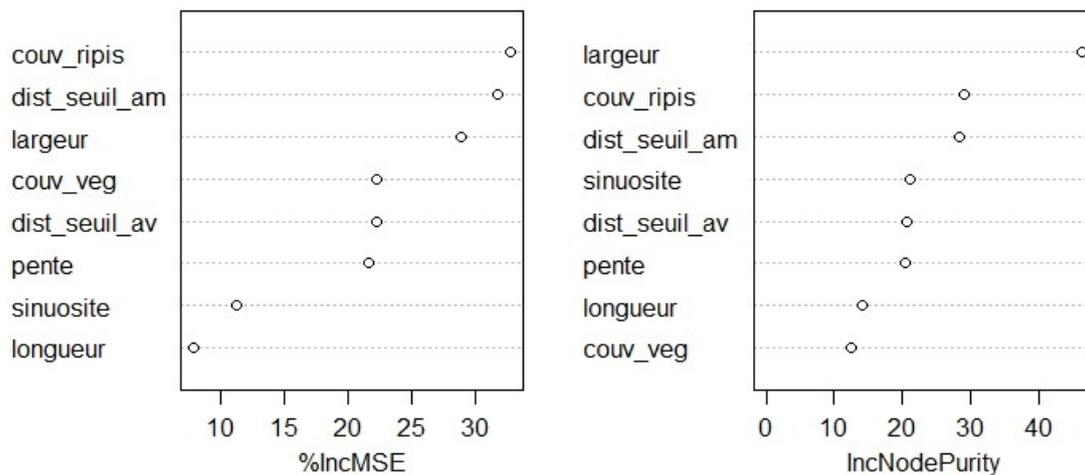


Figure 12 : Résultats de l'analyse RF cherchant à expliquer la température détendancée et normalisée d'un tronçon. Le graphique de gauche représente l'amélioration (ici par mesure de la diminution des erreurs moyennes au carré) qu'apporte chacune des variables lorsqu'elles sont ajoutées une à une au modèle. Le graphique de droite illustre l'amélioration en termes de « distinction » entre les arborescences du modèle lorsque les variables sont ajoutées une à une à ce modèle. Ce sont deux façons différentes d'évaluer le rôle relatif des différents paramètres explicatifs.

La température de l'eau d'un tronçon est principalement expliquée par la présence/absence de ripisylve (33% de l'amélioration du modèle, Figure 12) ainsi que la distance au seuil amont le plus proche (32%) puis la largeur du chenal (27%). Les variables suivantes n'améliorent que légèrement le modèle RF, bien qu'on y retrouve notamment la distance au seuil aval le plus proche, la couverture de végétation flottante et la pente (12 à 23%).

Ces résultats sont confirmés par la modélisation de type 'GAM'. Les variables *Largeur du chenal*, *Distance au seuil amont le plus proche* et *Couverture de ripisylve* ressortent comme étant les paramètres permettant de prédire au mieux la température détendancée normalisée (variance expliquée : 30,6%). De plus, cet outil statistique permet de différencier le comportement des différentes rivières, ce qui est visible sur la représentation en 3D de l'évolution de la température en fonction de la couverture de ripisylve (Figure 13).

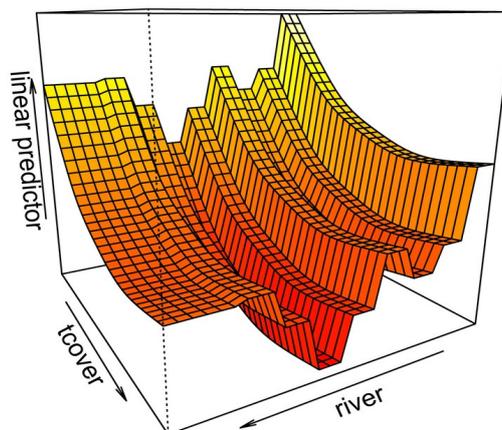


Figure 13 : Représentation 3D du modèle GAM expliquant l'évolution de la température en fonction de la couverture de ripisylve (i.e. « tcover ») et qui démontre la différence qui existe entre les différentes rivières.

### 3.9.5. La ripisylve permet de limiter l'échauffement de surface dans certaines conditions

A la lecture de ces résultats, il apparaît que la présence/absence de végétation en berge, notamment arborée (puisque c'est la composante qui a été utilisée pour construire l'indice de couverture de ripisylve) influence le comportement thermique d'un tronçon homogène. En revanche, il est clair que c'est loin d'être l'unique facteur explicatif et que d'autres paramètres doivent être pris en compte, notamment la présence de seuils et la largeur du chenal, cette dernière influençant par ailleurs l'effet protecteur du couvert ripicole lui-même.

L'exemple du Solnan et du Sevron, qui sont deux rivières s'écoulant de façon parallèle et présentant de nombreuses similarités (Figure 2), illustre graphiquement l'effet de la ripisylve (Figure 14). Les régressions qui caractérisent la relation entre couverture ripicole et température (brute) de l'eau sont similaires, la seule différence étant le peu de zones sur le Sevron où le recouvrement arboré dépasse les 60 %. Des mesures telles que la plantation d'arbres en berge pourraient ainsi limiter les températures extrêmes lors des jours les plus chauds.

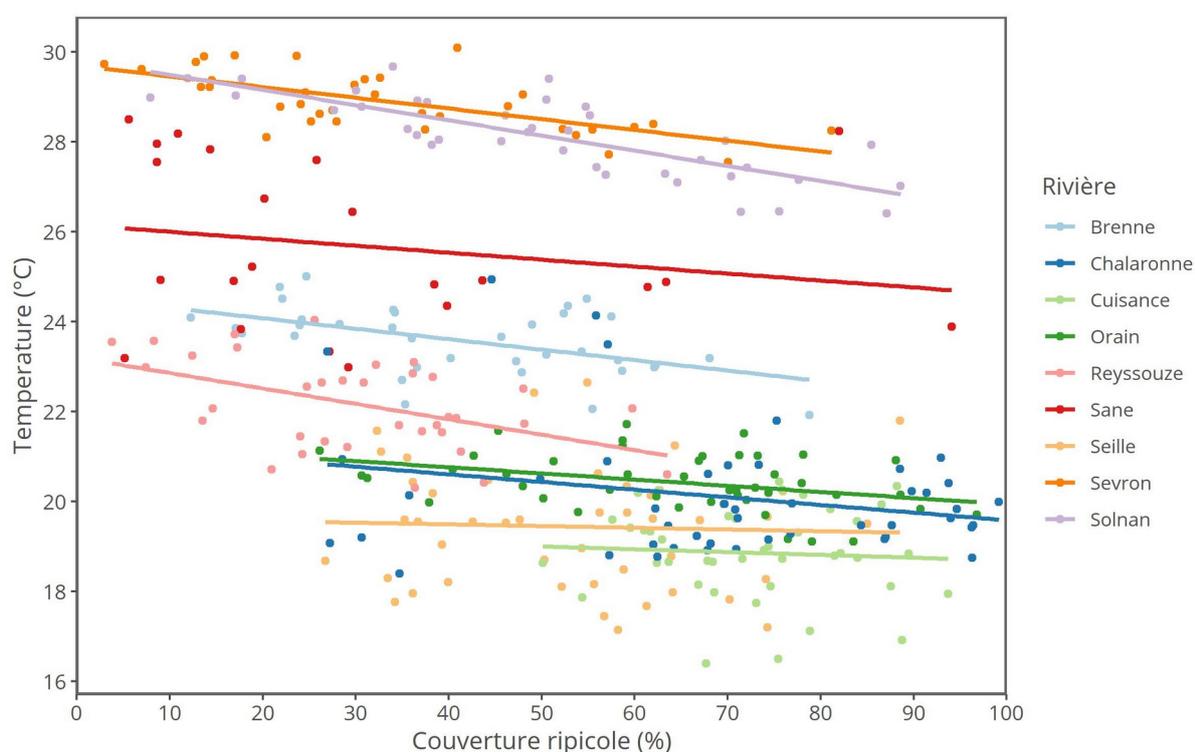


Figure 14 : Evolution de la température (non-détendancée ici) mesurée en fonction de la couverture ripicole.

De manière générale, la présence d'une ripisylve importante (i.e. dense et/ou sur une section importante) permet de limiter le réchauffement de l'eau de surface, voir de participer à un refroidissement.

Une lecture graphique comparant l'évolution de la température et de la couverture de ripisylve le long des rivières imagées permet également de constater l'effet potentiel de la présence/absence d'arbres en berge. C'est le cas notamment du Solnan et du Sevron (Figure 15), où l'on observe que les courbes représentant la température et la couverture de ripisylve ont des comportements opposés ; la température augmente lorsque la ripisylve est moins dense, voire quasiment absente. A l'inverse, la température reste stable (voire diminue) lorsque la rivière est densément couverte. Ces tendances sont observables sur ces deux rivières malgré la présence de seuils. Le cas de la Brenne (Figure 15) illustre un phénomène intermédiaire ; la température augmente lorsque la ripisylve diminue sur la partie aval de la section étudiée, mais cette relation

n'est pas visible sur la partie amont à cause de la présence de deux seuils. Ces deux ouvrages semblent influencer la température de surface plus fortement que la présence/absence de végétation en berge.

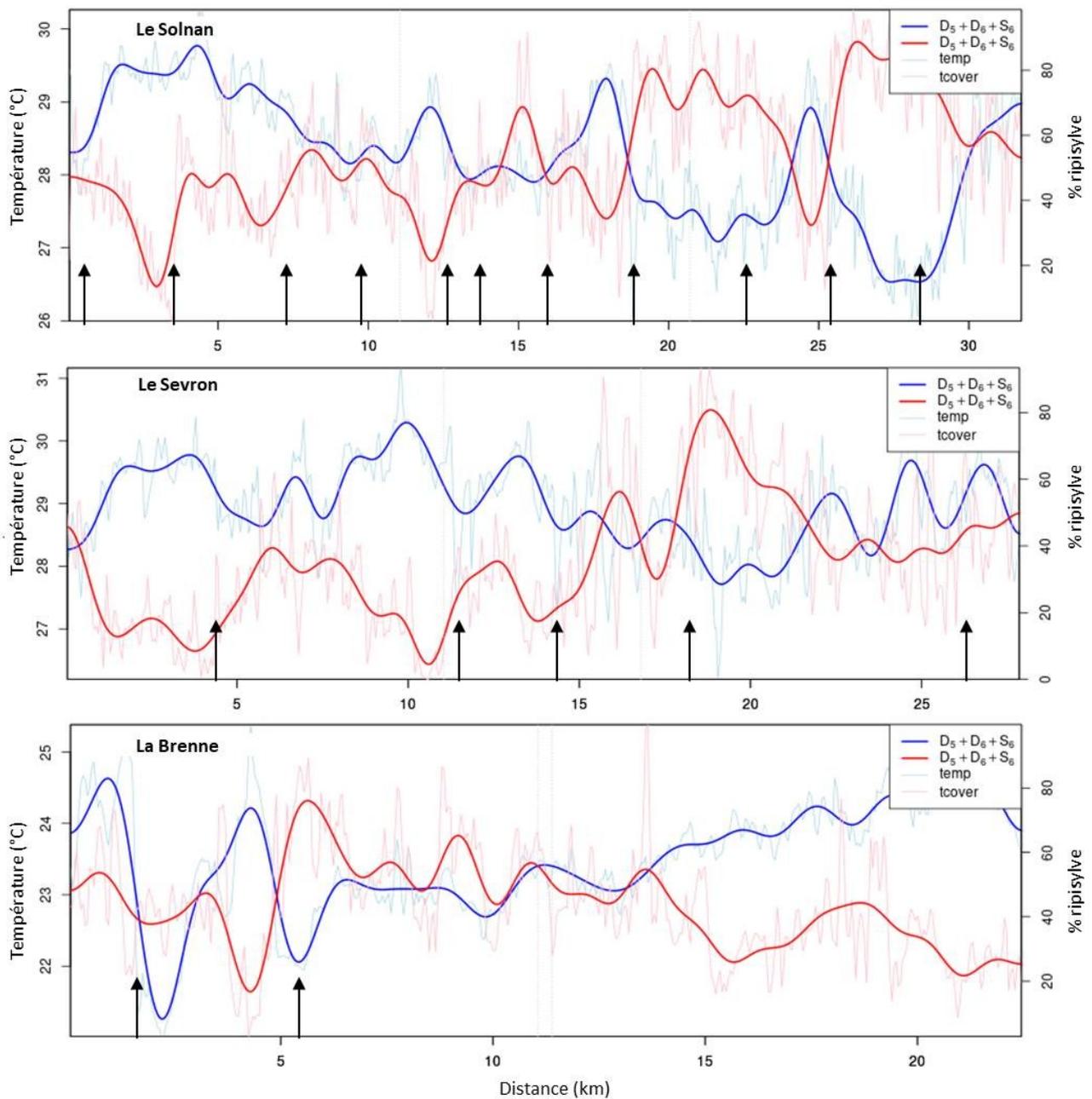


Figure 15 : Profils de température (bleu) et de couverture de ripisylve (rouge) pour les rivières Solnan, Sevron et Brenne. Les graphiques sont issus de l'outil Wavelet Toolkat . Les flèches noires présentent la position des seuils.

Les analyses par *RF* et *GAM* montrent que la distance aux seuils aval joue également un rôle important sur la température de surface à l'échelle du sous-tronçon. La lecture des profils de température, tels que présentés en Annexe, démontre qu'un tel phénomène est effectivement observable sur certains profils, notamment sur la Reyssouze (voir illustration en Figure 16).

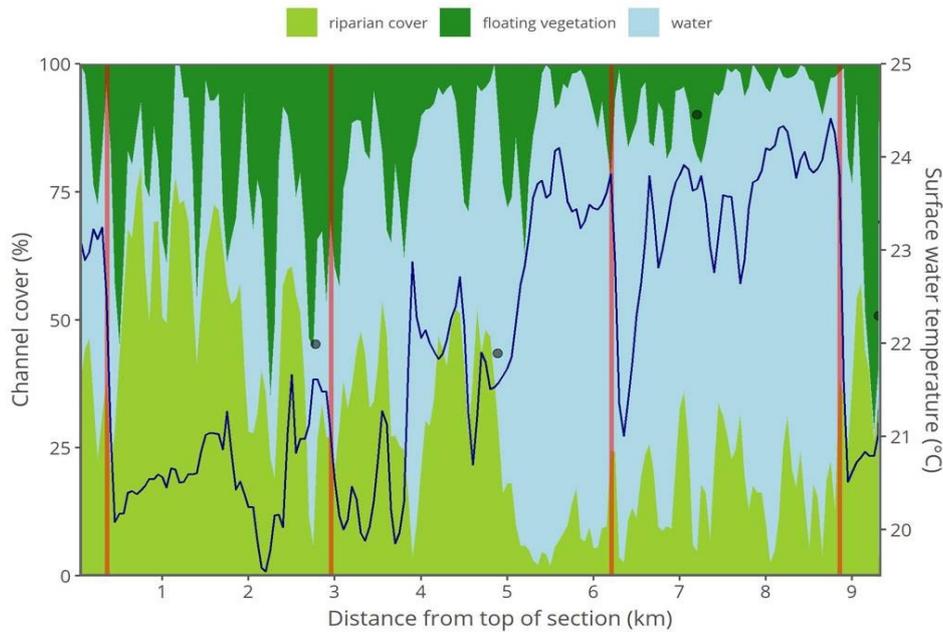


Figure 16 : Illustration de l'effet des seuils (lignes verticales rouges) sur le profil longitudinal de température (ligne bleue) sur la Reyssouze (l'écoulement se fait de la gauche vers la droite).

Enfin, la variable *largeur du chenal* ressort également comme étant une variable explicative significative. De nombreuses rivières de Bresse ont subi des campagnes de recalibrage successives visant à faciliter l'écoulement des eaux drainées et l'accès aux parcelles agricoles à des équipements toujours plus imposants. La majorité des rivières étudiées présente donc une géométrie altérée et une sur-largeur non naturelle. Le fait que la *largeur du chenal*, en plus de la *distance au seuil aval le plus proche*, soit responsable avec la *couverture de ripisylve* de l'évolution de la température des tronçons démontrent l'importance combinée de l'hydraulique et du couvert ripicole. Les écoulements sont fortement modifiés par l'élargissement du chenal et la présence de seuils, augmentant le temps de résidence de l'eau et modifiant la dynamique des échanges, dont les échanges thermiques. Un élargissement du chenal réduit également la surface que l'ombre apportée par la ripisylve peut recouvrir et ainsi protéger des rayonnements solaires. Les altérations de l'hydraulique des rivières sont d'autant plus visibles lors des épisodes d'étiages estivaux. Lorsque les écoulements sont faibles, les variations de température intra-tronçon sont amenées à être aussi voire plus importantes que les variations de température inter-tronçon. Dans les faits, le réchauffement/refroidissement de l'eau est soumis à des phénomènes très locaux qui « brulent » une éventuelle réponse longitudinale à la présence/absence de ripisylve. En revanche, la température générale (ici détendancée et normalisée) permet de « lisser » ces fortes variations à l'échelle du tronçon et peut donc être plus facilement expliquée par les variables à disposition. De fait, c'est le comportement thermique de l'eau autour de ces ouvrages qui rend la lecture de la relation entre *température* et *ombrage/ripisylve* d'autant plus complexe.

### 3.10. L'effet marqué des obstacles à l'écoulement et le rôle de la stratification thermique

Avant toute chose, il est important de rappeler le contexte dans lequel ces observations ont été faites. Il est reconnu que la présence d'obstacles à l'écoulement génère un réchauffement global de la masse d'eau, notamment sur les rivières comme celles de la Bresse (Chandesris et al., 2019). Dans le cas de cette étude, les profils de température ont été mesurés lors des périodes les plus chaudes de l'année, pendant le moment

le plus chaud de la journée, et ils représentent les températures de surface. Les observations ci-dessous reflètent donc un contexte très particulier qu'il convient de garder en mémoire lors de la lecture des résultats.

L'effet des seuils peut être observé directement sur le profil longitudinal de température (Figure 16 et annexes), ainsi que par la comparaison des images entre l'amont et l'aval des structures (Figure 19). En effet, la température de surface a tendance à être plus élevée à l'amont qu'à l'aval des ouvrages. A l'amont, la température augmente d'autant plus que l'on se rapproche du seuil. En revanche, elle subit une chute rapide et parfois importante (de quelques dixièmes de °C à plus de 4°C suivant les sites) lorsque l'eau passe à l'aval de l'ouvrage. C'est ainsi que de nombreuses « ruptures » du profil longitudinal de température peuvent être observées sur les figures en annexes ; ce phénomène que l'on pourrait interpréter comme une « réinitialisation » de la température est une dé-stratification, et semble d'autant plus marqué que la ripisylve est peu dense (voir illustration en Figure 16 et la différence de comportement entre les km 0,3 et 3,0, et les km 6,2 et 8,9).

La dé-stratification à l'aval d'un seuil peut s'expliquer par un mélange des eaux de surface et des eaux plus profondes, généralement plus froides, lorsque l'eau passe le seuil. Ainsi, plus la différence de température entre l'amont et à l'aval d'un seuil sera importante, plus l'effet de « réinitialisation » observé sur le profil sera marqué. Cet écart de température amont-aval de seuil est donc un marqueur du phénomène de stratification thermique qui existe au sein de ces hydrosystèmes à faible énergie et ponctués de nombreux obstacles à l'écoulement. Cette stratification thermique a également été observée de manière empirique à différents endroits, notamment sur la Reyssouze (rivière avec de nombreux seuils). En plaçant deux thermomètres, au fond et à la surface de l'eau, il est possible de quantifier les différences de température et d'étudier leur évolution au cours de la journée (Figure 17). L'exemple présenté ici sur la Reyssouze montre que sur une journée estivale (qui n'était cependant pas la journée la plus chaude de la saison, voir section 'Contexte météorologique') le différentiel thermique fond-surface peut atteindre 5°C au moment où l'eau est la plus chaude (ici, autour de 18h30). En revanche, cette différence de température semble avoir quasiment disparue lorsque la température de l'eau est la plus basse (ici vers 8h00, différence < 0,2°C) ce qui montre que la stratification thermique est dynamique et évolue au cours d'une même journée. Il est donc probable qu'elle évolue également d'un jour à l'autre en fonction des conditions météorologiques et hydrologiques.

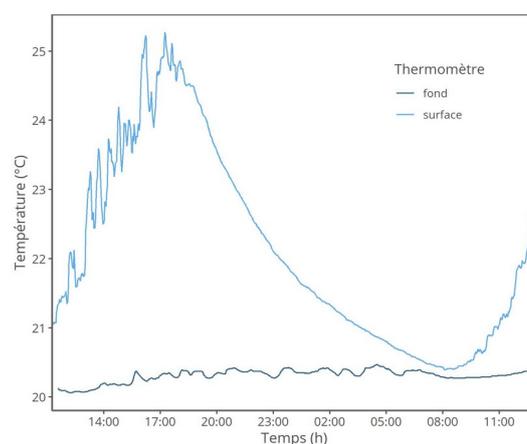


Figure 17 : Exemple de stratification thermique observée sur la Reyssouze pendant la journée du 11/09/2018.

