

Téledétection thermique par drone d'apports d'eaux souterraines en rivière

Raphaël Vallat

Sous la direction du Prof. Grégoire Mariéthoz
Expert : Dr. Marc-Henri Derron

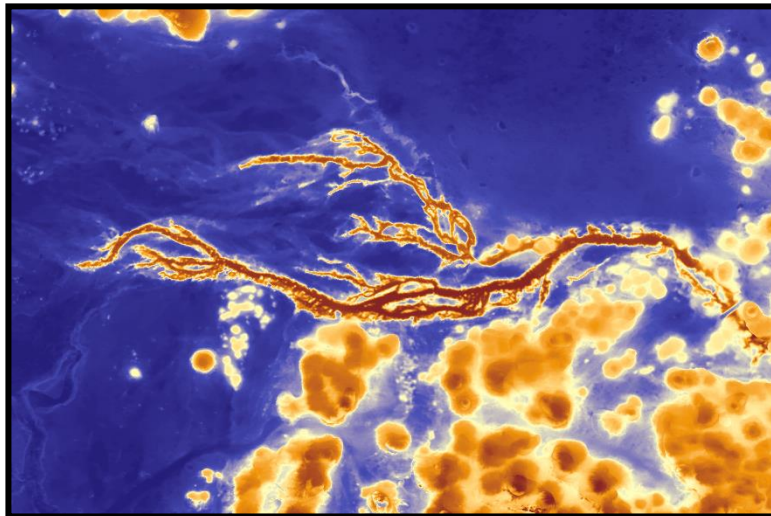


Image page titre : Orthomosaïque thermique du vallon de Nant, à la hauteur de l'alpage, 07.12.2016, exfiltrations d'eaux souterraines.

Contact : raphael.vallat@hotmail.com

Remerciements

Je tiens à remercier sincèrement mon directeur de mémoire, **Grégoire Mariéthoz**, qui m'a offert une disponibilité à tout moment et m'a intéressé à la télédétection. Merci aussi pour l'enthousiasme transmis et la confiance accordée pour l'utilisation du matériel, y compris lorsque le drone fleuretait avec les sapins.

Merci à **Olivier Schilling**, pour son intérêt, son aide précieuse dans ce travail et le partage de son expertise hydrogéologique de l'aquifère de l'Emme.

Joshua Larsen pour son expertise hydrologique, ses conseils et son aide de terrain.

Je remercie aussi l'équipe du bureau 3321, spécialisée en solutions, soit **Gustavo, Inigo, Lionel** et **Mathieu** qui m'ont aidé pour tous les problèmes de codes qui me dépassaient.

Sébastien Rüttimann pour m'avoir introduit au drone eBee et apporté toutes ses connaissances sur cet oiseau efficace dont les limites ont été pleinement testées dans ce travail.

James Thornton, Laurianne Heym pour leur aide indispensable sur le terrain.

Mr. **Marc-Henri Derron** pour ses éclaircissements concernant la télédétection thermique.

L'**IDYST**, qui par l'intermédiaire de G. Mariéthoz et **C. Lambiel**, m'a employé comme assistant-étudiant et m'a permis d'améliorer de nombreux aspects du travail de terrain.

Résumé

Les échanges entre eaux souterraines et eaux de surface sont typiquement complexes à cartographier et à quantifier en raison des structures géologiques hétérogènes et la répartition inégale des pressions hydrauliques dans le sous-sol. Ces échanges de flux sont primordiaux pour l'écologie des cours d'eau, l'exploitation d'aquifères et sont plus largement un enjeu de la gestion de l'eau. Bien souvent ce sont des essais de traçage chimique, artificiels ou naturels et des piézomètres qui sont utilisés pour renseigner sur ces échanges. Bien qu'efficaces et souvent précises, ces méthodes peuvent être lourdes et fournissent une information limitée dans l'espace. Pour surmonter cette limitation, la télédétection thermique permet la mesure continue de la température de surface d'un cours d'eau et peut donc renseigner sur les échanges entre eaux souterraines et eaux de surface.