L'effet des seuils sur le profil longitudinal de température est donc double. Tout d'abord, en ralentissant la vitesse des écoulements et en générant une retenue d'eau, ils favorisent l'apparition d'une stratification

thermique qui peut être marquée (ici jusqu'à +25 % par rapport à la température du fond). Ceci participe à l'échauffement général de la masse d'eau qui est observé dans ce genre de retenue (Chandesris et al., 2019). Ils conduisent ensuite à une dé-stratification de la masse d'eau à l'aval de l'ouvrage, qui n'existerait pas s'il n'y avait pas eu de stratification en amont. Ce sont donc les seuils qui sont responsables des motifs déstructurés des profils de température observables sur ces rivières de plaine agricole, soumises à des régimes hydrologiques très contrôlés.

En étudiant cet effet de « réinitialisation » de la température à l'aval des ouvrages sur les 9 rivières faisant l'objet de cette étude, on observe que ce phénomène n'est pas linéaire ni uniforme, mais qu'il dépend de la température moyenne de l'eau (Figure 18). La différence de température entre l'amont et l'aval d'un seuil est plus élevée lorsque la température de l'eau est élevée. Ce résultat confirme que le phénomène de stratification, qui est inversement proportionnel au phénomène de dé-stratification, sera donc plus important si la température de l'eau est élevée.

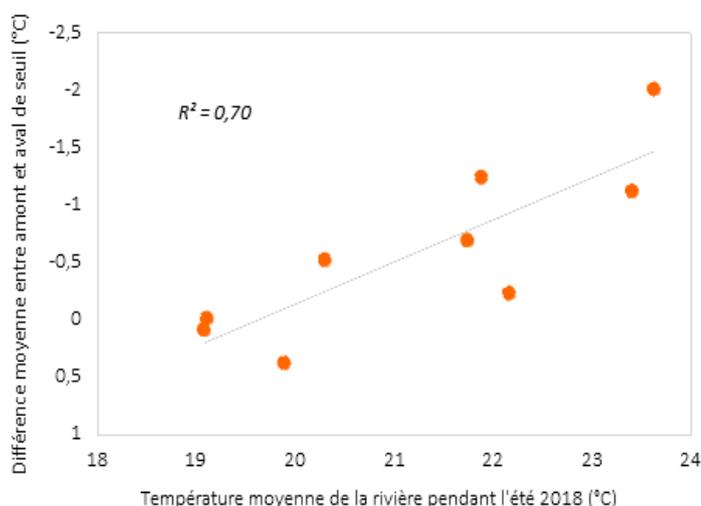


Figure 18 : Relation entre la température moyenne de l'eau et l'influence des seuils sur le profil de température.

Enfin, la réponse de la température lors du passage d'un seuil n'est pas identique pour tous les ouvrages. Alors que certains auront des effets très marqués (e.g. Figure 16, Figure 19A), d'autres seront transparents, c'est-à-dire qu'aucun phénomène de dé-stratification ne peut être observé à l'aval (Figure 19B). Ces résultats peuvent en partie s'expliquer par la nature des ouvrages (Figure 20) ; les seuils de moulin et les seuils de dérivation, généralement construits en béton et plutôt bien entretenus, auront des effets beaucoup plus marqués que les seuils 'autres' (souvent utilisés pour des prises d'eau), parfois construits en pierre (plus poreux et perméables) ou laissés à l'abandon. Les gués ne semblent pas avoir d'effet sur le profil de température, et certains petits seuils peuvent même avoir un effet inverse, avec une augmentation de la température vers l'aval. Ceux-ci ne génèrent donc pas de stratification en amont.

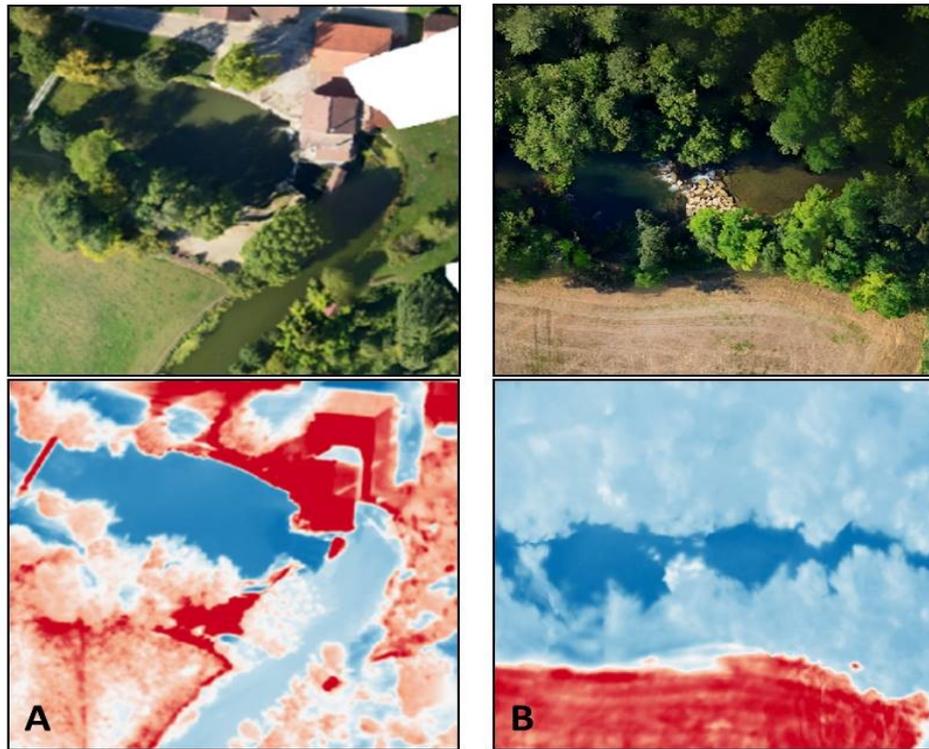


Figure 19 : Illustration des effets des seuils sur la température de surface, pouvant être (A) très marqué comme sur la Reyssouze (Moulin de Veyriat), ou (B) totalement inexistant comme sur la Seille (lieu-dit Les Vignasses, Ruffey-sur-Seille). Le gradient de couleur reflète la température de surface (rouge = température élevée, bleu = température faible).

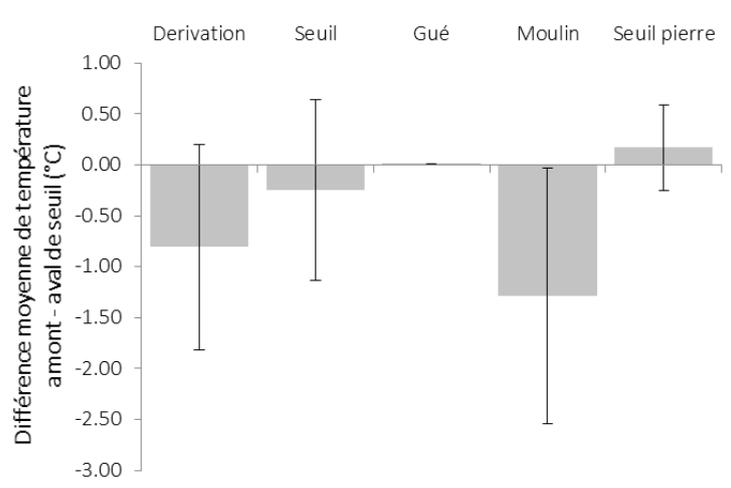


Figure 20: Écarts moyens de température entre l'amont et l'aval en fonction des types d'ouvrages.

Peu d'études se sont intéressées au phénomène de stratification thermique en rivière. Le rayonnement solaire net (i.e. à ondes courtes) est capable de réchauffer l'eau sur une épaisseur de 1m (Schluessel et al., 1990). Lorsque les écoulements ne sont pas turbulents, le mélange de la colonne est limité et une stratification thermique peut apparaître (Torgersen et al., 2001). Les moulins plutôt profonds sont théoriquement plus sujets à stratification et présentent des enjeux écologiques pour certaines espèces (Matthews et al., 1994; Nielsen et al., 1994). Mais un tel phénomène avait rarement été rapporté sur des rivières de cette taille, et sur un linéaire aussi important. Il semble donc que, contrairement à ce que Caissie et al. (2006) suggéraient pour les rivières plutôt 'naturelles', une stratification thermique verticale peut être observée sur des rivières de moins de 4 à 5 mètres de profondeur lorsque les conditions particulières sont réunies. Les enjeux de telles observations sont discutés dans le § « 6. Discussion » de ce rapport.

## 4. Modélisation thermo-hydraulique de l'échauffement à l'échelle locale

### 4.1. Objectifs et principes de l'exercice

Les campagnes d'acquisition de données IRT et l'analyse de ces données ont fourni de nombreuses informations sur le fonctionnement thermique des cours d'eau de la plaine agricole de la Bresse. En revanche, l'un des obstacles à la quantification des effets relatifs et/ou combinés de la présence/absence de ripisylve et des seuils se trouve dans la complexité des interactions entre ces deux facteurs. De plus, construire des outils opérationnels à partir des résultats scientifiques passe bien souvent par le développement d'outils de modélisation. Dans notre cas, ils peuvent notamment permettre de simuler le comportement thermique d'un tronçon de rivière en fonction de conditions particulières. De telles approches, bien que développées avec des outils différents et pour des objectifs variés, sont régulièrement décrites dans la littérature (e.g. Hannah et al., 2008; Fabris et al., 2018; Loicq et al., 2018).

Le modèle développé ici se base en partie sur les travaux réalisés par V. Wawrzyniak sur la rivière d'Ain (Wawrzyniak et al., 2017). L'objectif est de construire un module hydraulique et thermo-dynamique à l'aide d'équations physiques (i.e. modèle déterministe) et de tester les résultats obtenus à l'aide des données IRT sur les 9 rivières concernées afin de repérer les secteurs où la modélisation ne fonctionne pas correctement, et identifier les paramètres qui peuvent manquer et ainsi améliorer le modèle.

Cette partie du travail est toujours en cours de développement. Les résultats présentés ici ne sont qu'une illustration de l'état d'avancement de la construction du modèle.

### 4.2. Description du modèle

Les modèles déterministes de température des rivières sont basés sur le principe de conservation d'énergie, qui détermine que l'addition des flux énergétiques entrants et sortants sont nuls. Ainsi, dans le cas de rivières dont la colonne d'eau est correctement mélangée, l'équation d'équilibre énergétique donnée par Caissie et al. (2005, voir également les références citées) est la suivante :

$$\frac{\delta T_{eau}}{\delta t} + v \cdot \frac{\delta T_{eau}}{\delta x} - \frac{1}{A} \cdot \frac{\delta}{\delta x} \left( AD_L \cdot \frac{\delta T_{eau}}{\delta x} \right) = \frac{W}{\theta \rho A} \Phi_{atm} + \frac{p}{\theta \rho A} \Phi_{sed} \quad (2)$$

où  $\delta T_{eau}$  est la température de l'eau (°C),  $v$  est la vitesse moyenne de l'eau ( $m \cdot s^{-1}$ ),  $t$  est le temps (s) nécessaire pour parcourir la distance  $x$  (m),  $A$  est la section mouillée ( $m^2$ ),  $D_L$  est le coefficient de dispersion dans la direction du courant ( $m^2 \cdot s^{-1}$ ),  $W$  est la largeur du chenal (m),  $p$  est le périmètre mouillé (m),  $\theta$  est la chaleur spécifique de l'eau ( $4,19 \times 10^3 \text{ MJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$ ),  $\rho$  est la densité de l'eau ( $1000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ),  $\Phi_{atm}$  est le budget énergétique total des flux entre la rivière et l'atmosphère ( $W \cdot m^{-2}$ ) et  $\Phi_{sed}$  est le budget énergétique des échanges thermiques entre la rivière et les sédiments ( $W \cdot m^{-2}$ ).

Cette équation présente deux composantes, une première représentant les propriétés hydrauliques de la rivière, et une deuxième, le bilan des flux énergétiques entrants et sortants de et vers la rivière.

#### 4.2.1. Composante hydraulique

La composante hydraulique de l'équation nécessite de connaître un certain nombre de paramètres dont certains sont difficiles à estimer de manière précise à l'échelle de dizaines de kilomètres de rivière. C'est le cas notamment du coefficient de dispersion  $D_L$ . Le choix a alors été fait de modéliser les échanges selon des unités de base de taille constante (ici de 100 m) afin de pouvoir s'affranchir de ces obstacles (Wawrzyniak et al., 2017). L'équation précédente peut alors être simplifiée comme telle :

$$\frac{\delta T_{eau}}{\delta t} = \frac{W}{\theta \rho A} \Phi_{atm} + \frac{p}{\theta \rho A} \Phi_{sed} \quad (3)$$

Les variables hydrauliques ont été calculées de la manière suivante :

$$A = H \cdot W \quad (4)$$

où  $H$  est la hauteur d'eau (m). La largeur du chenal faisant partie des variables connues (Tableau 7), la hauteur d'eau a été estimée en utilisant la formule de Manning-Strickler :

$$H = \frac{Q}{(k \cdot W \cdot i^{0,5})}^{3/5} \quad (5)$$

où  $Q$  est le débit ( $m^3 \cdot s^{-1}$ ),  $k$  est le coefficient de rugosité de Strickler et  $i$  est la pente de la ligne d'eau. Ici, la pente du fond du lit a été considérée égale à celle de la ligne d'eau.

Tableau 7: liste des variables utilisées pour la modélisation hydraulique

Nom de variable	Description	Source	Traitement
i	Pente moyenne de l'unité	RGE Alti 5 m (IGN)	(altitude amont – altitude aval) / longueur de l'unité
sf	Pourcentage de ripisylve en berge	Base de données OSCRS <sup>5</sup> , occupation du sol à haute résolution sur le bassin de la Saône (Cernesson et al.)	Tampon de largeur chenal + 5 m de chaque côté, puis sélection des catégories « végétation arborée » uniquement
W	Largeur du chenal	BD Topo (IGN)	Les cours d'eau les plus étroits n'ont pas de largeur définie dans la BD Topo : elle est alors estimée en fonction de la taille du bassin versant amont
Q	débit	Banque Hydro	La modélisation a été réalisée pour le débit mesuré le jour du vol

<sup>5</sup>OSCR : Occupation du Sol des Corridors Rivulaires.

#### 4.2.2. Composante thermique

Les flux énergétiques depuis et vers la masse d'eau se font à deux niveaux ; avec l'atmosphère et avec le lit de la rivière. Dans le cas présent, l'objectif est de modéliser les échanges thermiques sur les cours d'eau imagés durant l'été 2018, qui ont été choisis en raison de l'absence présumée d'échanges avec la nappe alluviale. De la même manière que Carrivick et al. (2012) et Wawrzyniak et al. (2017), les échanges liés aux frictions avec le lit de la rivière sont négligés (très faibles vitesses d'écoulement) de même que les échanges avec les sédiments (i.e. échanges hyporhéiques). De manière générale,  $\Phi_{sed}$  est difficile à déterminer et est généralement beaucoup plus faible que les échanges thermiques entre l'eau et l'atmosphère ( $\Phi_{atm}$ ) (Hannah et al., 2008; Hebert et al., 2011). Le budget énergétique total peut alors être simplifié de la manière suivante :

$$\Phi = \Phi_S + \Phi_L + \Phi_E + \Phi_C \quad (6)$$

où  $\Phi_S$  représente les rayonnements solaires (ondes courtes) ( $W \cdot m^{-2}$ ),  $\Phi_L$  représente les radiations dites « ondes longues » ( $W \cdot m^{-2}$ ),  $\Phi_E$  est le flux d'énergie latente (i.e. évaporation et condensation) ( $W \cdot m^{-2}$ ) et  $\Phi_C$  est le flux d'énergie sensible (i.e. conduction et convection) ( $W \cdot m^{-2}$ ).

*Rayonnement solaire net.* Ces ondes courtes sont calculées comme la différence entre les radiations reçues et celles reflétées à la surface de l'eau. Les rayonnements reflétés sont typiquement estimés autour de 3 % des ondes reçues, et  $\Phi_S$  peut alors être calculé comme suit (Sinokrot and Stefan, 1993) :

$$\Phi_S = (1 - CO) \cdot 0,97 \cdot R \quad (7)$$

où  $R$  représente les radiations solaires ( $W \cdot m^{-2}$ ) telles que mesurées par une station météorologique, et  $CO$  est le coefficient d'ombrage, compris entre 0 (aucun ombrage) et 1 (zone totalement couverte par la végétation ripicole).

*Rayonnement net de grandes longueurs d'ondes.* Ces rayonnements représentent la différence entre les radiations incidentes (atmosphère, végétation proche) et celles émises par la masse d'eau. Elles peuvent être calculées grâce à la loi de Stefan-Boltzmann (Morin and Couillard, 1990) :

$$\Phi_L = 0,97 \cdot \sigma \cdot (\beta (T_{air}^4 - T_{eau}^4)) \quad (8)$$

où  $\sigma$  est la constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \times 10^{-8} W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$ ),  $T_{air}$  est la température de l'air (°K),  $T_{eau}$  est la température de l'eau (°K) et  $\beta$  est l'émissivité atmosphérique. Cette émissivité  $\beta$  est calculée selon la formule suivante (Morin and Couillard, 1990) :

$$\beta = 0,74 + 0,0065 \cdot e_{par} \cdot (1 + 0,17 \cdot C^2) \quad (9)$$

où  $e_{par}$  est la pression partielle de vapeur<sup>6</sup> (mm Hg) et  $C$  est la couverture nuageuse ou nébulosité, allant de 0 (ciel dégagé) à 1 (ciel totalement couvert).

*Flux d'énergie latente : évaporation et condensation.* Le flux d'énergie latente ( $\Phi_E$ ) est estimé par l'équation suivante (Raphael, 1962) :

<sup>6</sup>Pression partielle de vapeur : pression du système qui définit l'écart à « l'équilibre » (i.e. pression de vapeur saturante). Si  $e_{par} > e_{sat}$ , il y a condensation. Si  $e_{par} < e_{sat}$ , il y a évaporation.

$$\Phi_E = -a \cdot 0,07 \cdot V \cdot (e_{sat} - e_{par}) \quad (10)$$

où  $a$  est un coefficient permettant de convertir des  $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$  en  $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,  $V$  est la vitesse du vent ( $\text{kmh}^{-1}$ ) et  $e_{sat}$  est la pression de vapeur saturante<sup>7</sup> à la température de l'eau (mm Hg), calculée ainsi :

$$e_{sat} = \frac{100\%}{h} \cdot e_{par} \quad (11)$$

où  $h$  est l'humidité relative de l'air (%).

*Transfert d'énergie sensible : convection et conduction.* Le flux d'énergie sensible est dépendant de la vitesse du vent et de la différence entre température de l'eau et température de l'air. Il est calculé comme suit (Raphael, 1962) :

$$\Phi_C = a \cdot 0,042 \cdot V \cdot \frac{P_{atm}}{1000} (T_{air} - T_{eau}) \quad (12)$$

où  $P_{atm}$  est la pression atmosphérique (mm Hg).

Tableau 8: liste des variables utilisées pour la modélisation de la température

Nom de variable	Description	Unité	Source
$R$	Radiations solaires	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$	Station météo
$CO$	Ombfrage (i.e. inverse de la couverture ripicole)	-	Imagerie aérienne
$T_{air}$	Température de l'air	$^{\circ}\text{C}$	Station météo
$T_{eau}$	Température de l'eau	$^{\circ}\text{C}$	Imagerie IRT
$e_{par}$	Pression partielle de vapeur	mm Hg	Station météo
$C$	Couverture nuageuse (i.e. inverse de la nébulosité)	-	Estimée à partir de la visibilité donnée par la station météo
$V$	Vitesse moyenne du vent	$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	Station météo
$a$	Constante de conversion	-	-
$e_{sat}$	Pression saturante de vapeur	mm Hg	Calculée à partir de données de station météo
$h$	Humidité relative	%	Station météo
$P_{atm}$	Pression atmosphérique	mm Hg	Station météo

<sup>7</sup>Pression de vapeur saturante : lorsque le système est à l'équilibre, c'est-à-dire que les proportions d'eau liquide et d'eau gazeuse ne varient plus ; seuil auquel il n'y a ni condensation, ni évaporation.

### 4.3. Test du modèle

La composante hydraulique du modèle est, à l'heure actuelle, la partie la plus compliquée à modéliser. En effet, la particularité des rivières faisant l'objet de cette étude est la présence de nombreux seuils et, de manière plus générale, les faibles vitesses d'écoulement. Comme expliqué dans la première partie du rapport, les conditions hydrauliques altérées ont favorisé le développement d'une végétation de surface, dense par endroit, qui participe également au fonctionnement hydraulique de ces hydrosystèmes. Le développement initial du modèle tel que présenté ici a donc été réalisé sur la rivière présentant le moins d'obstacles à l'écoulement : la Brenne.

Afin de s'assurer du bon fonctionnement du modèle, et notamment de son module thermique, il a été testé sur une période de quelques jours pour illustrer l'évolution des différentes sources d'énergie au cours du temps ( $\Phi_S, \Phi_L, \Phi_E$  et  $\Phi_C$ ).

Les différents flux de chaleurs évoluent au cours de la journée (Figure 21). De manière générale, le rayonnement solaire net ( $\Phi_S$ ) et les flux de chaleur sensible ( $\Phi_C$ ) sont des sources d'énergie vers la rivière alors que le rayonnement net de grandes longueurs d'ondes ( $\Phi_L$ ) et les flux de chaleur latente ( $\Phi_E$ ) sont des puits d'énergie.  $\Phi_C$  est plus faible que les autres sources de chaleur (100 à 1000 fois plus faible). Les flux de chaleur sensible (évaporation et condensation) sont plus élevés dans l'après-midi, lorsque la différence de température entre l'eau et l'air atteint son maximum. Le rayonnement net de grandes longueurs d'ondes émises par l'eau est généralement supérieur à ce qu'elle reçoit de l'atmosphère, mis à part lors des moments les plus chauds de la journée. Cela peut s'expliquer du fait de la faible émissivité atmosphérique par rapport à celle de l'eau.  $\Phi_L$  est donc un puits de chaleur important, notamment pendant la nuit lorsque la température de l'air passe en dessous de la température de l'eau. Les flux d'énergie latente ( $\Phi_E$ ) sont toujours négatifs et sont les plus proches de 0 la nuit, lorsque le vent est faible et que la pression de vapeur saturante se rapproche de la pression de vapeur partielle.

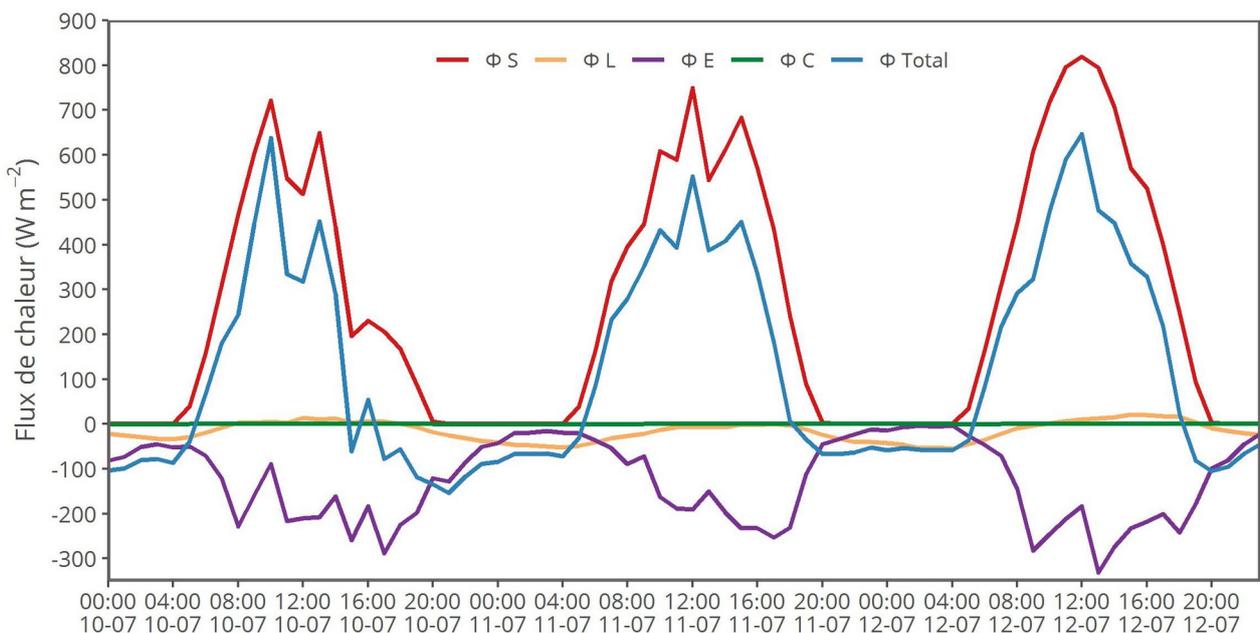


Figure 21 : Flux de chaleur à l'interface eau-air pour la période encadrant le jour de vol sur la Brenne, au km 4.

Des variations de  $\Phi_{total}$  sont avant tout conditionnées par les variations de  $\Phi_s$ . Celles-ci sont contrôlées principalement par le rayonnement solaire, et donc indirectement par la couverture nuageuse, ce qui explique que les flux de  $\Phi_s$  ne soient pas identiques chaque jour et qu'ils ne suivent pas toujours une forme 'classique', comme illustrée par la journée du 12/07/2018 (Figure 21). Enfin, l'ombrage est un facteur de contrôle clé des flux de  $\Phi_s$  et ces derniers ne seront pas les mêmes d'une section de rivière à une autre. Par exemple, la Figure 21 représente les flux de chaleur sur un secteur ouvert et peu ombragé.

#### 4.4. Résultats de la modélisation

Les résultats de la modélisation réalisée sur la Brenne pour une heure proche de celle du vol sont présentés en Figure 22. De manière générale, le modèle semble réussir à estimer une température de l'eau proche de celle qui a été mesurée par IRT (Figure 22a). La somme des carrés des résidus (ou SDR), qui est un paramètre permettant de jauger de la qualité d'un modèle (RMSE en anglais) est de 0,79 °C pour le modèle de la Brenne, qui est jugé correct pour un modèle de ce type en cours de développement.

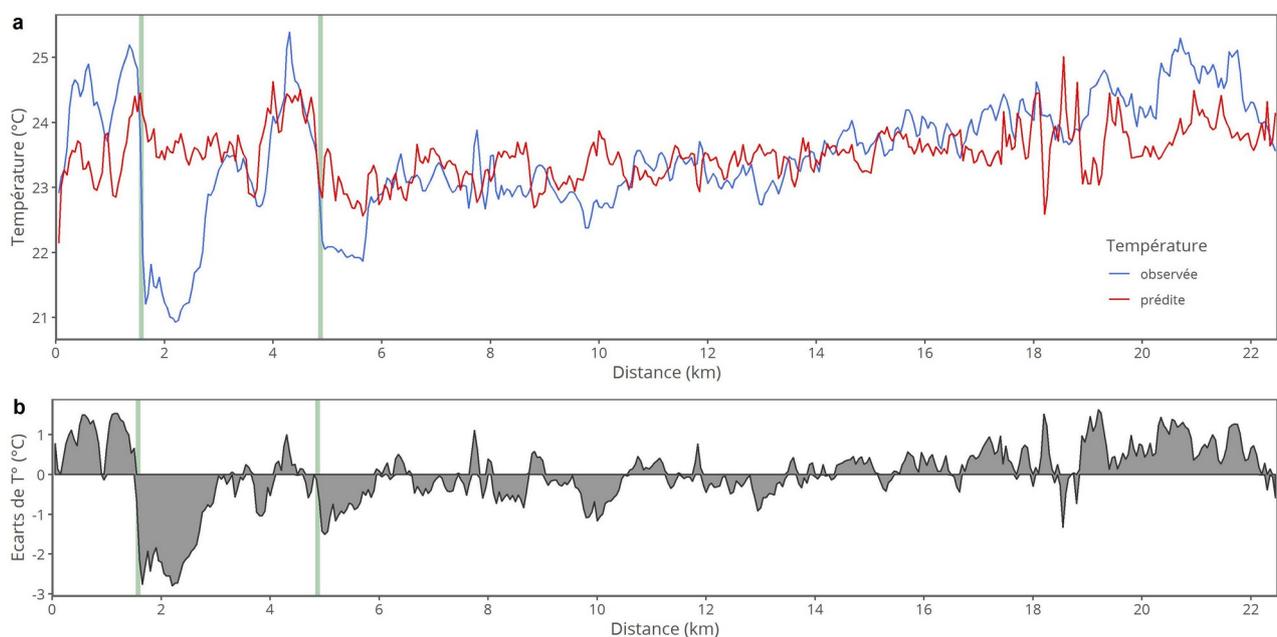


Figure 22 : (a) Profil longitudinal de température mesurée par IRT (bleu) et issue de la modélisation (rouge). (b) Evolution des écarts entre température observée et température modélisée (i.e. erreurs) sur l'ensemble du profil étudié de la rivière Brenne. Les lignes verticales vertes illustrent la position des seuils.

L'étude du profil des 'erreurs' permet de comprendre la distribution de ces écarts. La température modélisée est particulièrement éloignée de la température observée autour des seuils (Figure 22b). Elle est sous-estimée en amont (notamment du premier seuil), et sur-estimée en aval des deux ouvrages. Il est donc probable que ces erreurs soient issues :

- d'une mauvaise modélisation des écoulements (i.e. ici, potentiellement de l'absence d'écoulements en amont et d'une forte accélération en aval) ;
- de l'incapacité à modéliser les phénomènes de stratification et de dé-stratification thermique autour de ces ouvrages.

Enfin, les erreurs augmentent progressivement sur la partie aval de la rivière, où les écoulements sont de plus en plus ralentis par la présence de végétation et l'approche de la confluence avec la Seille. Une fois encore, c'est la capacité du modèle à représenter les conditions hydrauliques qui semble expliquer ces erreurs.

#### 4.5. Mise en place d'un outil d'aide à la décision : illustration préliminaire

L'un des intérêts de la modélisation à base physique telle que présentée ci-dessus est de pouvoir moduler les différents paramètres qui composent le modèle, et donc de pouvoir simuler différents scénarios. Cette pratique est régulièrement présentée dans la littérature pour démontrer l'intérêt de replanter des arbres en berge pour améliorer l'ombrage et donc limiter l'échauffement des cours d'eau (Garner et al., 2015, 2017; Dugdale et al., 2018; Fabris et al., 2018). Bien qu'elles permettent de visualiser les effets de différents scénarios, ces études n'offrent pas d'outils qui permettent aux gestionnaires de simuler des modes d'actions propres aux cours d'eau qui les intéressent. L'objectif de cette section est de présenter le développement d'un tel outil, qui vise à apporter ce type d'information à l'aide de paramètres assez simples à fournir.

Pour ce faire, un cas classiquement recensé sur les rivières de Bresse a été utilisé. Une section de 600 m a été modélisée, autour d'un seuil, avec une ripisylve plutôt faible (moyenne de 25%), une hauteur d'eau moyenne de 1,4m avec la présence du seuil d'environ 1,5m à 400 m, une largeur moyenne de 12,7 m (10 m en amont du seuil, jusqu'à 20 au niveau de la retenue), une pente moyenne de 6,3 m/km, et pour un débit de  $2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Les conditions météorologiques choisies sont celles du 12/07/2018 (jour particulièrement chaud de la saison) à la station météo de Viriat (01) (point central de la plaine de la Bresse). Les équations utilisées sont les mêmes que celles présentées ci-dessus, avec une température d'entrée de  $19^\circ\text{C}$ . Quatre scénarios ont ainsi été modélisés :

1. Scénario initial, avec la présence du seuil à 400 m, et des vitesses d'écoulement comprises entre 0,04 et  $0,30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  (à l'amont et à l'aval direct du seuil, respectivement) ;
2. Scénario avec une augmentation de la ripisylve de 100 % (i.e. passage de 25 à 50 % de recouvrement) sans modification de la géométrie de la rivière ;
3. Scénario sans seuil : dans le cas où le seuil serait enlevé, la largeur et la hauteur d'eau diminuent tandis que la vitesse d'écoulement augmente. Le temps de résidence est donc plus faible. En revanche, la densité de ripisylve a été conservée comme dans le scénario initial ;
4. Scénario sans seuil et avec une augmentation de la ripisylve de 100 %, qui regroupe les deux conditions des scénarios 2 & 3.

Les résultats obtenus sont bien sûr théoriques, mais ils permettent de comprendre les effets de différents scénarios (Figure 23). Dans le cas modélisé ici, le gradient de température en présence du seuil est de  $0,86^\circ\text{C}/\text{km}$ , tandis que retirer l'ouvrage permettrait de limiter ce gradient à  $0,58^\circ\text{C}/\text{km}$ . Un gradient similaire peut être obtenu en renforçant la présence de ripisylve en berges (i.e.  $0,56^\circ\text{C}/\text{km}$ ), même si l'évolution du profil thermique est différent. Ainsi, la présence du seuil génère une forte augmentation à l'amont du seuil, puis une diminution une fois le seuil passé notamment grâce à l'accélération des écoulements et l'augmentation de l'ombrage. En revanche, supprimer le seuil crée un gradient de température plus constant, mais l'absence d'une ripisylve suffisamment dense ne permet pas de réduire l'échauffement vers l'aval. Enfin,

le scénario le plus ambitieux, qui voit la ripisylve augmentée de 100 % et le seuil supprimé, permet de limiter l'échauffement de l'eau à 0,35°C/km.

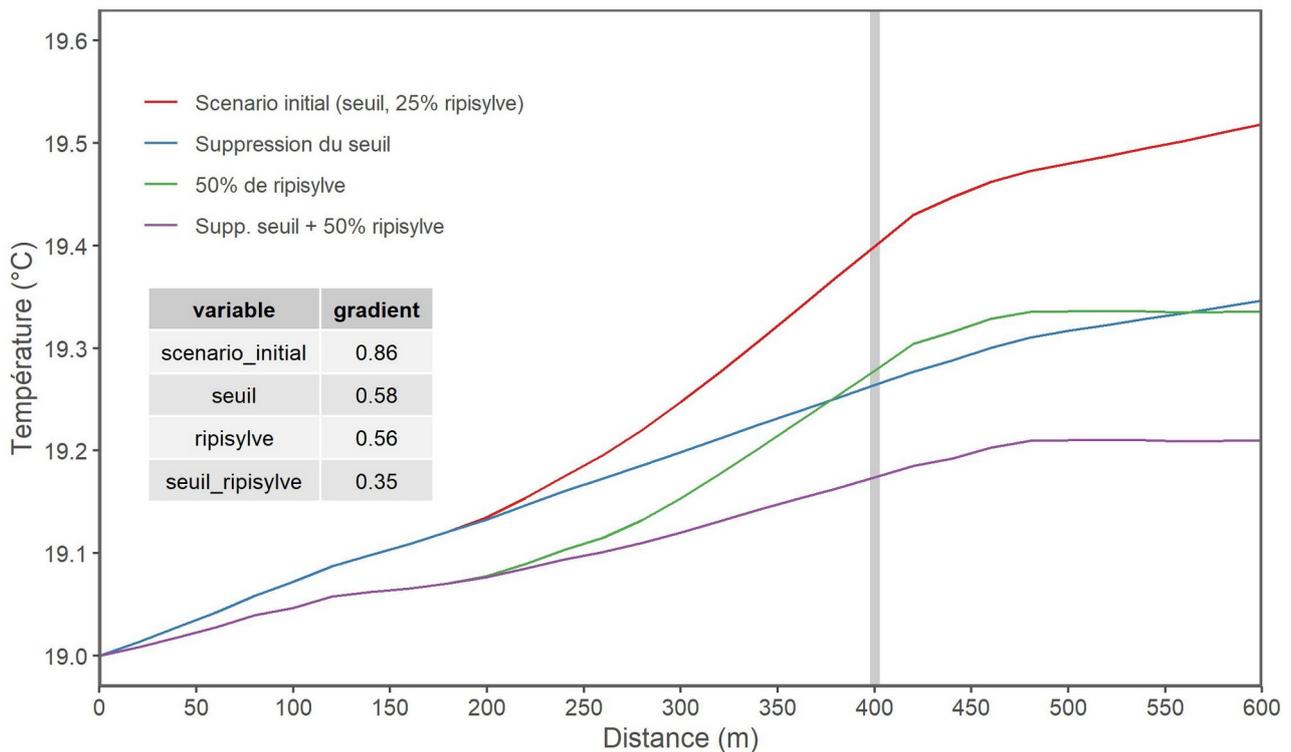


Figure 23 : Résultats de la modélisation physique simplifiée pour différents scénarios d'aménagement (suppression de seuil, augmentation de la ripisylve, et scénario combiné). La ligne verticale représente la position du seuil.

L'implémentation de ce module nécessite de connaître la géométrie du tronçon d'intérêt, et peut être utilisé pour différentes conditions météorologiques. L'objectif étant de fournir un outil qui soit simple d'utilisation, il est envisagé d'intégrer ce module dans une application web avec une interface utilisateur la plus simple possible, pour laquelle deux options seront proposées : une modélisation simple, ne nécessitant que quelques paramètres clés, et une modélisation avancée, permettant d'ajuster de manière plus précise certains paramètres. Ainsi, les informations requises sont :

- la largeur moyenne du cours d'eau ;
- la longueur du tronçon à modéliser ;
- le débit d'entrée ;
- la pente moyenne ;
- si un seuil est présent : la hauteur du seuil ;
- la couverture moyenne par la ripisylve ;
- un choix de conditions météo prédéfinies : journée ensoleillée hivernale ou estivale.

Enfin, l'option sera laissée à l'utilisateur de téléverser un tableur contenant toutes ces informations à une résolution spatiale désirée pour une modélisation plus fine. Enfin, des améliorations sont envisagées afin de pouvoir offrir la possibilité d'intégrer l'orientation moyenne du tronçon (est-ouest, nord-sud, etc.) et la hauteur moyenne des arbres en berge.

#### 4.6. Discussion et perspectives de développement

Les résultats présentés ci-dessus ne sont que des illustrations des modèles qui sont en cours de développement. Malgré le fait d'avoir testé le modèle initial sur la rivière présentant le moins d'obstacles à l'écoulement parmi les rivières imaginées durant la campagne IRT 2018, il apparaît que les erreurs les plus grandes du modèle sont concentrées autour des deux ouvrages du secteur (km 1,6 et km 4,8, Figure 22). Une amélioration du modèle passera donc par une meilleure intégration des conditions d'écoulement à l'approche de ces ouvrages. Mais ce genre de modélisation est délicat à réaliser pour plusieurs raisons :

- les modèles permettant de calculer les remous hydrauliques aux abords des ouvrages sont des modèles complexes, difficilement compatibles avec les outils développés dans le modèle actuel ;
- tous les ouvrages n'ont pas le même comportement ; comme démontré dans la première partie du rapport, l'effet des seuils sur le profil longitudinal de température sur ces rivières de plaine dépend à la fois de la nature de l'ouvrage (utilisation, matériaux, entretien, hauteur, etc.) mais également de la température moyenne de la rivière. Intégrer ces paramètres dans un modèle qui se veut être applicable en dehors des rivières étudiées ici pourrait ne pas diminuer les incertitudes et il sera donc difficile d'améliorer le modèle ;
- la compréhension des phénomènes de stratification et de dé-stratification, et les processus dynamiques qui régissent leurs comportements (spatiaux et temporels) est en cours ; vouloir les intégrer dans un modèle numérique nécessite avant tout d'améliorer la connaissance de ces processus.

La description des résultats du module à l'attention des gestionnaires démontre l'importance d'inclure les conditions d'écoulement dans la modélisation. C'est un facteur qui est reconnu comme important dans la littérature (e.g. Webb et al., 2008; Garner et al., 2017) mais qui a généralement été évalué sur des cours d'eau à forte valeur patrimoniale (e.g. présence de truites ou de saumons) ou avec peu d'altérations de la géométrie du lit. Peu d'études ont été menées sur les rivières de plaines agricoles, qui sont pourtant potentiellement présentes en nombre sur le territoire français, voire au-delà. Dès lors, intégrer ces nouvelles connaissances peut permettre d'améliorer la prévision des risques à l'échauffement des cours d'eau à l'échelle régionale.

## 5. Extrapolation des résultats : modélisation régionale du risque à l'échauffement à l'échelle de la Bresse

### 5.1. Principe général du modèle

Les données thermiques issues de l'imagerie IRT ont permis d'identifier les effets des seuils, de la présence/absence de ripisylve et la largeur du lit. Le but de la modélisation régionale n'est plus seulement de comprendre ce qui régit la température de l'eau d'un sous-tronçon donné, mais de chercher les variables disponibles à cette échelle qui peuvent prédire l'échauffement (ou non) de ces sous-tronçons.

Pour ce faire, le même jeu de données de température de surface que présenté précédemment a été utilisé. Le modèle a été construit uniquement sur les variables environnementales et n'inclut pas de paramètres d'auto-régression (i.e. dépendance aux valeurs amonts). De plus, la variable à expliquer choisie pour la modélisation, n'est pas la même que pour la partie 1 ; l'échauffement ne peut pas être défini comme relatif à l'entrée et à la sortie d'un sous-tronçon puisqu'un tel découpage est difficile à mettre en place à une échelle régionale. Le choix d'une variable reflétant l'échauffement local est explicité ci-dessous.

### 5.2. Définition de la variable à modéliser

Pour cet exercice de modélisation régionale, il a été choisi de définir une variable de température qui reflète le comportement d'échauffement et/ou de refroidissement qui soit comparable à celle utilisée dans l'analyse précédente mais également exploitable à l'échelle recherchée ici.