Ce projet vise à tester, développer et évaluer le potentiel de l'imagerie thermique haute résolution par drone sur de petites rivières en région de montagne. L'Avançon de Nant et l'Emme constituent les sites d'étude. Un aspect méthodologique, centré sur les paramètres d'acquisitions et les conditions environnementales test différentes configurations et renseigne sur les clés d'une acquisition thermique réussie. Des comparaisons avec des mesures in-situ permettent d'évaluer la validité des mesures télédétectées. D'un point de vue hydrologique, une couverture spatialement continue de la température de surface apporte une vue générale, complémentaire aux mesures ponctuelles conventionnelles. La mise en évidence et la caractérisation d'anomalies thermiques à l'échelle locale et à l'échelle de la section permettent de cartographier la distribution des jonctions d'eaux souterraines. La méthodologie développée permet une meilleure interprétation hydrologique des sites d'études.

Mots clés : Imagerie thermique, drone, eaux de surface, eaux souterraines, gradients de températures.

Summary

Groundwater and stream water exchanges are typically complex to map and to quantify due to heterogeneous geological structures and the unequal distribution of hydraulic pressures in the underground. These exchanges flows are essential for rivers ecology, exploitation of aquifers and are an overall stake of water management. Commonly, artificial or natural chemical tracing and piezometers are used to inform about these exchanges. Although effective and often accurate, these methods can be cumbersome and give limited spatial information. To overcome this limitation, thermal remote sensing can provide spatially continuous data of the surface of a river, and therefore provide information on groundwater exchanges.

This project aims to test, develop and evaluate the potential of high resolution thermal imaging by UAVs on small rivers in mountainous regions. The Emme and Avançon de Nant alpine rivers are the study sites of this method. A methodological aspect, focused on acquisition parameters and environmental conditions tests different configurations and provides information on the key points to a successful thermal data acquisition. Comparisons with in-situ measurements make it possible to evaluate the validity of remotely sensed measurements. From a hydrological point of view, a spatially continuous coverage of the surface temperature allows a large scale view, complementary to the more conventional local measurements. The identification and characterization of thermal anomalies at the local and sectional scale allows to cartography groundwater junctions and interpret the patterns at different scales. The developed methodology helps for a better hydrological understanding of the study sites.

Keywords : Thermal infrared, drone, stream water, groundwater, temperature gradients.

Table des matières

1. Introduction	9
1.1. Télédétection dans l'infrarouge thermique	12
1.1.1. Concepts physiques	12
1.1.2. Applications	15
2. Sites d'étude	17
2.1. Vallon de Nant	18
2.2. Emme, Aeschau	20
2.3. Données produites :	22
3. Méthodologie	23
3.1. Matériel de mesure	23
3.2. Vecteur drone	25
3.3. Programmation des vols	28
3.4. Conditions environnementales des mesures :	30
3.5. Validation des données thermiques télédétectées	31
3.6. Géoréférencement des Rasters	33
3.7. Classification	33
3.7.1. Indice Wi	35
3.7.2. Classification K-means	37
3.8. Mise en évidence de gradients de température	37
3.8.1. Gradients à l'échelle d'une section longitudinale	38
3.8.2. Gradient à l'échelle locale	39
3.9. Modèle numérique d'altitude	39
4. Résultats	40
4.1. Qualité des orthomosaïques MS et TIR	42
4.2. Validation des températures télédétectées	47
4.2.1. Vallon de Nant	48
4.2.2. Emme :	50
4.3. Classifications	50
4.3.1. Vallon de Nant	50
4.3.2. Emme	53
4.4. Variations de températures à l'échelle de la section	55
4.4.1. Vallon de Nant	55