L'échelle de découpage utilisée dans cet exercice est du même ordre de grandeur (i.e. 100 m, contre 50 m précédemment) et les données de température ont été extraites de la même manière (i.e. température médiane des pixels en eau 'purs' à l'échelle de l'unité choisie). Ces dernières ont été *détendancées* afin d'éliminer tout gradient thermique amont-aval, puis rapportées à un contexte de température le jour du vol par rapport aux conditions connues durant la saison, de la manière suivante :

$$T_m = (T_{détendancée}(x) - T_{moy}^{vol}(eau)) \cdot \left( \frac{T_{max}^{vol}(eau) / T_{max}^{été}(eau)}{T_{max}^{vol}(air) / T_{max}^{été}(air)} \right) \quad (13)$$

où  $T_m$  est la température à modéliser (i.e. variable d'échauffement/refroidissement),  $T_{moy}^{vol}(eau)$  est la température moyenne de l'eau le jour du vol,  $T_{max}^{vol}(eau)$  est la température maximale de l'eau le jour du vol,  $T_{max}^{été}(eau)$  est la température maximale de l'eau sur la période estivale,  $T_{max}^{vol}(air)$  est la température maximale de l'air le jour du vol,  $T_{max}^{été}(air)$  est la température maximale de l'air sur la période estivale, tous en °C. Ainsi, la température détendancée de la rivière en un point donné est rapportée à la température moyenne au moment du vol, reflétant donc un échauffement ou un refroidissement local. Elle est ensuite majorée ou minorée suivant le rapport entre, d'une part la température de l'eau le jour du vol par rapport au maximum connu sur la saison, et d'autre part la température de l'air le jour du vol par rapport au maximum de la saison. L'objectif de cette approche est de recentrer les valeurs de température autour d'une moyenne proche de zéro tout en diminuant la structure bimodale du jeu de données (les rivières ayant été

imaginées dans des conditions atmosphériques différentes) mais en gardant une distribution suffisamment « étalée » pour pouvoir les modéliser (Figure 24) (les distributions trop centrées-réduites étant difficiles à modéliser).

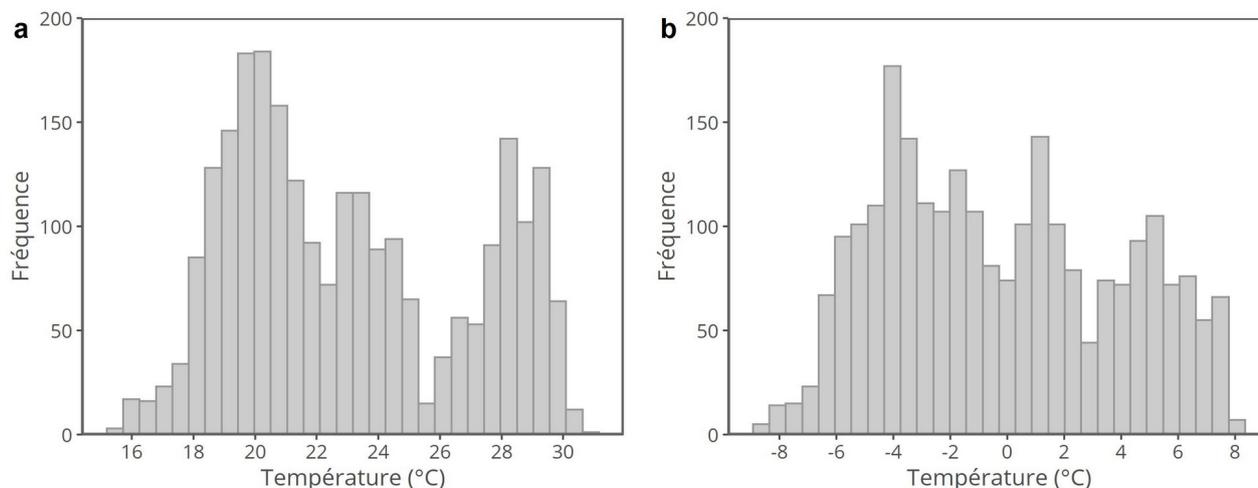


Figure 24: Distribution des valeurs de température obtenues par IRT, (a) avant transformation et (b) après avoir été détendancées et rapportées aux conditions de température eau-air le jour du vol.

Cette opération a également eu pour effet de réduire les différences qui pouvaient exister entre une rivière imagée un jour moins chaud, dont la température de l'eau était globalement moins élevée, et une rivière imagée un jour plus chaud (i.e. température de l'eau plus élevée), et donc de limiter les différences inter-rivières, étape nécessaire pour une extrapolation des résultats.  $T_m$  représente donc une variable d'échauffement/refroidissement local pour une journée estivale dans la plaine de la Bresse. Centrée sur zéro, cette variable peut permettre de prédire un potentiel d'échauffement d'un tronçon en fonction des caractéristiques physiques de celui-ci.

### 5.3. Collecte des variables environnementales

L'objectif de la modélisation régionale est d'associer les données obtenues lors des campagnes IRT de l'été 2018 à des variables environnementales existantes et/ou accessibles à l'échelle souhaitée. Pour cela, la modélisation s'est appuyée sur les données décrites dans le Tableau 9. Globalement, les principales sources de données sont :

- Decherf et al. (2014)<sup>8</sup> pour les données d'occupation du sol ;
- Alber & Piégay (2017) pour les métriques hydromorphologiques pré-existantes ;
- des bases de données nationales (notamment de l'IGN) pour les données restantes.

Tableau 9 : liste des variables utilisées pour la modélisation régionale et leur description.

Nom de variable	Description	Source	Traitement
altitude	Altitude moyenne de l'unité	RGE Alti 5 m (IGN)	Utilisation de la BD Alti 25 m

<sup>8</sup>« IRSTEA TETIS 2013 à partir de données IGN (BD Topo, BD Ortho, BD alti), SPOTImage 2009, RPG\_ANONYME\_ASP\_2008&2009, Union européenne – SOeS Corine Land Cover 2006, SWISSIMAGE LEVEL2© de 2009 à 2012 et VECTOR25© 2007 de Swisstopo. Données ayant fait l'objet de modification par un tiers. La responsabilité d'IRSTEA et des producteurs de données ne peut être engagée »

			(IGN) pour combler les manques du RGE Alti
penne	Pente moyenne de l'unité	RGE Alti 5 m (IGN)	(altitude amont – altitude aval) / longueur de l'unité
taille_bv_amont	Taille du bassin versant en amont de l'unité	RGE Alti 5 m (IGN)	FCT <sup>9</sup> : outils d'hydrologie et de détermination des bassins versants
ripisylve	Pourcentage de ripisylve en berge	Base de données OSC <sup>10</sup> , occupation du sol à haute résolution sur le bassin de la Saône (Decherf et al. 2014)	Tampon de largeur chenal + 5 m de chaque côté, puis sélection des catégories « végétation arborée » uniquement
ouvert_30	Occupation du sol au voisinage de la rivière (i.e. 30 m)	Base de données OSC <sup>10</sup> , occupation du sol à haute résolution sur le bassin de la Saône ( Decherf et al. 2014)	Tampon de largeur chenal + 15 m de chaque côté, simplification en 3 catégories : (1) espace ouvert, (2) forêt/végétation arborée et (3) zone urbaine.
foret_30			
urbain_30			
orientation	Orientation de l'unité par rapport au Nord géographique	BD Topo (IGN), modifiée*	
sinuosité	Sinuosité moyenne de la section sur laquelle se trouve l'unité	BD Topo (IGN), modifiée*	FCT : outil « sinuosité » ; calculée pour des sections entre deux points d'inflexion (i.e. > longueur d'une unité)
largeur_ch	Largeur du chenal	BD Topo (IGN)	Les cours d'eau les plus étroits n'ont pas de largeur définie dans la BD Topo : elle est alors estimée en fonction de la taille du bassin versant amont (tout en pouvant pas dépasser la largeur minimale existante).
largeur_ba	Largeur de la bande active	BD Topo + BD Alti (IGN)	Traitements réalisés par Alber & Piégay (2017) à l'échelle du bassin du Rhône
largeur_fdv	Largeur du fond de vallée	BD Topo + BD Alti (IGN)	Traitements réalisés par Alber & Piégay (2017) à l'échelle du bassin du Rhône
seuil	Nombre de seuils par km	ROE (OFB <sup>11</sup> et partenaires)	Traitements réalisés par Alber &

<sup>9</sup>FCT : Fluvial Corridor Toolbox, Roux et al. 2015.

<sup>10</sup>OSCR : Occupation du Sol des Corridors Rivulaires.

<sup>11</sup>OFB : Office Français pour la Biodiversité, anciennement ONEMA, puis AFB.

	linéaire		Piégay (2017) à l'échelle du bassin du Rhône
--	----------	--	--

## 5.4. Choix du modèle statistique

Afin de construire un modèle régional le plus performant possible, plusieurs outils ont été testés, du plus simple au plus compliqué : un modèle linéaire multiple, un modèle linéaire multiple basé sur des équations de type PLS (Partial Least Square), puis un modèle non-linéaire de type GAM (Generalised Additive Model). Tous ces modèles ont été construits à l'aide du logiciel R (R Core Team, 2017).

### 5.4.1. Choix des interactions possibles

Tous ces outils présentent des points communs :

- ils permettent d'intégrer des interactions entre variables ;
- ils sont compatibles avec des outils de sélection *progressive* et *régressive* ;

En revanche, tous ne sont pas capables de tester de manière fiable l'ensemble des interactions possibles entre chacune des variables. Il est donc nécessaire de définir au préalable les interactions entre variables qui devront être intégrées aux modèles, sur des bases de connaissance « physique » du fonctionnement des hydrosystèmes. Le choix des interactions à ajouter s'est porté sur :

- pente:altitude ;
- sinuosité:altitude ;
- largeur du chenal:largeur du fond de vallée ;
- surface du bassin versant amont:altitude.

Les modèles ont été créés à l'aide des paquets R 'nlme', 'pls' et 'gam'.

### 5.4.2. Modèle de régressions linéaires multiples

L'équation utilisée pour la modélisation linéaire multiple est la suivante :

$$T_m \sim \text{alti} + \text{pente} + \text{pente} : \text{alti} + \text{sinuosite} + \text{sinuosite} : \text{alti} + \text{lrg} . \text{chen} + \text{lrg} . \text{fdv} + \text{lrg} . \text{chen} : \text{lrg} . \text{fdv} + \dots \\ \text{ripisylve} + \text{orient} + \text{seuils} + \text{foret}_{30} + \text{urbain}_{30} + \text{ouvert}_{30} + \text{surf} . \text{bv} . \text{am} + \text{surf} . \text{bv} . \text{am} : \text{alti} \quad (14)$$

Après sélection *régressive* et *progressive*, le modèle retenu car présentant le meilleur AIC (AIC = 5169.56) est le suivant :

$$T_m \sim \text{pente} + \text{pente} : \text{alti} + \text{ripisylve} + \text{sinuosite} + \text{sinuosite} : \text{alti} + \text{foret}_{30} + \text{urbain}_{30} + \text{surf} . \text{bv} . \text{am} + \dots \\ \text{surf} . \text{bv} . \text{am} : \text{alti} \quad (15)$$

Le modèle final sélectionné est donc construit à partir de 9 variables dont 3 construites sur des interactions. Ainsi, l'altitude n'est pas incluse dans le modèle final en tant que telle, mais semble influencer les effets que peuvent avoir la pente, la sinuosité et la taille du bassin versant amont (i.e. la distance à la source) sur la variable de température  $T_m$ . Les résidus issus de la modélisation linéaire semblent suivre une distribution proche de celle d'une loi Normale (Figure 25). Elle est également significative pour expliquer la distribution des valeurs de  $T_m$  ( $p\text{-value} < 2,2 \cdot 10^{-16}$ ) mais elle a un pouvoir explicatif plutôt moyen ( $r^2 = 0,47$ ). L'introduction de certaines interactions semble avoir amélioré le modèle (test du  $\chi^2$ : modèle avec

interactions > modèle sans interactions,  $\alpha = 0,05$ ,  $p = 5,32 \cdot 10^{-11}$ ) mais n'augmente pas fortement le pouvoir explicatif du modèle ( $R^2$  de 0,45 contre 0,47).

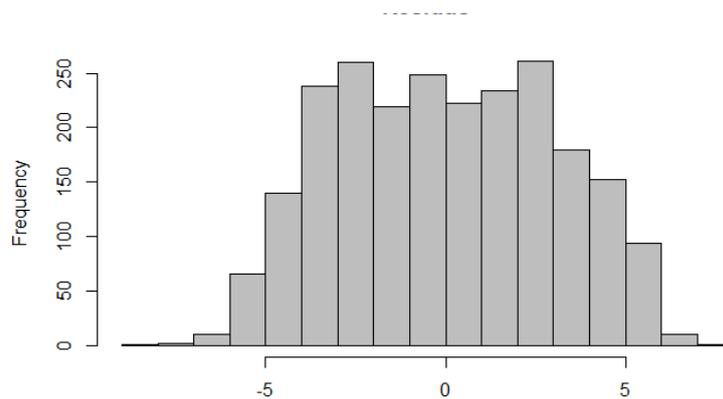


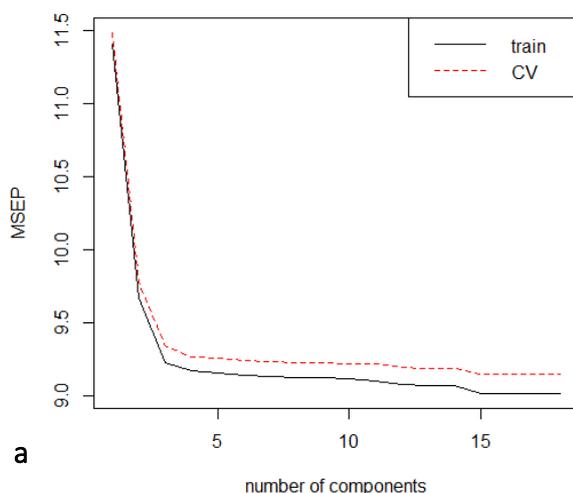
Figure 25 : Distribution des résidus issus de la modélisation linéaire multiple. Ils semblent equi-répartis et suivre une loi proche d'une loi Normale.

A la lecture de ces résultats, et sachant qu'il peut exister des relations ou des évolutions parfois non-linéaires entre  $T_m$  et certaines variables, il est probable que des outils de modélisation plus sophistiqués seront capables d'améliorer les performances du modèle.

#### 5.4.3. Modèle Partial Least Square (PLS)

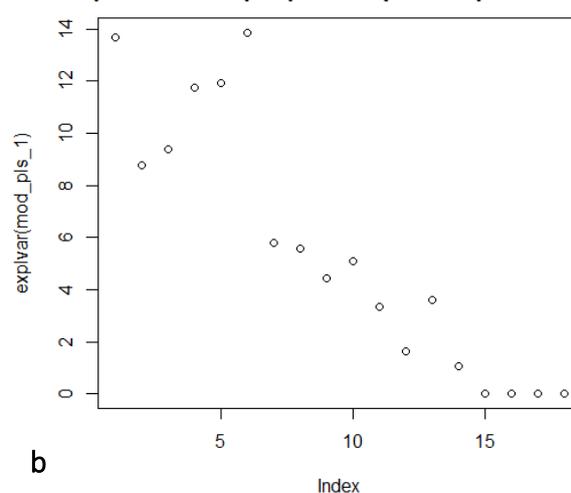
La régression des moindres carrés partiels (ou PLS) est un outil qui cherche à maximiser la variance des variables de prédiction tout en minimisant la corrélation entre ces prédicteurs et la variable à expliquer. C'est une méthode décrite comme intermédiaire aux analyses en composantes principales (ACP) et les régressions « traditionnelles » et elle est souvent utilisée dans le cas de variables de prédiction fortement corrélées entre-elles. L'outil ne cherche pas à définir les variables qui sont les plus significatives pour prédire la variable à expliquer, mais s'intéresse à convertir ces variables en *composantes*, afin construire un espace à  $n$  dimensions fournissant la meilleure prédiction possible de la variable à expliquer.

**Evolution de l'erreur quadratique moyenne de predict en fonction du nombre de composantes**



a

**Part de variance explicative prise en compte par chaque composantes**



b

Figure 26 : (a) Amélioration de l'erreur du modèle PLS en fonction du nombre de composantes intégrées au modèle, et (b) part de la variance explicative apportée par chacune des composantes. Le choix du nombre de composantes est basé sur ces deux paramètres.

Le modèle PLS a été construit sur la base de la même équation que le modèle linéaire multiple (14). Parmi les 18 composantes construites par le modèle, les 14 premières ont été retenues car améliorant significativement la part explicative du modèle tout en diminuant les erreurs associées (Figure 29).

En revanche, le pouvoir explicatif du modèle reste du même niveau que le modèle linéaire multiple présenté précédemment (Variance expliquée = 46,20 %) bien qu'il soit robuste (part de la variance expliquée après validation croisée = 99,94 %). La relation entre valeurs observées et valeurs prédites (Figure 27) montre que le modèle fonctionne (la relation suit une loi de 1:1) mais qu'il reste de nombreuses incertitudes (i.e. points éloignés de cette droite de 1:1).

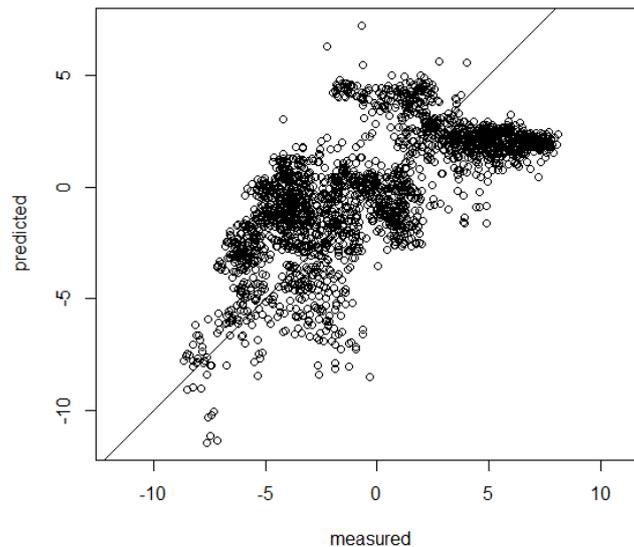


Figure 27 : Relation entre les valeurs observées et prédites par le modèle PLS à 14 composantes.

Enfin, les résidus obtenus par l'application de ce modèle présentent une distribution similaire à celle d'une loi Normale, mais dont la dispersion (allant de -10 à +8) ne semble pas être une amélioration par rapport au modèle linéaire précédent. Une fois de plus, l'utilisation de relations linéaires, même plus sophistiquées et cherchant à s'affranchir des dimensions strictes des variables explicatives (i.e. utilisation de composantes, ici) ne semble pas convenir à la création d'un modèle de prédiction des températures  $T_m$ .

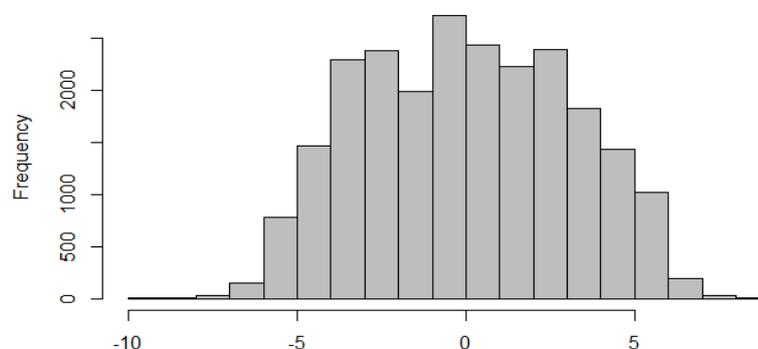


Figure 28 : Distribution des résidus issus de la modélisation linéaire multiple. Ils semblent suivre une loi proche d'une loi Normale.

#### 5.4.4. Generalised Additive Model (GAM)

La création d'un modèle GAM pour prédire la variable de température  $T_m$  à l'échelle de la plaine de la Bresse a été inspirée par la publication de Jackson et al. (2018). L'objectif de ce genre de modélisation est de pouvoir intégrer des relations non-linéaires qui peuvent exister entre des variables explicatives et la variable à expliquer, et d'y ajouter des paramètres de « lissage » qui peuvent influencer l'expression de certaines de ces variables en fonction d'une autre. Par exemple, dans le cas présenté par Jackson et al. (2018), l'ajout de « lisseurs » reflétant le jour de l'année leur a permis de modéliser la température de l'eau en fonction de paramètres évoluant au cours de l'année (e.g. température de l'air) et donc d'intégrer une dimension temporelle à leur modélisation spatiale. Ce genre de modèle est donc fréquemment utilisé dans le cadre de modélisations spatio-temporelles de paramètres de température (e.g. Buddendorf et al., 2017), notamment la température maximale journalière (Jackson et al., 2017, 2018).

##### Test de linéarité des variables.

La première étape de la modélisation consiste à tester, parmi les variables explicatives choisies, celles qui n'évoluent pas de manière linéaire (Figure 29, Annexe 10). Cela peut tout d'abord se faire de manière graphique, puis être testé de manière statistique.

Certaines variables évoluent de manière non-linéaire ; c'est le cas de l'altitude ou de l'orientation par exemple. En revanche, le pourcentage de forêt à proximité de la rivière peut être représenté de manière linéaire (Figure 29). Ces illustrations graphiques sont ensuite validées par des tests successifs de modélisation.