4.4.2.	Emme :.....	58
4.5.	Rasters TIR masques eau	59
4.5.1.	Vallon de Nant	59
4.5.2.	Emme.....	60
4.5.3.	Variations spatio-temporelles.....	62
4.6.	Anomalies locales de températures d'eau.....	64
4.6.1.	Anomalies locales VDN	64
4.6.2.	Anomalies locales Emme	69
4.7.	Comparaisons avec une caméra thermique portative.....	73
4.8.	Modèle numérique d'altitude.....	74
5.	Discussion	76
5.1.	Températures télédétectées et températures in-situ.....	76
5.2.	Conditions environnementales et planification des vols	77
5.3.	Drone	79
5.4.	Géoréférencement et photogrammétrie.....	80
5.5.	Classifications.....	81
5.5.1.	Vallon de Nant	81
5.5.2.	Emme.....	83
5.5.3.	Synthèse de la partie classification	86
5.6.	Gradients thermiques à l'échelle de la section	87
5.7.	Anomalies locales	87
5.8.	Modèle numérique d'altitude.....	88
6.	Conclusion	89
7.	Bibliographie.....	90
8.	Annexes.....	93
8.1.	VDN, Situation, fond de carte: Swisstopo 1:25'000, 2017.	93
8.2.	VDN, 19.07.2016, 09:44 – 10:29. Orthomosaïque TIR.	94
8.3.	VDN, 08.09.2016, 07:30 – 08:53. Orthomosaïque TIR.	95
8.4.	VDN, 12.09.2016, 10:46 – 11:57. Orthomosaïque TIR.	96
8.5.	VDN, 12.09.2016. Orthomosaïques NIR, G, RE, R.	97
8.6.	VDN, 12.09.2016. Raster de l'indice Wi.	98
8.7.	VDN, 12.09.2016. Zone aval, mise en classe percent clip, gamma stretch=3.5	99
8.8.	VDN, différence des rasters de températures TIR entre le 12.09 et le 08.09.2016	100

8.9.	VDN, différence des rasters de températures TIR entre le 08.09 et le 07.12.2016	101
8.10.	Emme, 15.11.2016, 07:20 – 08:22. Orthomosaïque TIR.	102
8.11.	Emme, orthomosaïques NIR, G, RE, R, 15.11.2016	103
8.12.	Emme, 15.11.2016. Orthomosaïque RGB et situation,	104
8.13.	Carte de l'indice Wi du 15.11.2016, rivière Emme. Mise en classe écart-type.	105
8.14.	Emme, 15.11.2016. Masque eau, indice Wi. Fond de carte : RGB.....	106
8.15.	Emme, 15.11.2016. Masque eau, K-means. Fond de carte : RGB.....	107
8.16.	Emme, 03.08.2016, 19:30 – 20:17. Orthomosaïque TIR.	108
8.17.	Emme, 04.08.2016, 05:19 – 06:18. Orthomosaïque TIR.	109
8.18.	Emme, 04.08.2017. Orthomosaïques NIR, G, RE, R,	110
8.19.	Emme, 25.01.2017. Orthomosaïque RGB annotée	111
8.20.	Carte des différences de températures TIR de l'Emme, entre le 04.08.2017 et le 15.11.2016, mise en classe écart-type.	112
8.21.	Carte des différences de températures TIR de l'Emme, entre le 3 et 4 août 2017, mise en classe écart-type.	113
8.22.	Emme, modélisation de l'acquifère d'Aeschau (Schilling et al, 2017).....	114
8.23.	VDN, Plans de vol TIR (N°) planifiés du 3 et 4 août 2017 Interface Emotion3 de Sensefly Ltd.	115
8.24.	Emme, Plans de vol TIR (N°) planifiés du 3 et 4 août 2017 Interface Emotion3 de Sensefly Ltd,	116
8.25.	Images thermiques brutes, ThermoMap, Emme 15.11.2016, zone aval.	117
8.26.	Classification K-means brute. Emme, 03.08.2017.....	118
8.27.	Classifications K-means brutes. VDN, 12.09.2016.....	119
8.28.	Opérations morphologique, Emme 15.11.2016	120
8.29.	Tableau de comparaison des mesures télédéetectées et in-situ.....	121
8.30.	Classification K-means, Emme, 04.08.2017, Zone médiane (A) et zone SP (B)	122