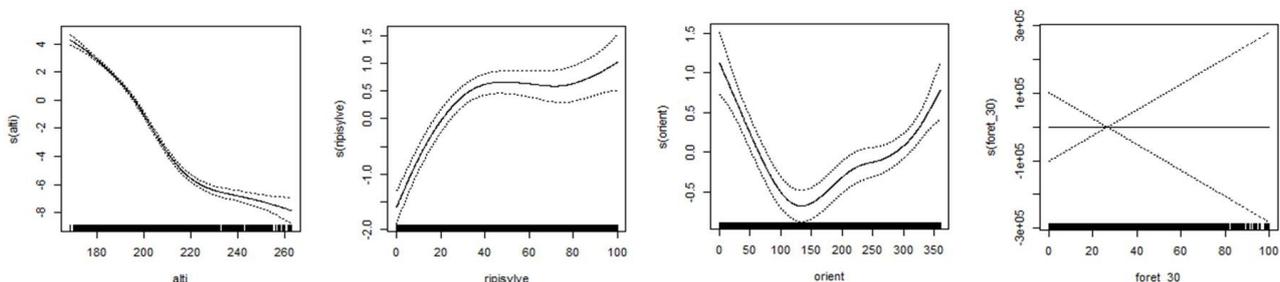


Figure 29 : Illustration des évolutions parfois non-linéaires de certaines variables, telle que l'altitude, la continuité du couvert ripicole, l'orientation (à gauche). D'autres variables, en revanche, peuvent être représentées de manière linéaire, telle que le % de forêt à 30 m (à droite). Plus de détails sur les autres variables utilisées en Annexe 10.

Ainsi, la première équation utilisée pour la modélisation GAM reprend l'ensemble des variables explicatives sous une forme linéaire et sous une forme « lissée » (ici, le lisseur utilisé est de type « spline ») afin de vérifier lesquelles sont significatives et sous quelle forme (linéaire ou non-linéaire). Les résultats sont les suivants : les variables d'occupation du sol (forêts, zones urbaines et zones ouvertes à proximité du chenal) ainsi que le taux de seuils au km s'expriment de manière linéaire (Tableau 10). Les autres variables seront intégrées sous forme non-linéaire à l'aide d'un « lisseur ».

Ainsi, l'équation 14 peut être exprimée de la manière suivante :

$$T_m \sim s(alti) + s(pente) + s(pente) : s(alti) + s(sinuosite) + s(sinuosite) : s(alti) + s(lrg.chen) + .. \\ s(lrg.fdv) + s(lrg.chen) : s(lrg.fdv) + s(ripisylve) + s(orient) + seuils + forêt_{30} + urbain_{30} + .. \\ ouvert_{30} + s(surf.bv.am) + s(surf.bv.am) : s(alti) \quad (16)$$

Tableau 10 : Résultats de la première étape du GAM; définir si les variables doivent être intégrées sous une forme linéaire ou non-linéaire dans la construction du modèle.

Variable	Forme linéaire	Forme non-linéaire
altitude		X
seuils	X	
ripisylve		X
largeur fdv		X
largeur chen		X
pente		X
orientation		X
sinuosité		X
urbain 30	X	
foret 30	X	
ouvert 30	X	
surface bv amont		X

#### Sélection des variables explicatives.

De la même manière que pour les modèles précédents, des outils de sélection *progressive* et *régressive* existent pour déterminer les variables explicatives à conserver pour obtenir le modèle le plus performant. Ces outils ont abouti à la sélection du modèle suivant :

$$T_m \sim s(\text{alti}) + s(\text{pente}) + s(\text{sinuosite}) + s(\text{lrg. chen}) + s(\text{ripisylve}) + s(\text{orient}) + \text{seuils} + \text{foret}_{30} + \dots \\ \text{urbain}_{30} + s(\text{surf. bv. am}) \quad (17)$$

De fait, aucune des interactions entre variables introduites n'ont été retenues dans la sélection du modèle alors que certaines d'entre elles ont permis d'améliorer la qualité des modèles linéaires. Cela peut être interprété comme une illustration des avantages de considérer que certaines variables peuvent évoluer de façon non-linéaire ; les interactions utilisées précédemment avaient pour effet d'intégrer une forme de non-linéarité qui n'est désormais plus nécessaire puisque ce lissage est intégré directement dans le modèle GAM.

#### Performances du modèle sélectionné.

L'observation de la distribution des résidus du modèle GAM sélectionné montre que celle-ci est similaire à une distribution de loi Normale (Figure 30). De plus, le pouvoir prédictif de ce modèle est supérieur à celui des modèles précédents ( $R^2 = 0,64$ , contre  $0,47$ , Figure 31). Le modèle linéaire de type PLS est de nature différente des autres modèles (i.e. il se rapproche plus de l'ordination que de la régression) ; il est donc difficile de le comparer directement au modèle GAM par des outils statistiques. En revanche, il est possible de conclure que :

- les modèles 'linéaire multiple' et PLS présentent des performances similaires ;
- le modèle GAM est plus performant que le modèle linéaire multiple (test du  $\chi^2$  :  $\alpha = 0,05$ ,  $p < 2,2 \cdot 10^{-16}$ ).

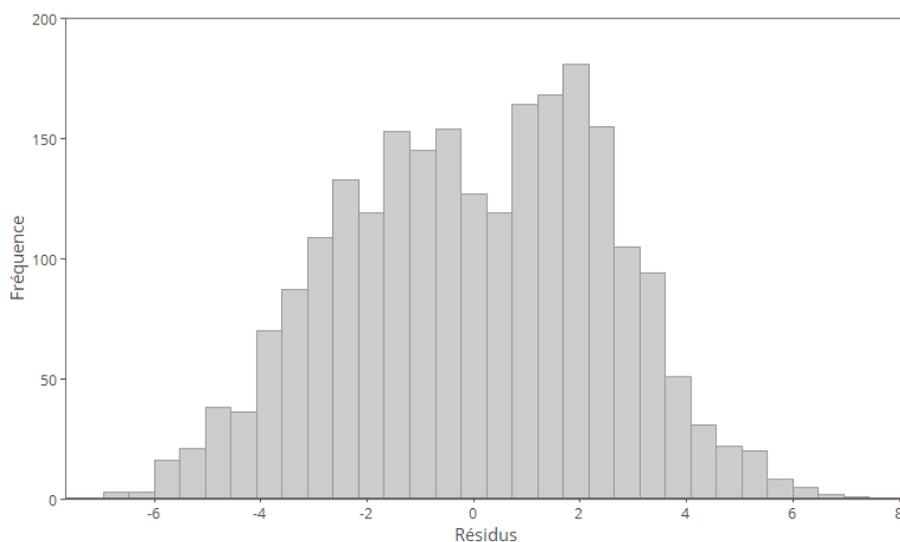


Figure 30: Distribution des résidus issus de la modélisation GAM (équation 17).

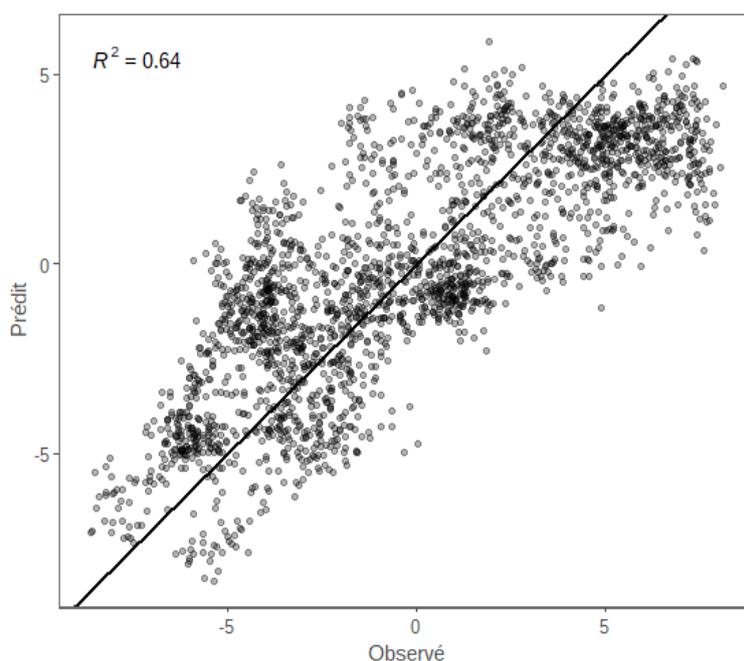


Figure 31 : Résultats de la modélisation GAM réalisée à partir de l'équation (17).

Le choix d'un modèle pour l'extrapolation régionale de la prédiction de la variable de température  $T_m$ , représentant l'échauffement (ou le refroidissement) de surface, tel que mesuré par IRT lors des campagnes de l'été 2018, se porte donc sur un modèle de type GAM suivant l'équation 17.

Enfin, les incertitudes du modèle peuvent être testées en calculant, par exemple, la somme des carrés des résidus (ou SDR) de la manière suivante :

$$SDR = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (\hat{x} - x)^2} \quad (18)$$

où  $n$  est le nombre d'individus,  $\hat{x}$  est la valeur prédite et  $x$  est la valeur observée.

La SDR du modèle GAM choisi précédemment a été calculée en ajustant le modèle sur 2/3 du jeu de données, sélectionné de manière aléatoire, afin de prédire la valeur de  $T_m$  et de comparer les valeurs prédites aux valeurs observées. Cette opération est répétée 1000 fois, et la SDR est calculée sur l'ensemble des résultats. Ainsi, la SDR du modèle GAM sélectionné est de 1,53 °C.

## 5.5. Identification des zones à risque d'échauffement estival à l'échelle régionale

### 5.5.1. Classification du risque à l'échauffement

Afin de cartographier un « risque à l'échauffement », il est nécessaire de définir ce risque de manière conceptuelle. Le modèle propose une prédiction de la température  $T_m$ , qui représente un potentiel d'échauffement lors des jours les plus chauds de l'année. Cette variable est centrée sur zéro ; toute valeur  $< 0$  indique donc un secteur non soumis à une température supérieure à la « normale ». En revanche, toute valeur  $> 0$  indique que le tronçon est susceptible de s'échauffer plus que la moyenne régionale du fait de ses caractéristiques physiques et géographiques. Ainsi, le risque à l'échauffement a été catégorisé comme suit :

- $T_m < 0$  : risque nul ;
- $0 < T_m < 1$  °C : risque faible ;
- $1 < T_m < 2$  °C : risque moyen ;
- $2 < T_m < 5$  °C : risque élevé ;
- $T_m > 5$  °C : risque très élevé.

### 5.5.2. Cartographie du risque à l'échauffement

La cartographie du risque d'échauffement à l'échelle de la plaine de la Bresse est présentée en Figure 32. A la lecture de la carte, il est possible de distinguer deux grands secteurs ne présentant aucun ou peu de risque d'échauffement estival, et trois secteurs qui risquent de voir leurs températures estivales de l'eau s'élever de manière plus marquée.

Le secteur nord-est, situé le long du Revermont du Jura ne semble pas soumis au risque d'échauffement estival. C'est le secteur le plus en altitude de la plaine de la Bresse, qui est le moins agricole et le plus forestier. La densité de seuils y est également assez faible. Le secteur des Dombes, recouvrant la partie sud de la région étudiée, présente également peu de risque d'échauffement estival. Dans les faits, ce secteur possède de très nombreux lacs et étangs et une nappe alluviale assez puissante. Ces paramètres, bien que non intégrés dans le modèle, sont probablement représentés via la présence d'une ripisylve plus dense, un nombre de seuils moins important et un recouvrement forestier assez important.

En revanche, les secteurs nord-ouest et centre de la plaine de la Bresse sont les plus soumis à ce risque d'échauffement estival. Ils concentrent la majorité des obstacles à l'écoulement de la région avec de nombreux seuils de moulins, pour certains considérés comme faisant partie du patrimoine culturel de la région. Ce sont également les zones les plus agricoles, avec un mélange de polyculture-élevage et de grandes plaines céréalières, servant notamment à nourrir l'industrie de la volaille. Enfin, le dernier secteur où se trouvent des rivières à risque élevé est la plaine alluviale de la Saône. Ce secteur abrite les villes les plus densément peuplées et de nombreux axes de transport. Les rivières sont soumises à de nombreuses pressions urbaines et agricoles.

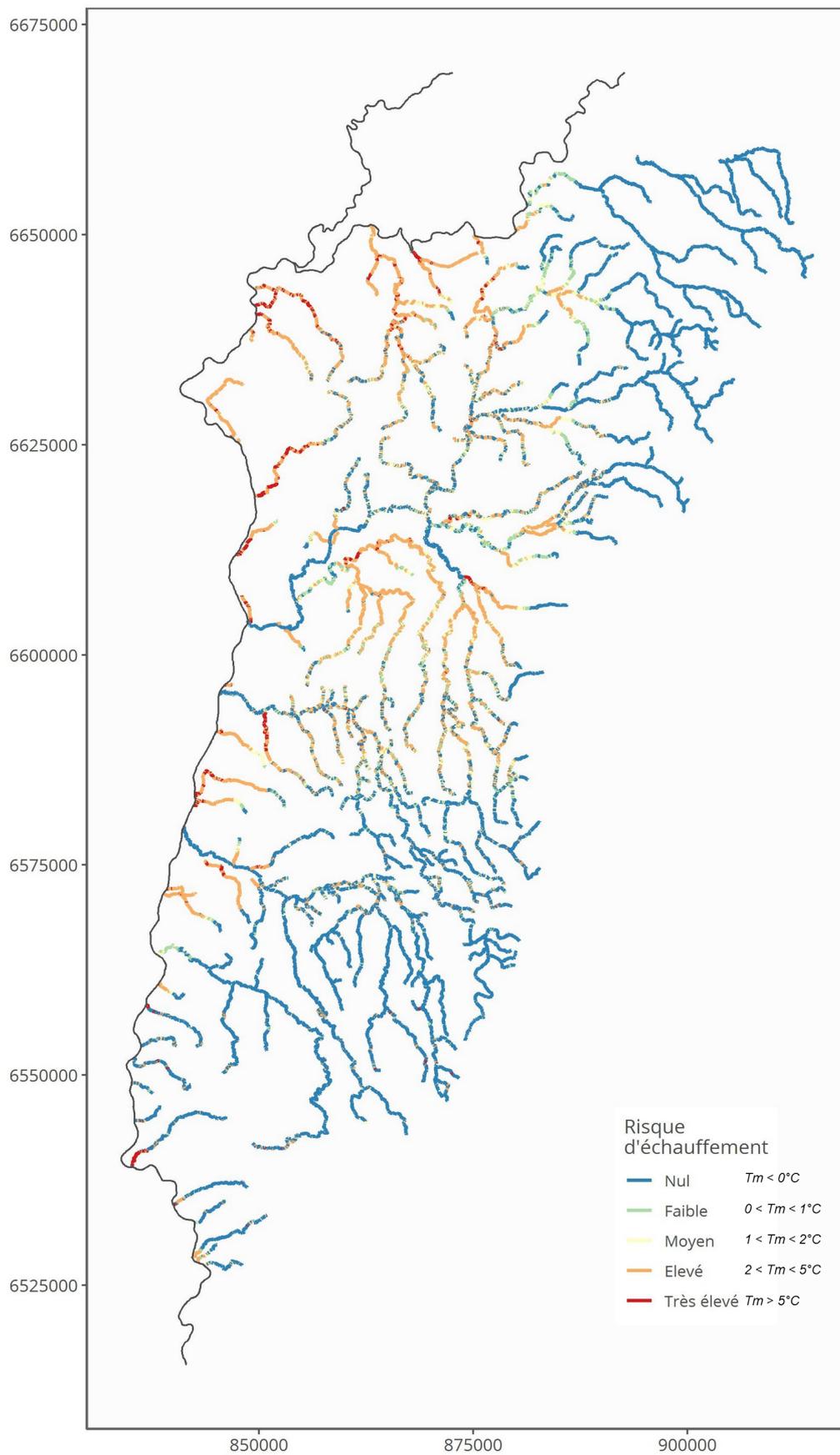


Figure 32: Cartographie du risque à l'échauffement à l'échelle de la plaine de la Bresse. La Saône et le Doubs sont figurés en noir car non intégrés dans le modèle.

### 5.5.3. Limites du modèle et améliorations possibles

Les résultats de modélisation à l'échelle de la plaine de la Bresse présentés dans ce rapport ne représentent que des résultats préliminaires, pour plusieurs raisons. Tout d'abord, le modèle GAM, bien que plus performant que les modèles linéaires et PLS également testés dans cette étude, présente un pouvoir de prédiction de seulement 64 %. La SDR, qui reflète les incertitudes du modèle, est également relativement élevée (1,53 °C). Des pistes d'ajouts de variables et/ou des étapes supplémentaires existent pour améliorer les performances du modèle, et celles-ci sont évoquées en section 5.5.3. Ensuite, la construction même du modèle pourrait être améliorée en intégrant les effets cumulatifs et/ou antagonistes de secteurs d'échauffement ou de refroidissement. Un échauffement local potentiel aura moins de répercussion sur le fonctionnement d'un hydrosystème s'il est isolé ou entouré de secteurs non soumis à un échauffement. Au contraire, plusieurs secteurs successifs soumis à des échauffements auront pour effet d'augmenter le risque d'échauffement général de manière significative.

L'ajout de variables supplémentaires, voire d'interactions entre variables, pourrait permettre d'améliorer les performances du modèle. Par exemple, les apports d'eau fraîche générés par des nappes alluviales ne sont pas pris en compte dans le modèle actuel. Bien qu'il transparaisse que ces paramètres soient reflétés par d'autres variables intégrées au modèle, il est anticipé que l'ajout de données sur la géologie et/ou sur le substratum dominant pourrait localement améliorer les performances du modèle.

Les conditions hydromorphologiques de la plaine de la Bresse sont comparables à l'ensemble de la partie aval du bassin de la Saône. Lorsque le présent modèle à l'échelle de la Bresse aura été validé et amélioré, il pourra être étendu à un secteur plus grand et ré-évalué pour tester les limites d'un tel exercice de modélisation régionale à une échelle supérieure.

## 6. Discussion

### 6.1. Applicabilité de l'IRT aéroporté sur les rivières de plaine agricole

De nombreux vecteurs existent pour l'acquisition de données IRT aéroportées (Dugdale, 2016). L'utilisation de drones est de plus en plus plébiscitée pour l'étude des hydrosystèmes, mais leur déploiement reste soumis à de nombreuses contraintes (e.g. permis de pilotage, risques de chute, incertitude des capteurs miniaturisés, etc.). De plus, l'étendue spatiale de leur utilisation reste limitée à quelques centaines de mètres ou, tout au plus quelques kilomètres. L'utilisation d'un vecteur de plus grande taille tel que l'ULM permet de couvrir une distance beaucoup plus importante et d'embarquer des capteurs plus volumineux et/ou plus lourds, et donc avec une résolution potentiellement supérieure.

L'étude menée dans la plaine de la Bresse a démontré que de tels vecteurs, associés à un capteur dont la qualité et la précision sont connues, apportent une quantité et une qualité d'informations qui offrent de nombreuses opportunités de recherche et des applications concrètes. L'étendue spatiale (ici jusqu'à 30 km de rivière, jusqu'à 50 km de survol) et la résolution des images (30 cm/pixel) ont permis de caractériser le comportement thermique de 9 rivières au sein de la plaine de la Bresse avec une haute précision. En revanche, les limites de la technique ont été atteintes sur les secteurs les plus boisés (e.g. la Chalaronne, Annexe 9). Certains secteurs totalement recouverts n'ont ainsi pas pu être échantillonnés depuis les airs. La présence de végétation flottant à la surface de l'eau sur certaines rivières (e.g. nénuphars et myriophylle, sur le Solnan et le Sevron notamment) a augmenté la difficulté à obtenir des pixels de température, même sur les secteurs ouverts. Malgré cela, il a été possible de « capturer » quelques pixels de température dans de nombreux secteurs boisés ou « végétalisés », et ce malgré l'utilisation d'une méthode d'extraction plutôt conservatrice (i.e. cherchant à éliminer les pixels hors-eau faussement intégrés dans la classification des images). Une estimation des incertitudes autour des valeurs de température extraites par les méthodes utilisées permettrait de quantifier les erreurs de mesure et donc de nuancer l'interprétation des résultats en fonction de ces erreurs. Le développement de métriques d'incertitudes, basées sur le nombre de pixels minimum nécessaires pour extraire une valeur de température fiable, est en cours de développement.

La méthode d'IRT aéroporté utilisée au sein du laboratoire EVS permet également d'obtenir des images dans le domaine du visible à une résolution inférieure ou égale à 10 cm/pixel. La combinaison de ces deux produits a permis l'interprétation de phénomènes observés à l'échelle locale, et notamment autour des seuils. Il a permis d'améliorer les connaissances sur la façon dont les interactions entre la ripisylve et les obstacles à l'écoulement contrôlent la température de surface dans un secteur de plaine agricole. Les résultats ont également mis en lumière la nécessité d'utiliser d'autres outils de mesure pour améliorer les connaissances du fonctionnement thermique des cours d'eau au niveau des seuils, et des phénomènes combinés de stratification et de dé-stratification. En effet, ces structures thermiques en 3D (i.e. au sein de la colonne d'eau) ne peuvent être appréhendées uniquement depuis les airs. Au-delà des résultats même de cette étude, l'outil IRT apparaît donc comme un outil efficace de diagnostic du comportement thermique des hydrosystèmes, à la fois à l'échelle locale et au sein de leur continuum longitudinal. L'outil peut être utilisé en amont et/ou en appui à des campagnes de mesures locales permettant de mieux appréhender des phénomènes qui ne peuvent pas l'être depuis les airs (apports latéraux sous la végétation, stratification thermique, exfiltrations, etc.).