1. Introduction

Ce travail a pour but d'éclairer sur les possibilités d'engagement de méthodes de télédétection thermiques par drone sur des cours d'eau, particulièrement en zone de montagne et sur des rivières de petite taille. La mise en évidence de dynamiques thermiques spatiales est le second but de ce travail.

Traditionnellement la gestion de l'eau potable se concentre sur l'eau de surface ou l'eau souterraine, comme s'il s'agissait de ressources distinctes, en réalité ces deux entités sont en échange permanent (Winter et al, 1998). L'approvisionnement en eau potable est déterminante pour les populations humaines, l'eau douce constitue environ 3% des volumes disponibles sur Terre, 0.3% de ces 3% sont des eaux de surface, 30.1% des eaux souterraines, le reste (68.7 %), peu accessible, est stocké sous forme de glace, permafrost et dans l'atmosphère (Gleick, 1996). L'eau souterraine constitue donc un enjeu majeur pour l'approvisionnement en eau potable. Dans les alpes notamment, dans un contexte de changements climatiques, les flux d'eaux souterraines pourraient s'avérer de plus en plus importants, surtout en deuxième partie du 21^{ème} siècle, lorsque la disparition progressive des glaciers créera une importante baisse des écoulements estivaux (MontanAqua, 2013). La capacité des aquifères sera alors d'autant plus importante que le stockage en glace et en neige sera potentiellement moindre.

L'étude des dynamiques thermiques des cours d'eau peut contribuer à une meilleure compréhension du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant. Des données spatialement continues des températures de surface de cours d'eau (**TSE**) représentent un intérêt pour caractériser les circulations d'eaux souterraines et de surface, en particulier leurs interactions. L'origine des eaux peut notamment être déterminée, un temps de résidence des eaux souterraines long implique des températures de sources très stables au cours de l'année, soit plus chaudes que le cours d'eau en hiver et plus froides en été. Un temps de résidence faible implique au contraire des températures de sources très dépendantes de la température de l'air ou de son origine (glacier, pluie...). Les apports d'eau souterraine peuvent contribuer de manière significative au débit d'un cours d'eau et la distribution de ses températures, particulièrement en période d'étiage (Loheide et al, 2006). La détection et la mesure des débits de sources in-situ est très difficile, obtenir une représentativité spatiale et quantitative est quasiment impossible (Loheide et al, 2006).

De manière générale, seuls les charges hydrauliques et le débit de surface sont utilisés pour les calibrations de modèles eaux de surface (**SW**) et eaux souterraines (**GW**) (Schilling et al, 2017). Cependant la charge hydraulique seule ne permet pas de reproduire simultanément les niveaux d'eaux souterraines, les mélanges SW-GW et les temps de résidence. En conséquence les modèles numériques de systèmes SW-GW sont souvent mal renseignés et structurellement biaisés (Schilling et al, 2017).

Dans le but de comprendre un réseau hydro(géo)logique, des thermographies peuvent notamment permettre de mieux cibler les analyses chimiques d'eau pour déterminer sa minéralisation et ses isotopes (Sass et al, 2013). Une couverture continue des TSE permet aussi de traiter les aspects biotiques (Fausch et al, 2002 ; Loheide et al, 2006), notamment la notion de refuge thermique, soit des anomalies qui permettent à des espèces de survivre dans des cours d'eau aux températures non adaptées pendant de courtes périodes.

En termes de gestion des eaux, connaître les connexions entre les eaux souterraines et de surface est essentiel pour le suivi de polluants et de produits phytosanitaires qui percolent dans le sol, rejoignent les eaux souterraines et resurgissent ailleurs (Krause et al, 2014). Le réseau hydrologique influence donc directement l'aménagement et la gestion du territoire pour diverses applications telles que l'eau potable, la gestion des dangers naturels ou l'intégrité des infrastructures. Pour les différents intérêts

qu'elle représente, l'interaction des eaux de surfaces et des eaux souterraines est un sujet interdisciplinaire.

Plusieurs études ont montré que la température peut être un traceur efficace pour mettre en évidence les jonctions d'eaux souterraines aux eaux de surface (Schmidt et al, 2007 ; Hannah et al, 2004 ; Constantz et al, 2003 ; Cardenas et Wilson, 2007). Les transferts de chaleur dans un cours d'eau sont de quatre types : (1) convectif, (2) advectif (3) conductif, (4) radiatif (Constantz, 2008 ; Hannah et al. 2004 ; Webb et al, 2008). Les flux convectifs sont souvent rapportés comme étant dominants pour l'apport de sources d'eaux souterraines (Hannah et al, 2004). Le traçage thermique comme outil constitue un complément et dans une certaine mesure un substitut aux traçages chimiques. L'utilisation de la température comme traceur est économique, facile à mettre en œuvre et permet de couvrir de larges zones selon le vecteur utilisé. Comme ce traceur est partie intégrante de l'eau, il n'est pas invasif et disponible en continu, sous réserve de contraste thermique suffisant.

Méthodologiquement deux approches principales sont possibles pour cartographier la distribution de températures d'un cours d'eau :

1. Des mesures in-situ, ponctuelles, n'ayant pas de couverture spatiale continue, elles peuvent au mieux être interpolées. Elles ont l'avantage d'être précises, la profondeur de la mesure peut être choisie et une thermographie en trois dimensions est donc possible, la résolution temporelle peut être élevée. Des relevés de températures in-situ se font aussi avec de la fibre optique (Selker, 2008 ; Sebok et al, 2013), cela permet une couverture spatiale plus continue que des mesures ponctuelles isolées mais au prix d'une logistique importante.
2. Des mesures par télédétection, avec une caméra qui capte l'irradiation d'infrarouges thermiques permet de mesurer la TSE sur 0.1mm d'épaisseur de la colonne d'eau (Cardenas et al, 2011). Dans le cas d'un cours d'eau de montagne avec une faible profondeur d'eau et des turbulences, on peut émettre l'hypothèse qu'en cas de jonction de source dans le fond du lit de rivière, le mélange vertical se fait très rapidement jusque à la surface, créant une anomalie potentiellement détectable. Des mesures par télédétection ont l'avantage d'être spatialement continues, elles sont donc bien adaptées à des phénomènes spatialisés.

La détection de sources par imagerie thermique demande un contraste thermique suffisant, ce seuil de détection est défini d'une part par la différence de températures entre la rivière et la source tributaire. Mais le contraste minimum nécessaire dépend aussi de la résolution thermique du capteur employé. Le contraste de TSE est notamment influencé par : la différence de température entre les deux eaux, la profondeur d'émergence de la source dans le cours d'eau, le débit du cours d'eau, le débit de la source, les courants et turbulences, les vagues, la température de l'air (Anderson et al, 1995). Tous ces paramètres influencent la dynamique et la vitesse du mélange des eaux. La température des eaux de rivières connaît des variations temporelles à l'échelle de la journée mais aussi de l'année (Maheu et al, 2015)

Les échanges de flux entre eaux souterraines et eaux de surfaces sont expliqués par (1) la charge hydraulique, dépendante de la topographie et de la connectivité. (2) La conductivité hydraulique, dépendante de la nature des roches/sédiments, la fracturation, la stratigraphie, le pendage des couches. A large échelle (tronçon en Km) les hétérogénéités géologiques influencent de manière importante les échanges de flux. A une échelle plus réduite c'est la conductivité hydraulique du lit de rivière qui a une importance majeure (Krause et al, 2012). La charge hydraulique peut agir dans les deux sens selon le niveau relatif d'eau (fig. 1), de l'exfiltration de l'aquifère vers la rivière (let. A), soit l'inverse, de l'infiltration de la rivière à l'aquifère (let. B). La conductivité hydraulique en lien avec la charge hydraulique détermine l'importance des flux d'échanges.