## 6.2. Phénomène de stratification thermique sur ces rivières de plaine

Les rivières imagées dans le cadre de cette étude sont des hydrosystèmes dits à faible énergie, avec des pentes peu élevées et des écoulements plutôt lents. Ces phénomènes peuvent être modifiés, voire accentués, par la présence d'ouvrages (seuils de moulins, prises d'eau, etc.), par un sur-élargissement et une rectification (procédés couramment utilisés dans les secteurs agricoles pour accélérer l'évacuation de l'eau en période de crue, mais ayant les effets inverses en période d'étiage) et par la diminution des débits à l'étiage (dérèglements climatiques, prises d'eau pour l'irrigation, etc.). Nombre de ces rivières se retrouvent sur des secteurs de plaine agricole. Ces zones agricoles, caractéristiques de la plaine de la Bresse mais aussi du bassin aval de la Saône de manière générale, recouvrent environ 60 % du territoire français. Et avec un nombre d'obstacles à l'écoulement estimé à au moins 100 000 à l'échelle nationale (soit 1 tous les 2 à 3 km), les conditions de pression recensées sur les rivières de Bresse ont une forte probabilité d'être retrouvées dans de nombreux endroits en France. Pourtant, il semble que peu d'études se soient intéressées au régime thermique de ces rivières. Les résultats de cette étude sont donc nouveaux dans ce contexte hydro-géographique.

Ces rivières à faible énergie connaissent naturellement des variations temporelles (notamment journalières et saisonnières) et longitudinales de température, comme tous les hydrosystèmes fluviaux. Mais leur faible débit à l'étiage couplé à la présence d'ouvrages ou d'autres altérations peuvent créer une réelle dynamique verticale, qui par endroit dépasse en intensité la dynamique journalière et longitudinale observée à l'échelle du tronçon. Ces dynamiques, provoquées par l'apparition d'une stratification thermique qui évolue au cours de la journée, ne sont que peu étudiées sur les rivières et sont donc encore mal comprises. L'effet de « réinitialisation » causé par la dé-stratification à l'aval des ouvrages a rarement été évoqué dans la littérature à notre connaissance (voir cependant Wawrzyniak et al., 2012 sur les barrages). La compréhension des dynamiques de stratification sur ces systèmes où la colonne d'eau ne se mélange que rarement en journée reste à approfondir ; à quelle vitesse se met-elle en place ? A partir de quel débit et/ou dans quelles conditions météorologiques se met-elle en place ? Quel est le linéaire de rivière en amont d'un ouvrage soumis à ce phénomène, et en fonction de quels paramètres ? A quelle distance du seuil la stratification fait-elle son retour en aval de l'ouvrage ? Observe-t-on une stratification similaire à d'autres saisons ? Certains lacs ont des dynamiques opposées en hiver et en été (stratification inverse en hiver avec une température de surface supérieure à celle du fond) ; dans quelle mesure la stratification observée sur ces systèmes lenticules est-elle comparable aux rivières de plaine ? Toutes ces questions restent en suspens à l'heure actuelle. Des campagnes de mesure supplémentaires sont prévues durant l'été 2020 afin d'approfondir les connaissances du fonctionnement thermique de ces systèmes particuliers, en déployant notamment des batteries de thermomètres enregistreurs installés le long de la colonne d'eau en des points bien précis, à l'amont et à l'aval de seuils.

## 6.3. Quels enjeux en termes de gestion ?

La température de l'eau est un paramètre critique pour la vie aquatique, mais elle conditionne également d'autres paramètres physico-chimiques d'importance. C'est le cas notamment de l'oxygène dissous, élément indispensable aux organismes non-photosynthétiques, et qui est autant responsable des seuils de tolérance des organismes aux limites de température que la température elle-même (Hynes, 1970). Les obstacles à l'écoulement entraînent une augmentation de la température de la masse d'eau dans la retenue (Petts, 1980). En cas de stratification thermique prononcée et prolongée (ex. cas des barrages), l'hypolimnion, qui

est la couche inférieure la plus froide, est généralement pauvre en oxygène (à cause de l'absence de photosynthèse ou de réaération par turbulence de la masse d'eau, Jørgensen et al., 2005). Ainsi, si les écoulements à l'aval de l'ouvrage se font par le fond, l'eau relarguée à l'aval sera plus froide mais également anoxique (e.g. Bednarek, 2001). Les seuils sont définis comme des obstacles transversaux qui barrent les écoulements au sein du lit mineur, au maximum jusqu'au niveau de plein bord (Malavoi and Salgues, 2011). Les conditions de profondeurs permettant d'atteindre une stratification quasi-permanente et un hypolimnion anoxique ne sont donc potentiellement réunies que sur quelques ouvrages ou des évènements ponctuels et particuliers. En revanche, les seuils génèrent un ralentissement des écoulements, et donc une augmentation du temps de résidence de la masse d'eau. Ces phénomènes peuvent ainsi augmenter les risques d'eutrophisation de cette masse d'eau (Malavoi and Salgues, 2011). L'absence d'écoulement, l'augmentation de la température et l'apparition de bloom d'algues peuvent engendrer une diminution de la dissolubilité de l'oxygène dans l'eau et une augmentation de la demande biologique en oxygène (Allan and Castillo, 2007; Demars et al., 2011; Demars and Manson, 2013), avec de fortes variations journalières et une baisse d'oxygène dissous en période estivale (Maxted et al., 2005; Ignatius and Rasmussen, 2016). Ces effets sont d'autant plus importants lorsque les ouvrages sont présents en forte densité (Mantel et al., 2010).

Connaissant le rôle joué par les seuils sur les dynamiques de température sur ces cours d'eau à faible énergie, et les conditions critiques que celles-ci peuvent engendrer sur les conditions d'oxygène notamment, les gestionnaires et acteurs locaux peuvent être amenés à envisager l'arasement de tels ouvrages. La liste des paramètres à prendre compte pour ce genre d'action est relativement longue et dépasse le domaine de la 'science' (ex. aspects techniques, historiques, juridiques, etc.; Malavoi and AREA, 2003). Néanmoins, un certain nombre de seuils ont déjà été arasés en France (Malavoi and Salgues, 2011) et dans le monde (ex. <https://damremoval.eu/>, Duda et al., 2020), bien que les retours d'expérience sur le compartiment température soient limités (Velinsky et al., 2006). D'ailleurs, l'oxygène dissous apparaît comme un paramètre aussi souvent étudié que la température dans ce genre d'études.

La suppression d'ouvrages peut permettre de supprimer le « déphasage » des dynamiques journalières de température et d'oxygène dissous (i.e. décalage de quelques heures du pic de température puisque la retenue contrôle la température à l'aval, Chaplin, 2002) qui peut exister entre l'amont et l'aval, et ce de manière quasi-immédiate. Les effets sur le différentiel de température amont-aval peuvent être plus lents à observer (Velinsky et al., 2006). La végétation met du temps à recoloniser l'espace laissé disponible au sein de l'ancienne retenue et le chenal en eau peut se retrouver fortement exposé aux rayons solaires le temps que celle-ci se mette en place (Shafroth et al., 2002). En revanche, la suppression de la retenue permet de restaurer une diversité de vitesses d'écoulement, d'empêcher une stratification thermique verticale uniforme d'améliorer le mélange voire la ré-aération de la colonne d'eau.

Ce qui ressort de la littérature sur les effets potentiels de l'arasement de seuils sur la température (et/ou sur l'oxygène dissous) est avant tout la proportionnalité entre les impacts de la présence d'un seuil et les effets de son arasement. Certains effets peuvent mettre du temps à être observés, mais ils tendent tous vers une amélioration des dynamiques spatiales et temporelles de températures (longitudinales et journalières notamment). De plus, en dehors des aspects historiques, techniques et juridiques, deux aspects sont à prendre en compte pour ce genre d'actions : (1) les effets seront d'autant plus importants si le seuil représente l'altération hydraulique principale de la section (i.e. le chenal, en amont et en aval, n'a pas subi de sur-élargissement ou rectification trop importante), et (2) que la rivière possède un potentiel minimum de récupération, c'est à dire que d'autres facteurs (à l'échelle locale et du bassin) ne viennent pas limiter toute

amélioration possible que l'arasement de l'ouvrage permettrait. Enfin, le sujet est encore peu connu et il conduit à recommander de mieux documenter ces effets dans le cadre de suivis à court et long terme lors d'opérations de démantèlement ou d'arasement. Des protocoles existent pour quantifier les effets de l'arasement d'ouvrage sur les compartiments biologiques (poissons, invertébrés, diatomées, etc.) et géomorphologiques. Dans un contexte où la température de l'eau devient un paramètre critique pour de plus en plus d'espèces et sur des aires régionales de plus en plus vastes, améliorer les connaissances sur la réaction en termes de température des hydrosystèmes, face à des actions de réhabilitation ou de restauration, est indispensable pour prioriser les sites d'intérêt et optimiser le financement de telles actions.

#### 6.4. Autres implications des résultats de l'étude

Les résultats obtenus dans cette étude apportent également des informations sur l'importance du choix de l'emplacement lorsque l'on implante un réseau de mesure de la température en rivière. Les dynamiques de température dans ces hydrosystèmes sont particulières. Les profils longitudinaux de température démontrent que les variations de température sont fortes à l'approche des seuils et autres obstacles à l'écoulement. Un thermomètre placé à l'amont ou à l'aval d'un seuil ne mesurera pas les mêmes dynamiques, puisque les variations journalières (et potentiellement saisonnières) ne sont pas les mêmes. Il est donc préférable de s'éloigner au maximum des ouvrages lors de l'installation d'un thermomètre visant à mesurer la température pour un suivi de longue durée. De la même manière, l'emplacement du thermomètre au sein de la colonne d'eau peut avoir son importance sur ce genre de rivière. Alors que la température au fond de la colonne d'eau peut ne pas évoluer au cours d'une même journée, la variabilité peut être de plusieurs degrés en surface (voir Figure 17). Il est donc primordial de placer les thermomètres, autant que possible, dans des zones courantes où la stratification sera limitée si l'on veut enregistrer une température représentative de la masse d'eau. Sinon, il est possible d'utiliser deux thermomètres à deux endroits différents au sein de la colonne d'eau afin d'interpréter les données dans leur contexte local.

#### 6.5. Développements méthodologiques possibles

##### 6.5.1. Considérations matérielles

L'utilisation de la photogrammétrie SfM est une nouveauté pour le traitement des images thermiques, et il a permis d'augmenter la vitesse et la précision de l'alignement de ces images, ainsi que le nombre de photos qu'il est possible d'aligner. Ainsi, les orthothermogrammes créés ne présentent que peu de lacunes ; il sont quasi continus sur l'ensemble des linéaires imagés, ce qui est une amélioration par rapport aux rendus générés par les techniques précédentes (i.e. alignement manuel sous SIG). En revanche, le traitement des données reste la partie la plus chronophage de la démarche et d'autres améliorations peuvent être apportées dans ce sens.

Ainsi, depuis les campagnes de terrain de l'été 2018, le laboratoire EVS s'est équipé d'un GPS embarqué, connecté directement à l'appareil photo numérique utilisé pour l'acquisition des photos dans le visible. Les photos sont alors géotaguées, c'est-à-dire que les coordonnées de l'appareil au moment de la prise de vue sont enregistrées dans les données EXIF de chacune des photos. Ces données permettent d'accélérer et de faciliter l'alignement des photos par photogrammétrie SfM. Elles peuvent également être exportées et utilisées pour l'alignement des images thermiques (qui ne sont pas géotaguées) afin d'améliorer leur

alignement et de réduire significativement le nombre de points de contrôle nécessaires à une bonne superposition de l'orthothermogramme avec l'orthomosaique correspondante.

#### 6.5.2. Considérations logicielles et méthodologiques

La combinaison des deux produits (orthomosaique et orthothermogramme) a permis l'utilisation d'algorithmes de classification d'images qui ont aidé à l'extraction des pixels en eau. Bien que les résultats de cette classification soient mitigés (nécessité d'une correction manuelle, parfois longue et laborieuse), c'est un outil qui permet d'accélérer le traitement des images et offre des perspectives intéressantes d'amélioration de la chaîne de traitement. En effet, les algorithmes utilisés dans cette étude sont parmi les plus utilisés, mais également parmi les plus anciens. De nouveaux outils apparaissent et font leurs preuves, tels que *Random Forest* ou *Support Vector Machine learning*. Cette étape pourrait faire l'objet d'un développement méthodologique plus poussé afin d'améliorer l'efficacité de ce découpage des pixels en eau. Des pistes sont actuellement explorées, visant notamment à diminuer les différences radiométriques inter-images qui peuvent exister au sein d'une même orthomosaique, mais également entre les différentes orthomosaiques. Diminuer les différences entre images permettrait de limiter les besoins de supervision lors du processus de classification, puisqu'un échantillon test permettrait de définir les paramètres de plusieurs, voire toutes les orthomosaiques qui se ressemblent.

Une autre piste d'amélioration concerne la quantification des erreurs liées à la méthode. La méthode choisie pour la correction des orthothermogrammes était basée dans cette étude sur la relation entre la température *imagée* (radiante) et température *enregistrée* (cinétique) par des thermomètres placés dans l'eau. Cette méthode permet de s'affranchir d'une correction atmosphérique des images. En revanche, certains auteurs affirment qu'une telle correction avant post-traitement permet de réduire les incertitudes et d'améliorer la correction des images (diminution de la solubilité et augmentation de l'activité métabolique, Allan and Castillo, 2007). Cette méthode pourrait être testée sur le jeu de données utilisé dans cette étude.

Enfin, la présence d'une stratification thermique sur de nombreux secteurs oblige à regarder les résultats de la relation entre température radiante et température cinétique avec du recul. Certes, les coefficients de détermination des régression linéaires sont corrects ( $R^2 > 0,80$ ) mais certains points semblent assez éloignés de leur droite de régression respective. Dans leur revue de la littérature, Handcock et al. (e.g. Wawrzyniak et al., 2016) suggèrent de placer les thermomètres dans les 10 premiers centimètres de la colonne d'eau. Bien que cette recommandation soit probablement valable pour la plupart des rivières, elle semble atteindre ses limites sur des systèmes très stratifiés. Certains auteurs ont évoqué la stratification verticale comme source potentielle d'erreur lors de la comparaison de leurs images thermiques avec des relevés par thermomètre (2012). Il est donc conseillé, dans ces cas là, de placer les thermomètres le plus près possible de la surface de l'eau dans les secteurs stratifiés.

## Remerciements

De nombreuses personnes au sein du laboratoire (mais également en dehors) ont participé d'une manière ou d'une autre à la réalisation de ce projet. Merci à Shivam Shivam pour sa participation à la classification des images. Merci également à Mathieu Cassel, Valentin Chardon, Julien Godfroy, Christine Mouquet-Noppe et Hervé Parmentier pour leur participation aux campagnes de terrain dans la Bresse. Merci aussi à Florentina Moatar d'IRSTEA pour les échanges et ses conseils lors des premières analyses des résultats. Enfin, un grand merci à Sébastien Blanchon, de Jura ULM, pour sa disponibilité et son professionnalisme qui ont permis de mener à bien ces 9 missions aéroportées.

## 7. Liste des références

- Alber A, Piégay H. 2017. Characterizing and modelling river channel migration rates at a regional scale: Case study of south-east France. *Journal of Environmental Management* **202** : 479–493. DOI: 10.1016/j.jenvman.2016.10.055
- Allan JD, Castillo MM. 2007. *Stream Ecology: Structure and Function of Running Waters* . 2nd Ed. Springer: Dordrecht, The Netherlands
- Anderson JM, Duck RW, McManus J. 1995. Thermal radiometry: a rapid means of determining surface water temperature variations in lakes and reservoirs. *Journal of Hydrology* **173** : 131–144. DOI: 10.1016/0022-1694(95)02714-Z
- Anding D, Kauth R. 1970. Estimation of sea surface temperature from space. *Remote Sensing of Environment* **1** : 217–220. DOI: 10.1016/S0034-4257(70)80002-5
- Atwell BH, MacDonald RB, Bartolucci LA. 1971. Thermal Mapping of Streams From Airborne Radiometric Scanning. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* **7** : 228–243. DOI: 10.1111/j.1752-1688.1971.tb05904.x
- Becker A, Kirchesch V, Baumert HZ, Fischer H, Schöl A. 2010. Modelling the effects of thermal stratification on the oxygen budget of an impounded river. *River Research and Applications* **26** : 572–588. DOI: 10.1002/rra
- Bednarek AT. 2001. Undamming Rivers: A Review of the Ecological Impacts of Dam Removal. *Environmental Management* **27** : 803–814. DOI: 10.1007/s002670010189 [online] Available from: <http://link.springer.com/10.1007/s002670010189> (Accessed 10 July 2014)
- Benyahya L, Caissie D, Satish MG, El-Jabi N. 2012. Long-wave radiation and heat flux estimates within a small tributary in Catamaran Brook (New Brunswick, Canada). *Hydrological Processes* **26** : 475–484. DOI: 10.1002/hyp.8141
- Bolgrien DW, Brooks AS. 1992. Analysis of Thermal Features of Lake Michigan from AVHRR Satellite Images. *Journal of Great Lakes Research* **18** : 259–266. DOI: 10.1016/S0380-1330(92)71293-3
- Brown GW, Krygier JT. 1970. Effects of clear-cutting on stream temperature. *Water Resources Research* **6** : 1133–1139.
- Buddendorf WB, Malcolm IA, Geris J, Wilkinson ME, Soulsby C. 2017. Metrics to assess how longitudinal channel network connectivity and in-stream Atlantic salmon habitats are impacted by hydropower regulation. *Hydrological Processes* **31** : 2132–2142. DOI: 10.1002/hyp.11159
- Caissie D. 2006. The thermal regime of rivers: A review. *Freshwater Biology* **51** : 1389–1406. DOI: 10.1111/j.1365-2427.2006.01597.x
- Caissie D, Satish MG, El-Jabi N. 2005. Predicting river water temperatures using the equilibrium temperature concept with application on Miramichi River catchments (New Brunswick, Canada). *Hydrological Processes* **19** : 2137–2159. DOI: 10.1002/hyp.5684
- Caissie D, Satish MG, El-Jabi N. 2007. Predicting water temperatures using a deterministic model: Application on Miramichi River catchments (New Brunswick, Canada). *Journal of Hydrology* **336** : 303–315. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.01.008
- Cao Q, Sun N, Yearsley J, Nijssen B, Lettenmaier DP. 2016. Climate and land cover effects on the temperature of Puget Sound streams. *Hydrological Processes* **30** : 2286–2304. DOI: 10.1002/hyp.10784
- Carrivick JL, Brown LE, Hannah DM, Turner AGD. 2012. Numerical modelling of spatio-temporal thermal heterogeneity in a complex river system. *Journal of Hydrology* **414–415** : 491–502. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2011.11.026 [online] Available from: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.026>
- Chandesris A, Van Looy K, Diamond JS, Souchon Y. 2019. Small dams alter thermal regimes of downstream water. *Hydrology and Earth System Sciences* **23** : 4509–4525. DOI: 10.5194/hess-23-4509-2019
- Chaplin JJ. 2002. Framework for Monitoring and Preliminary Results after Removal of Good Hope Mill Dam. In *Dam Removal Research - Status and Prospects* , Graf WL (ed). The H. John Heinz III Center for Science, Economics and the Environment: Washington, DC; 119–133.
- Cluis DA. 1972. Relationship between stream water temperature and ambient air temperature. *Nordic Hydrology* **3** : 65–71.