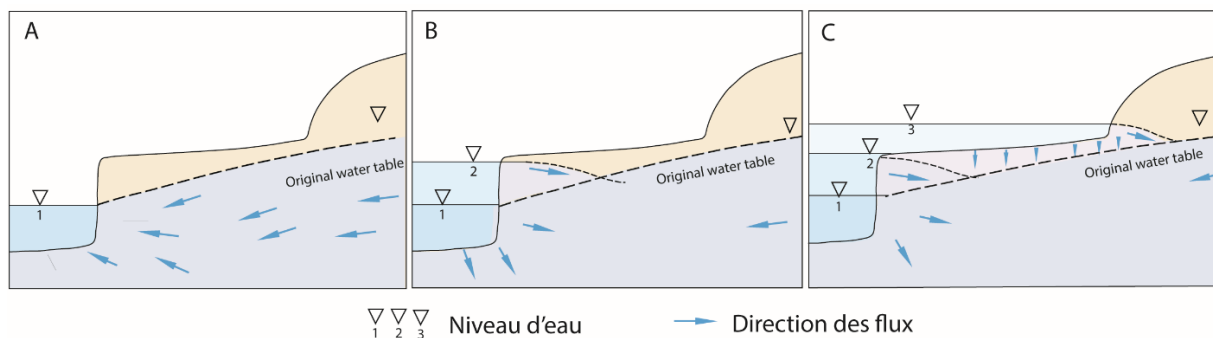


Figure 1 Schéma des échanges d'eaux SW et GW en coupe selon différents niveaux d'eau. Adapté de U.S. Geological Survey Circular 1139, 1998.

Conceptuellement, trois principales jonctions GW - SW sont identifiables : la jonction concentrée en surface, en un point précis d'une berge du cours d'eau (Fig. 2, let. A,) ou au fond du lit (let. B). La jonction diffuse (let. C) a lieu sur une surface de berge ou de lit plus grande avec des flux plus spatialement plus homogènes (Mallast et al, 2013). Dans ce dernier cas, le mélange des eaux se fait plus rapidement mais cela dépend également de la différence de débit entre cours d'eau et source ainsi que du niveau de turbulence.

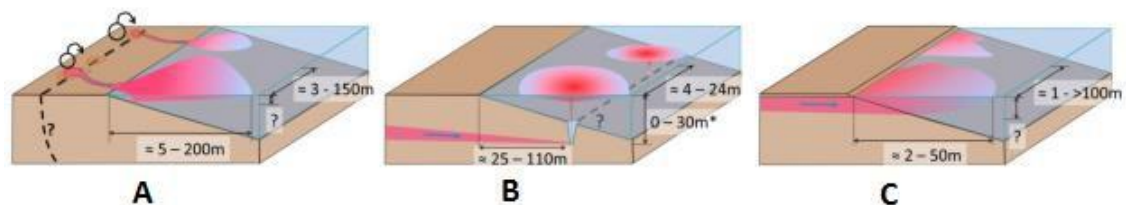


Figure 2 Illustration de jonction de sources, tiré de Mallast et al, 2013

Les flux de chaleur advectifs et convectifs peuvent être mis en évidence avec la télédétection des TSE selon les débits relatifs d'exfiltration. Cela permet d'apporter une meilleure compréhension des rôles des tributaires d'un cours d'eau et de l'origine des eaux. Lorsque des données complémentaires de débit sont disponibles, certains auteurs proposent des modèles pour quantifier ou estimer les contributions des eaux souterraines, notamment à partir des distances de mélange (Loheide et al, 2006 ; Schuetz et al, 2011). Certains auteurs proposent de calibrer la taille des anomalies thermiques avec des mesures d'exfiltration de GW in-situ, par marqueur chimique, la proportion de sel par ex (Tamborski et al, 2015).