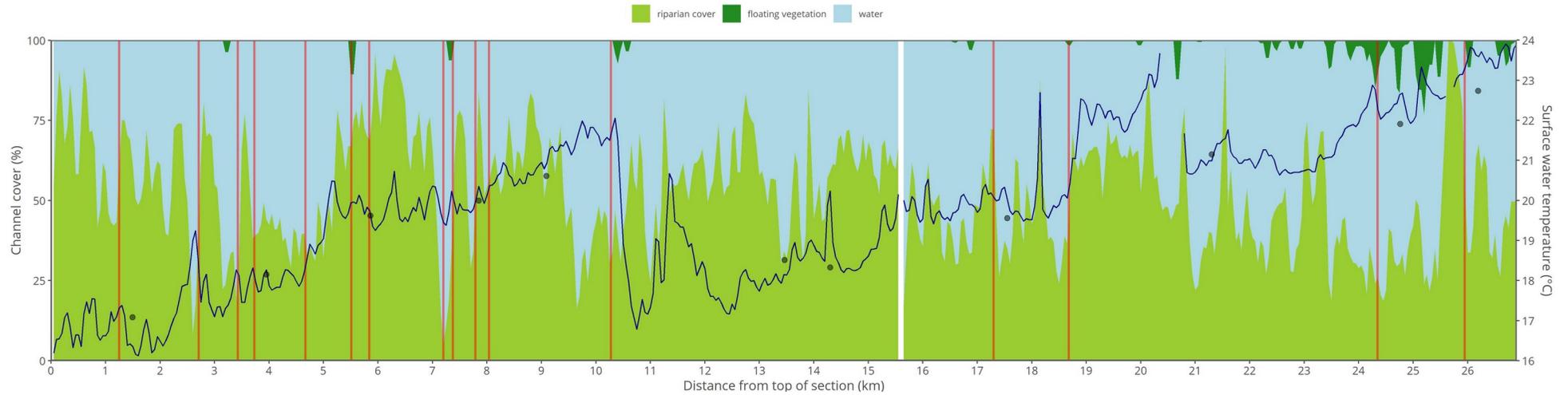
- Decherf A, Lalande N, Cernesson F. 2014. Notice de la cartographie de l'occupation du sol dans les corridors rivulaires du bassin de la Saône. : 36.
- Demars BOL, Manson JR. 2013. Temperature dependence of stream aeration coefficients and the effect of water turbulence: A critical review. *Water Research* **47** : 1–15. DOI: 10.1016/j.watres.2012.09.054 [online] Available from: <http://dx.doi.org/10.1016/j.watres.2012.09.054>
- Demars BOL, Russell Manson J, Ólafsson JS, Gíslason GM, Gudmundsdóttir R, Woodward G, Reiss J, Pichler DE, Rasmussen JJ, Friberg N. 2011. Temperature and the metabolic balance of streams. *Freshwater Biology* **56** : 1106–1121. DOI: 10.1111/j.1365-2427.2010.02554.x [online] Available from: <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-2427.2010.02554.x> (Accessed 3 December 2014)
- Dole-Olivier MJ, Wawrzyniak V, Creuzé des Châtelliers M, Marmonier P. 2019. Do thermal infrared (TIR) remote sensing and direct hyporheic measurements (DHM) similarly detect river-groundwater exchanges? Study along a 40 km-section of the Ain River (France). *Science of the Total Environment* **646** : 1097–1110. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2018.07.294 [online] Available from: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.07.294>
- Duda JJ, Johnson RC, Wieferich DJ, Wagner WJ, Bellmore JR. 2020. USGS Dam Removal Science Database v3.0 (ver. 3.0, January 2020) [online] Available from: <https://doi.org/10.5066/P9IGEC9G>.
- Dugdale SJ. 2016. A practitioner's guide to thermal infrared remote sensing of rivers and streams: recent advances, precautions and considerations. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water* **3** : 251–268. DOI: 10.1002/wat2.1135 [online] Available from: <http://doi.wiley.com/10.1002/wat2.1135>
- Dugdale SJ, Kelleher CA, Malcolm IA, Caldwell S, Hannah DM. 2019. Assessing the potential of drone-based thermal infrared imagery for quantifying river temperature heterogeneity. *Hydrological Processes* **33** : 1152–1163. DOI: 10.1002/hyp.13395
- Dugdale SJ, Malcolm IA, Kantola K, Hannah DM. 2018. Stream temperature under contrasting riparian forest cover: Understanding thermal dynamics and heat exchange processes. *Science of the Total Environment* **610–611** : 1375–1389. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2017.08.198 [online] Available from: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.08.198>
- Dunham JB, Chandler GL, Rieman B, Martin D. 2005. Measuring Stream Temperature with Digital Data Loggers: A User's Guide. USFS Technical Report : 1–18. [online] Available from: [http://fresc.usgs.gov/products/papers/1431\\_Dunham.pdf](http://fresc.usgs.gov/products/papers/1431_Dunham.pdf)
- Environment Agency. 2012. Keeping rivers cool: Getting ready for climate change by creating riparian shade
- Fabris L, Malcolm IA, Buddendorf WB, Soulsby C. 2018. Integrating process-based flow and temperature models to assess riparian forests and temperature amelioration in salmon streams. *Hydrological Processes* **32** : 776–791. DOI: 10.1002/hyp.11454
- Faux RN, Lachowski H, Maus P, Torgersen CE, Boyd MS. 2001. New approaches for monitoring stream temperature: Airborne thermal infrared remote sensing. Project Report: Integration of Remote Sensing : 29.
- Garner G, Malcolm IA, Sadler JP, Hannah DM. 2017. The role of riparian vegetation density, channel orientation and water velocity in determining river temperature dynamics. *Journal of Hydrology* **553** : 471–485. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2017.03.024 [online] Available from: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.03.024>
- Garner G, Malcolm IA, Sadler JP, Millar CP, Hannah DM. 2015. Inter-annual variability in the effects of riparian woodland on microclimate, energy exchanges and water temperature of an upland Scottish stream. *Hydrological Processes* **29** : 1080–1095. DOI: 10.1002/hyp.10223
- Handcock RN, Gillespie AR, Cherkauer KA, Kay JE, Burges SJ, Kampf SK. 2006. Accuracy and uncertainty of thermal-infrared remote sensing of stream temperatures at multiple spatial scales. *Remote Sensing of Environment* **100** : 427–440. DOI: 10.1016/j.rse.2005.07.007
- Handcock RN, Torgersen CE, Cherkauer KA, Gillespie AR, Tockner K, Faux RN, Tan J. 2012. Thermal Infrared Remote Sensing of Water Temperature in Riverine Landscapes. *Fluvial Remote Sensing for Science and Management* : 85–113. DOI: 10.1002/9781119940791.ch5
- Hannah DM, Garner G. 2015. River water temperature in the United Kingdom: Changes over the 20th century and possible changes over the 21st century. *Progress in Physical Geography* **39** : 68–92. DOI: 10.1177/0309133314550669
- Hannah DM, Malcolm IA, Soulsby C, Youngson AF. 2008. A comparison of forest and moorland stream microclimate, heat exchanges and thermal dynamics. *Hydrological Processes* **22** : 919–940. DOI: 10.1002/hyp

- Hebert C, Caissie D, Satish MG, El-Jabi N. 2011. Study of stream temperature dynamics and corresponding heat fluxes within Miramichi River catchments (New Brunswick, Canada). *Hydrological Processes* **25** : 2439–2455. DOI: 10.1002/hyp.8021
- Hilderbrand RH, Kashiwagi MT, Prochaska AP. 2014. Regional and local scale modeling of stream temperatures and spatio-temporal variation in thermal sensitivities. *Environmental Management* **54** : 14–22. DOI: 10.1007/s00267-014-0272-4
- Hynes HBN. 1970. *The Ecology of Running Waters*. University of Toronto Press: Toronto
- Ignatius AR, Rasmussen TC. 2016. Small reservoir effects on headwater water quality in the rural-urban fringe, Georgia Piedmont, USA. *Journal of Hydrology: Regional Studies* **8** : 145–161. DOI: 10.1016/j.ejrh.2016.08.005 [online] Available from: <http://dx.doi.org/10.1016/j.ejrh.2016.08.005>
- Isaak DJ, Luce CH, Rieman BE, Nagel DE, Peterson EE, Horan DL, Parkes S, Chandler GL. 2010. Effects of climate change and wildfire on stream temperatures and salmonid thermal habitat in a mountain river network. *Ecological Applications* **20** : 1350–1371. DOI: 10.1890/09-0822.1
- Jackson FL, Fryer RJ, Hannah DM, Millar CP, Malcolm IA. 2018. A spatio-temporal statistical model of maximum daily river temperatures to inform the management of Scotland’s Atlantic salmon rivers under climate change. *Science of the Total Environment* **612** : 1543–1558. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2017.09.010 [online] Available from: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.09.010>
- Jackson FL, Hannah DM, Fryer RJ, Millar CP, Malcolm IA. 2017. Development of spatial regression models for predicting summer river temperatures from landscape characteristics: Implications for land and fisheries management. *Hydrological Processes* **31** : 1225–1238. DOI: 10.1002/hyp.11087
- Jessup AT, Zappa CJ, Loewen MR, Hesany V. 1997. Infrared remote sensing of breaking waves. *Nature* **385** : 52–55.
- Johnson SL. 2003. Stream temperature: scaling of observations and issues for modelling. *Hydrological Processes* **17** : 497–499. DOI: 10.1002/hyp.5091
- Johnson SL. 2004. Factors influencing stream temperatures in small streams: Substrate effects and a shading experiment. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* **61** : 913–923. DOI: 10.1139/F04-040
- Jones J et al. 2019. A comprehensive assessment of stream fragmentation in Great Britain. *Science of the Total Environment* **673** : 756–762. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2019.04.125
- Jørgensen SE, Löffler H, Rast W, Straškraba M. 2005. Chapter 3- Evaluating lake and reservoir water quality. In *Developments in Water Science*, Jørgensen SE, Löffler H, Rast W, and Straškraba M (eds). Elsevier; 107–168.
- Kay JE, Kampf SK, Handcock RN, Cherkauer KA, Gillespie AR, Burges SJ. 2005. Accuracy of lake and stream temperatures estimated from thermal infrared images. *Journal of the American Water Resources Association* **41** : 1161–1175. DOI: 10.1111/j.1752-1688.2005.tb03791.x
- Laizé CLR, Hannah DM. 2010. Modification of climate-river flow associations by basin properties. *Journal of Hydrology* **389** : 186–204. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2010.05.048
- de Leaniz CG, Berkhuisen A, Belletti B. 2019. Beware small dams, they can do damage, too. *Nature* **570** : 164. DOI: 10.1038/d41586-019-01826-y
- Loicq P, Moatar F, Jullian Y, Dugdale SJ, Hannah DM. 2018. Improving representation of riparian vegetation shading in a regional stream temperature model using LiDAR data. *Science of the Total Environment* **624** : 480–490. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2017.12.129 [online] Available from: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.12.129>
- Malavoi J-R, AREA. 2003. *Stratégie d’intervention sur les seuils en rivière*. : 135.
- Malavoi J-R, Salgues D. 2011. *Arasement et dérasement de seuils - Aide à la définition de Cahier des Charges pour les études de faisabilité Compartiments hydromorphologie et hydroécologie*. : 83.
- Mantel SK, Hughes DA, Muller NWJ. 2010. Ecological impacts of small dams on South African rivers part 1: Drivers of change- water quantity and quality. *Water SA* **36** : 351–360.
- Marteau B, Piégay H. 2018. *Relevés thermiques aéroportés sur les rivières Buëch et Drac- Rapport de synthèse pour le département des Hautes-Alpes*

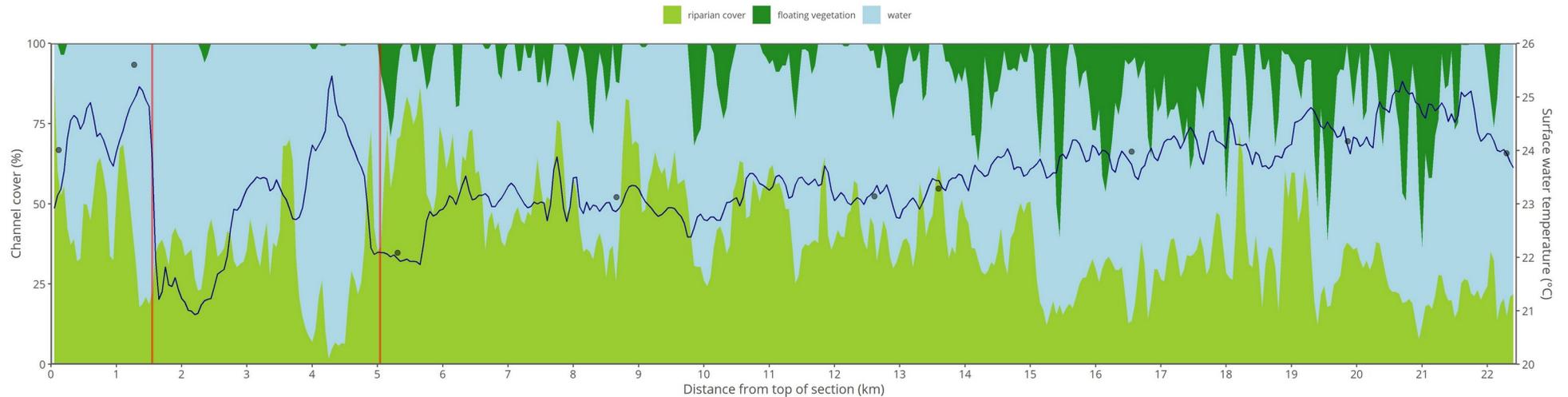
- Matthews KR, Berg NH, Azuma DL, Lambert TR. 1994. Cool water formation and trout habitat use in a deep pool in the sierra Nevada, California. *Transactions of the American Fisheries Society* **123** : 549–564. DOI: 10.1080/1548-8659(1994)123[lt]0549[co]CWFATH[gt]2.3.CO;2
- Maxted JR, McCreedy CH, Scarsbrook MR. 2005. Effects of small ponds on stream water quality and macroinvertebrate communities. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research* **39** : 1069–1084. DOI: 10.1080/00288330.2005.9517376
- Météo France. 2018. Bilan climatique de l'été 2018. Bilans cliimatiques 2018 [online] Available from: <http://www.meteofrance.fr/climat-passe-et-futur/bilans-climatiques/bilan-2018/bilan-climatique-de-l-ete-2018#>
- Moore RD, Spittlehouse DL, Story A. 2005. Riparian microclimate and stream temperature response to forest harvesting: A review. *Journal of the American Water Resources Association* **41** : 813–834. DOI: 10.1111/j.1752-1688.2005.tb04465.x
- Morin G, Couillard D. 1990. Predicting river temperatures with a hydrological model. *Encyclopedia of fluid mechanic, surface and groundwater flow phenomena* **10** : 171–209.
- Mueller M, Pander J, Geist J. 2011. The effects of weirs on structural stream habitat and biological communities. *Journal of Applied Ecology* **48** : 1450–1461. DOI: 10.1111/j.1365-2664.2011.02035.x
- Nelson KC, Palmer MA. 2007. Stream Temperature Surges under Urbanization and Climate Change: Data, Models, and Responses. *Journal of the American Water Resources Association* **43** : 440–452. DOI: 10.1111/j.1752-1688.2007.00034.x
- Nielsen JL, Lisle TE, Ozaki V. 1994. Thermally stratified pools and their use by steelhead in Northern California streams. *Transactions of the American Fisheries Society* **123** : 613–626. DOI: 10.1080/1548-8659(1994)123[lt]0613[co]TSPATU[gt]2.3.CO;2
- O'Keeffe JH, Palmer RW, Byren BA, Davies BR. 1990. The effects of impoundment on the physicochemistry of two contrasting southern african river systems. *Regulated Rivers: Research & Management* **5** : 97–110. DOI: 10.1002/rrr.3450050202
- Petts GE. 1980. Long-term consequences of upstream impoundment. *Environmental Conservation* **7** : 325–332. DOI: 10.1017/S0376892900008183 [online] Available from: <http://dx.doi.org/10.1017/S0376892900008183>
- Piccolroaz S, Toffolon M, Robinson CT, Siviglia A. 2018. Exploring and quantifying river thermal response to heatwaves. *Water (Switzerland)* **10** : 1–18. DOI: 10.3390/w10081098
- Poole GC, Berman CH. 2001. An ecological perspective on in-stream temperature: Natural heat dynamics and mechanisms of human-caused thermal degradation. *Environmental Management* **27** : 787–802. DOI: 10.1007/s002670010188
- Preud'homme EB, Stefan HG. 1992. Relationship between water temperatures and air temperatures for central U.S. streams [online] Available from: <https://conservancy.umn.edu/handle/11299/108663>
- R Core Team. 2017. R: A language and environment for statistical computing [online] Available from: <https://www.r-project.org/>
- Raphael JM. 1962. Prediction of Temperature in Rivers and Reservoirs. *American Society of Civil Engineers* **88** : 157–181.
- Ricci GF, Romano G, Leronni V, Gentile F. 2019. Effect of check dams on riparian vegetation cover: A multiscale approach based on field measurements and satellite images for Leaf Area Index assessment. *Science of the Total Environment* **657** : 827–838. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2018.12.081 [online] Available from: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.12.081>
- Rutherford JC, Marsh NA, Davies PM, Bunn SE. 2004. Effects of patchy shade on stream water temperature: How quickly do small streams heat and cool? *Marine and Freshwater Research* **55** : 737–748. DOI: 10.1071/MF04120
- Schluessel P, Emery W, Grassl H, Mammen T. 1990. On the bulk-skin temperature difference and its impact on satellite remote sensing of sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research* **95** : 13341–13356.
- Schott JR, Barsi JA, Nordgren BL, Raqueño NG, de Alwis D. 2001. Calibration of Landsat thermal data and application to water resource studies. *Remote Sensing of Environment* **78** : 108–117. DOI: 10.1016/S0034-4257(01)00253-X
- Shafroth PB, Friedman JM, Auble GT, Scott ML, Braatine JH. 2002. Potential Responses of Riparian Vegetation to Dam Removal. *BioScience* **52** : 703. DOI: 10.1641/0006-3568(2002)052[0703:prorvt]2.0.co;2
- Sinokrot BA, Gulliver JS. 2000. In-stream flow impact on river water temperatures. *Journal of Hydraulic Research* **38** : 339–349. DOI: 10.1080/00221680009498315

- Sinokrot BA, Stefan HG. 1993. Stream temperature dynamics: Measurements and modeling. *Water Resources Research* **29** : 2299–2312. DOI: 10.1029/93WR00540
- Smith K. 1981. The prediction of river water temperatures. *Hydrological Sciences* **26** : 19–32.
- Story A, Moore RD, Macdonald JS. 2003. Stream temperatures in two shaded reaches below cutblocks and logging roads: Downstream cooling linked to subsurface hydrology. *Canadian Journal of Forest Research* **33** : 1383–1396. DOI: 10.1139/x03-087
- Torgersen CE, Faux RN, McIntosh BA, Poage NJ, Norton DJ. 2001. Airborne thermal remote sensing for water temperature assessment in rivers and streams. *Remote Sensing of Environment* **76** : 386–398. DOI: 10.1016/S0034-4257(01)00186-9
- Vannote RL, Minshall GW, Cummins KW, Sedell JR, Cushing CE. 1980. The river continuum concept. *Canadian journal of Fisheries and Aquatic Sciences* : 130–137. DOI: 10.1139/f80-017 [online] Available from: c:%5CUsers%5CRaquel%5CDocuments%5CMasterGFS%5CTFM%5C00\_Biblio%5C01\_IntroduccGeneral%5CVannote et al (1980)-RiverContinuumConcept.pdf
- Velinsky DJ, Bushaw-Newton KL, Kreeger DA, Johnson TE. 2006. Effects of small dam removal on stream chemistry in southeastern Pennsylvania. *Journal of the North American Benthological Society* **25** : 569–582. DOI: 10.1899/0887-3593(2006)25[569:EOSDRO]2.0.CO;2
- van Vliet MTH, Franssen WHP, Yearsley JR, Ludwig F, Haddeland I, Lettenmaier DP, Kabat P. 2013. Global river discharge and water temperature under climate change. *Global Environmental Change* **23** : 450–464. DOI: 10.1016/j.gloenvcha.2012.11.002 [online] Available from: <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2012.11.002>
- Ward J V. 1985. Thermal characteristics of running waters. *Hydrobiologia* **125** : 31–46. DOI: 10.1007/BF00045924
- Wawrzyniak V, Allemand P, Bailly S, Lejot J, Piégay H. 2017. Coupling LiDAR and thermal imagery to model the effects of riparian vegetation shade and groundwater inputs on summer river temperature. *Science of the Total Environment* **592** : 616–626. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2017.03.019
- Wawrzyniak V, Piégay H, Allemand P, Vaudor L, Goma R, Grandjean P. 2016. Effects of geomorphology and groundwater level on the spatio-temporal variability of riverine cold water patches assessed using thermal infrared (TIR) remote sensing. *Remote Sensing of Environment* **175** : 337–348. DOI: 10.1016/j.rse.2015.12.050
- Wawrzyniak V, Piégay H, Allemand P, Vaudor L, Grandjean P. 2013. Prediction of water temperature heterogeneity of braided rivers using very high resolution thermal infrared (TIR) images. *International Journal of Remote Sensing* **34** : 4812–4831. DOI: 10.1080/01431161.2013.782113
- Wawrzyniak V, Piégay H, Poirel A. 2012. Longitudinal and temporal thermal patterns of the French Rhône River using Landsat ETM+ thermal infrared images. *Aquatic Sciences* **74** : 405–414. DOI: 10.1007/s00027-011-0235-2
- Webb BW, Clack PD, Walling DE. 2003. Water-air temperature relationships in a Devon river system and the role of flow. *Hydrological Processes* **17** : 3069–3084. DOI: 10.1002/hyp.1280
- Webb BW, Hannah DM, Moore RD, Brown LE, Nobilis F. 2008. Recent advances in stream and river temperature research. *Hydrological Processes* **22** : 902–918. DOI: 10.1002/hyp
- Webb BW, Zhang Y. 1997. Spatial and Seasonal Variability in the Components of the River Heat Budget. *Hydrological Processes* **11** : 79–101. DOI: 10.1002/(sici)1099-1085(199701)11:1<79::aid-hyp404>3.3.co;2-e
- Whiterod N, Sherman B. 2012. Environmental gradients along a lowland weir pool in the Southern Murray-Darling basin, Australia. *River Research and Applications* **7** : 1680–1694. DOI: 10.1002/rra
- Withrow-robinson B, Bennett M, Ahrens G. 2011. A Guide to Riparian Tree and Shrub Planting in the Willamette Valley: Steps to Success
- Wright SA, Anderson CR, Voichick N. 2008. A simplified water temperature model for the Colorado River below Glen Canyon dam. *River Research and Applications* **26** : 36–44. DOI: 10.1002/rra

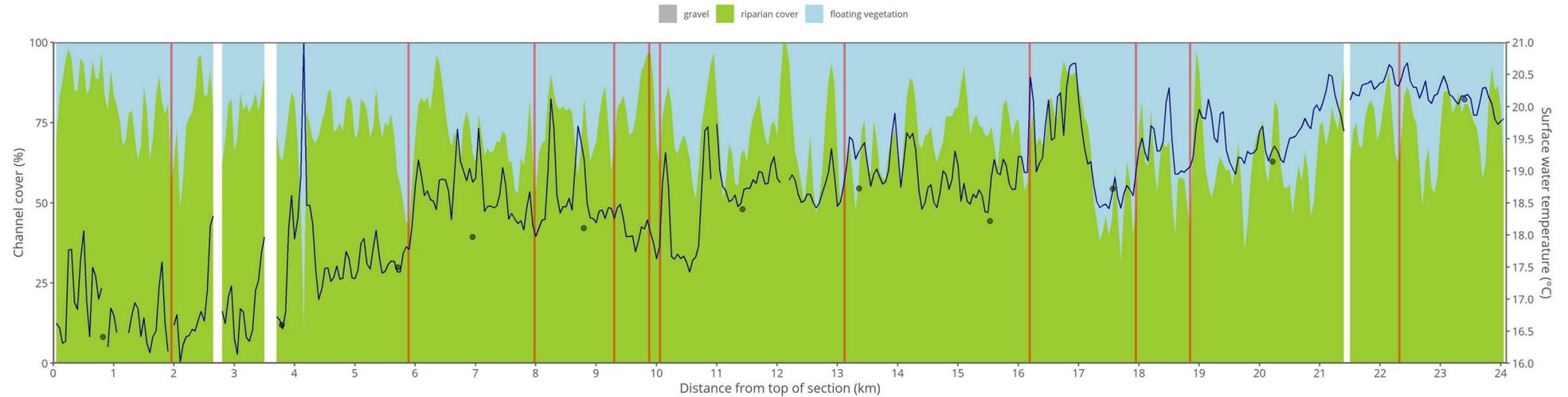
## 8. Annexes



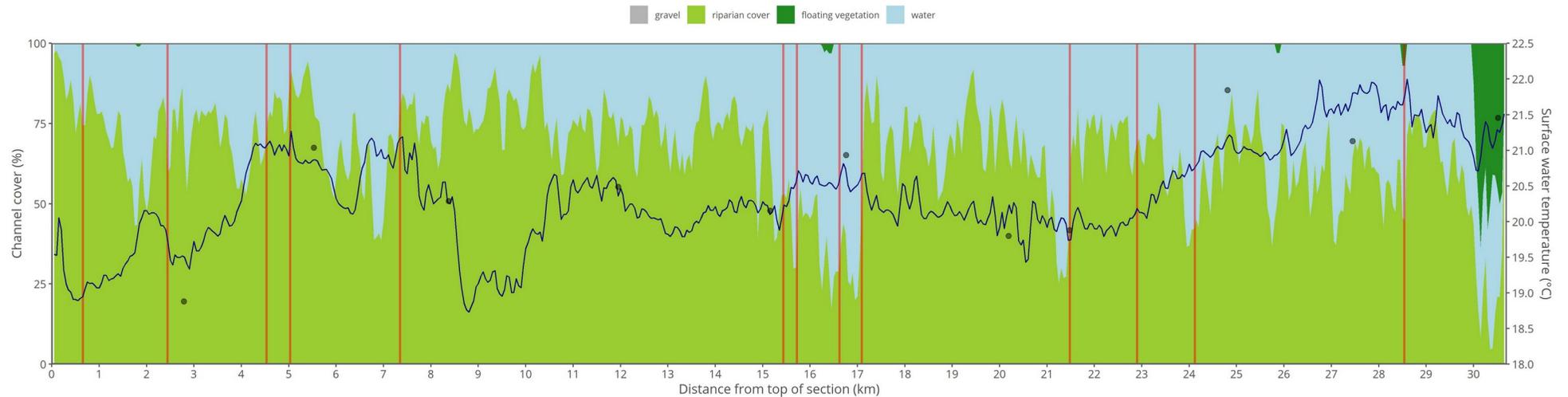
Annexe 1: Profils de température et proportions de couverture riparienne, bancs de galets et de végétation flottante sur la **Seille**. Les lignes verticales rouges indiquent la présence de seuils. La distance est présentée de l'amont vers l'aval de la section étudiée.



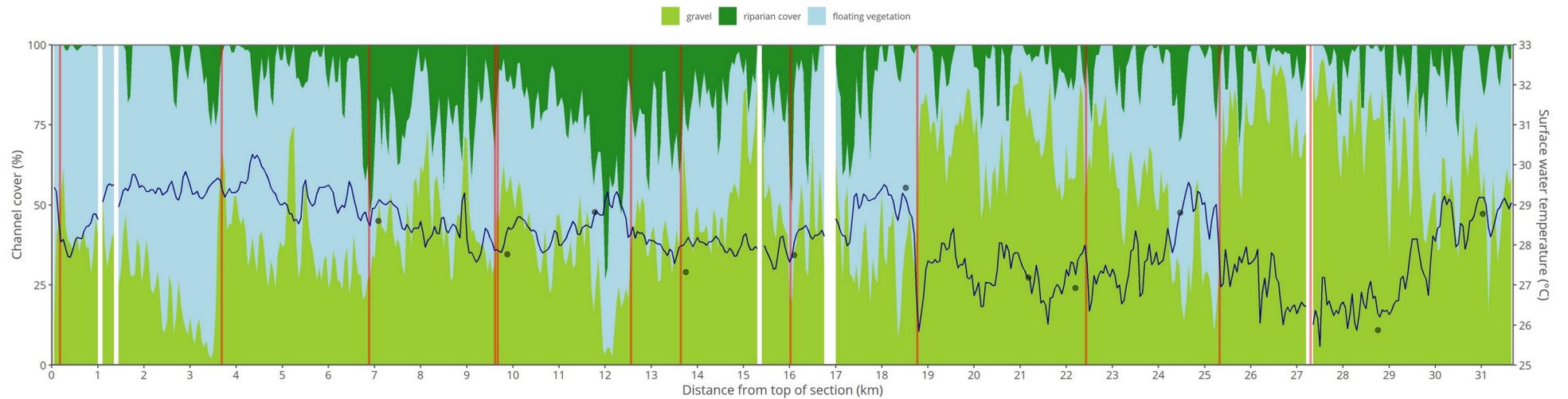
Annexe 2: Profils de température proportions de couverture riparienne et de végétation flottante sur la **Brenne**. Les lignes verticales rouges indiquent la présence de seuils. La distance est présentée de l'amont vers l'aval de la section étudiée.



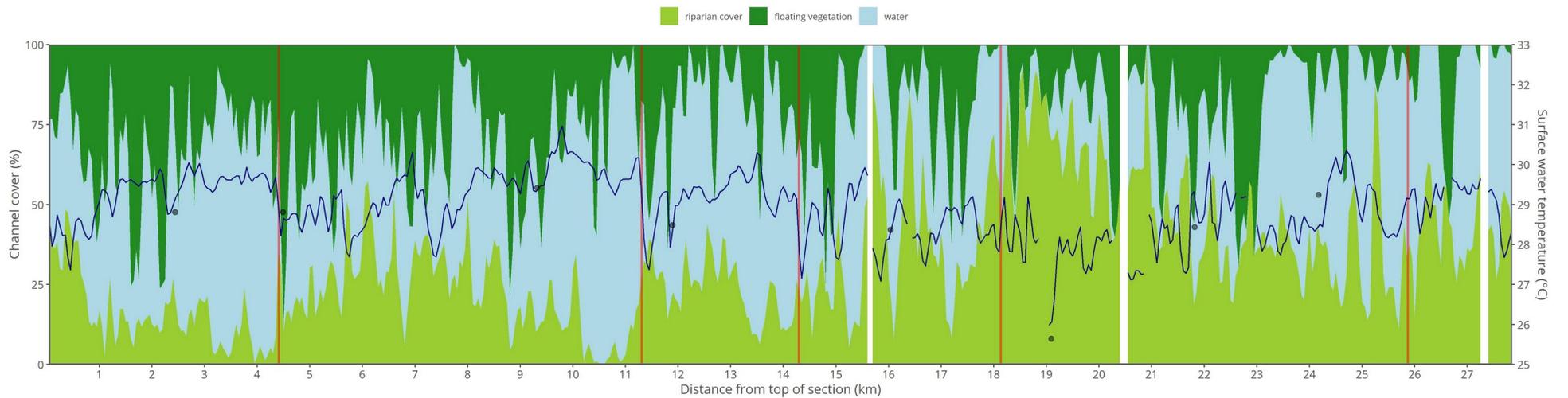
Annexe 3: Profils de température et proportions de couverture riparienne et de bancs de galets sur la **Cuisance**. Les lignes verticales rouges indiquent la présence de seuils. La distance est présentée de l'amont vers l'aval de la section étudiée.



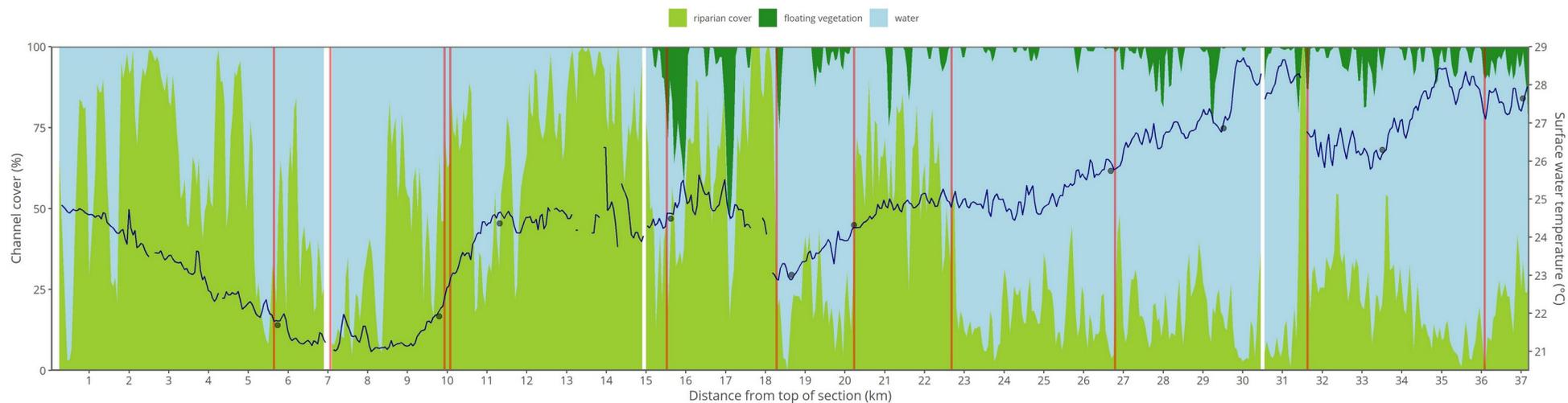
Annexe 4 : Profils de température et proportions de couverture riparienne, de végétation flottante et de bancs de galets sur l'**Orain**. Les lignes verticales rouges indiquent la présence de seuils. La distance est présentée de l'amont vers l'aval de la section étudiée.



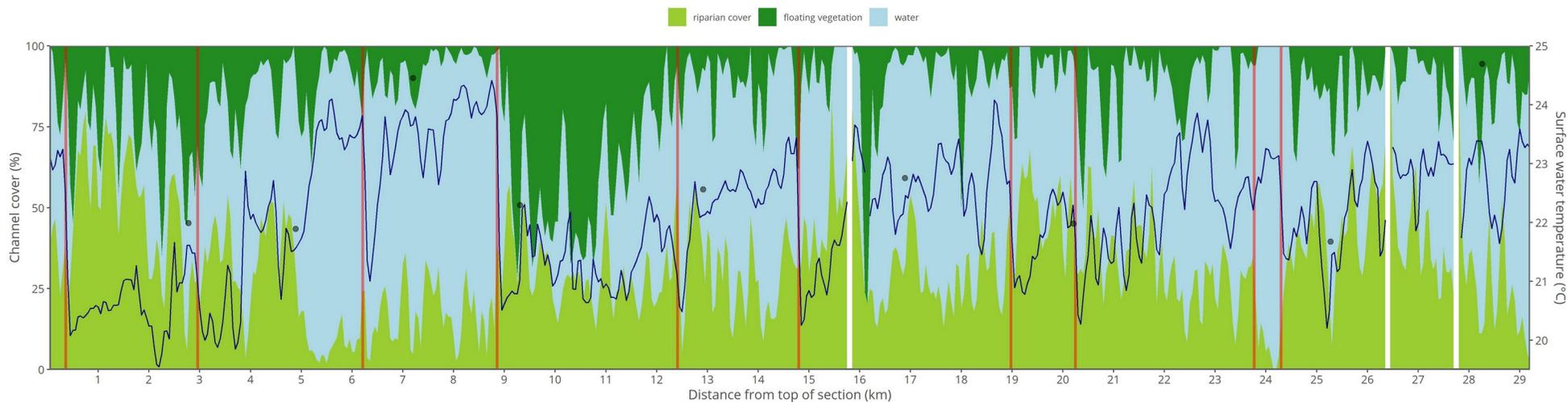
Annexe 5 : Profil de température et proportions de couverture riparienne et de végétation flottante sur le **Solnan**. Les lignes verticales rouges indiquent la présence de seuils. La distance est présentée de l'amont vers l'aval de la section étudiée.



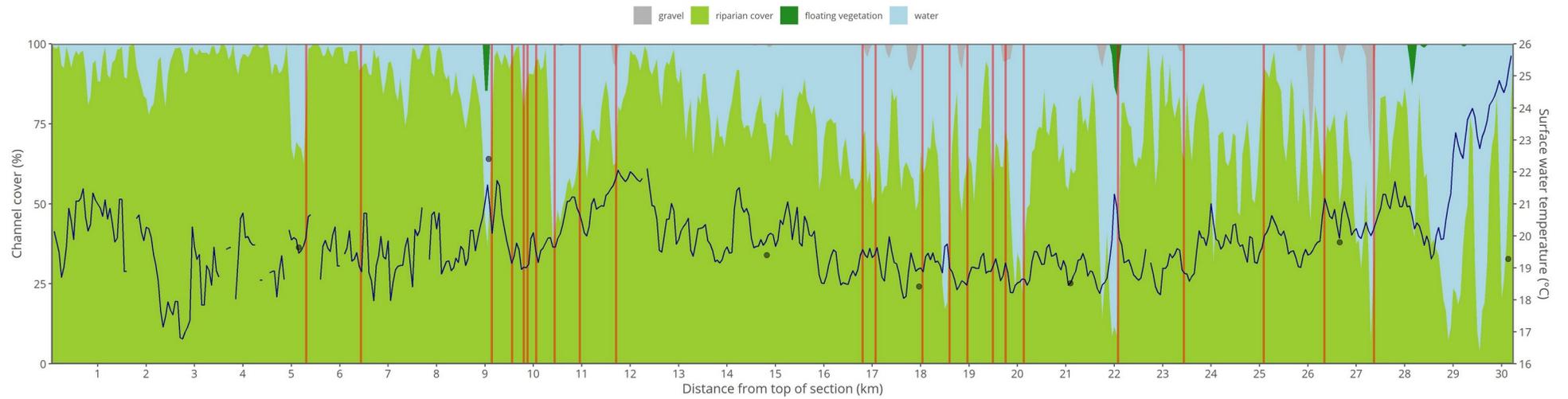
Annexe 6 : Profil de température et proportions de couverture riparienne et de végétation flottante sur le **Sevron**. Les lignes verticales rouges indiquent la présence de seuils. La distance est présentée de l'amont vers l'aval de la section étudiée.



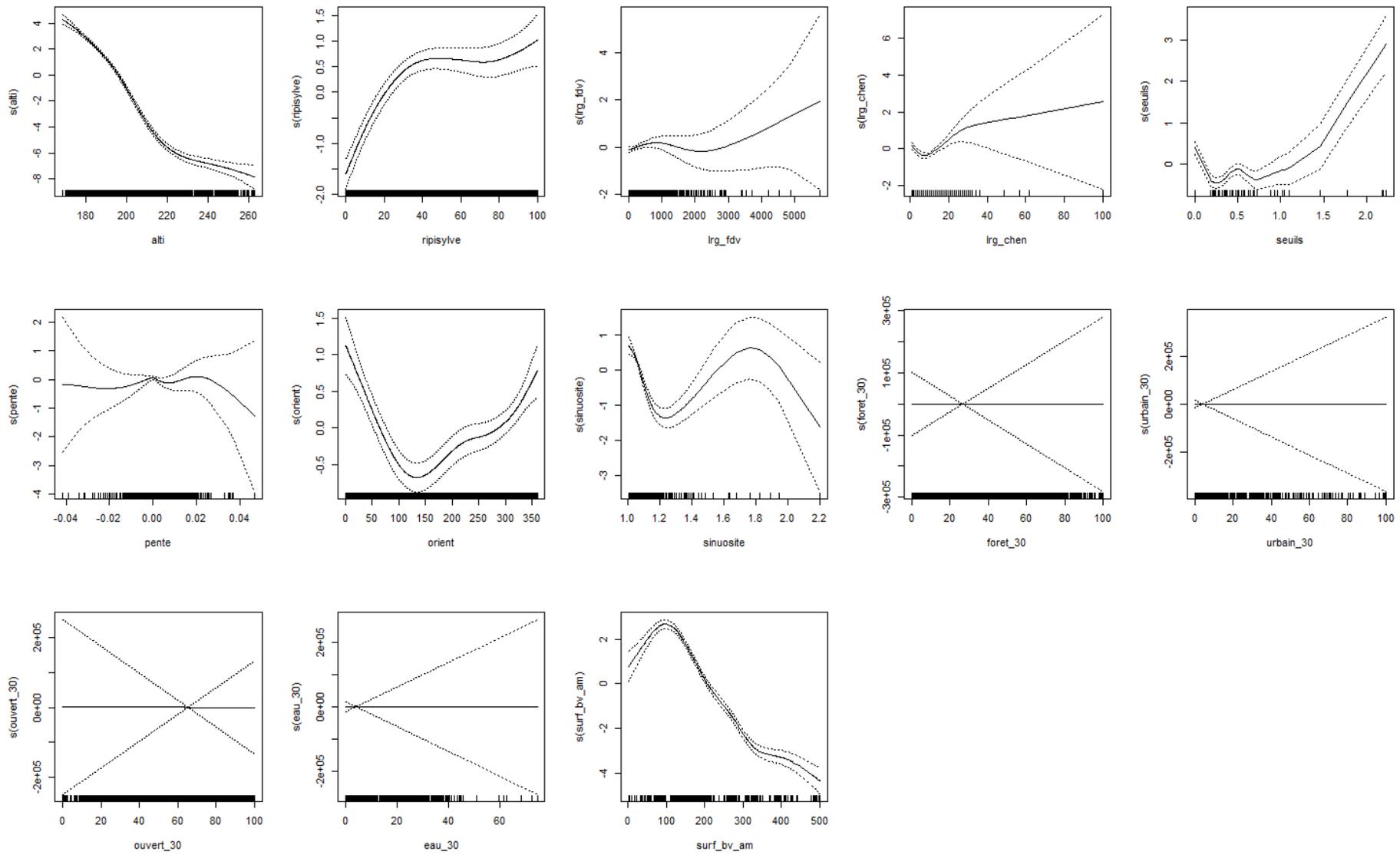
Annexe 7: Profil de température et proportions de couverture riparienne et de végétation flottante sur la **Saine**. Les lignes verticales rouges indiquent la présence de seuils. La distance est présentée de l'amont vers l'aval de la section étudiée.



Annexe 8 : Profil de température et proportions de couverture riparienne et de végétation flottante sur la **Reyssouze**. Les lignes verticales rouges indiquent la présence de seuils. La distance est présentée de l'amont vers l'aval de la section étudiée.



Annexe 9 : Profil de température et proportions de couverture riparienne, de bancs de galet et de végétation flottante sur la **Chalaronne**. Les lignes verticales rouges indiquent la présence de seuils. La distance est présentée de l'amont vers l'aval de la section étudiée.



Annexe 10: Représentation graphique des tests préliminaires au GAM cherchant à déterminer si certaines variables évoluent de manière non-linéaire.