L'infiltration d'eau de surface dans l'aquifère n'est pas directement détectable avec cette technique. Cependant une absence d'exfiltration visible en surface pour une section de rivière présentant globalement des exfiltrations, peut signifier une zone d'infiltrations. Une analyse thermique de la surface d'un cours d'eau peut donc contribuer à une meilleure compréhension d'un système hydrologique.

Le choix du vecteur utilisé pour acquérir les données thermiques est déterminant, le montage d'une caméra thermique sur un drone présente plusieurs **avantages** par rapport à d'autres vecteurs tels qu'un satellite, un avion, un support au sol ou un véhicule terrestre :

- Les contraintes topographiques d'accès sont largement réduites, le vol pouvant se faire légalement tant qu'il y a un contact visuel avec l'opérateur du drone en Suisse, soit environ 1 km.
- Les points de vue photographiques proche du nadir permettent de réduire au minimum les

différences d'angles, la transmittance est donc plus constante pour chaque point au sol car les réflexions sont minimisées et les perturbations atmosphériques produites sont plus homogènes pour chaque image.

- Les coûts d'exploitation et les nuisances induites par un drone sont relativement faibles comparé à un aéronef piloté.
- La rapidité de l'acquisition est beaucoup plus élevée que des relevés depuis le sol, augmentant la fiabilité des données qui auront été récoltées dans un intervalle plus court, rendant les mesures quasi indépendantes des variations atmosphériques et du réchauffement dû à l'insolation solaire.
- L'altitude d'acquisition étant basse, une résolution spatiale élevée est possible.
- Le déploiement logistique léger permet une grande flexibilité et une complétion facilitée des acquisitions de données si nécessaire.

Toutefois l'acquisition par drone présente également des **désavantages** :

- la capacité d'emport de charge utile limitée, ce qui limite le choix de capteurs, les résolutions thermique et spatiale et la précision en sont potentiellement réduites.
- Les conditions atmosphériques sont limitantes, le drone utilisé ne peut pas voler en cas de précipitations ou de vent de plus de 12 m/s.
- Les images aériennes thermiques du sol ou de l'eau au sol sont, selon les angles de prise de vue, parfois obstruées par les arbres ou autres obstacles élevés présents sur les berges
- Des autorisations de vols peuvent être nécessaires, particulièrement dans un espace protégé ou selon les législations.
- La topographie peut constituer un facteur limitant, particulièrement dans des zones encaissées au risque de collisions élevé et aussi en raison du potentiel faible signal de positionnement satellite.

Au final, le drone représente un vecteur relativement nouveau qui connaît un grand développement, à la fois comme technologie en elle-même et aussi en lien avec la télédétection. Le drone n'a pas d'alternatives viables à ses échelles de travail, à ses résolutions et à budget comparable. Le potentiel est grand et mérite d'être exploré plus en profondeur.

La télédétection thermique par drone présente à priori des avantages indéniables, elle permet l'acquisition de grandes quantités de données dans un intervalle de temps relativement court. Les concepts avancés jusque ici et l'absence d'études de ce type dans les cours d'eau de montagne amène les questions de recherche suivantes :

- Dans quelle mesure une cartographie de sources par imagerie thermique par drone est-elle réalisable sur des cours d'eau de montagne ?
- Quelles sont les dynamiques thermiques spatiales et temporelles de ces cours d'eau ?

Les terrains d'études, détaillés dans la partie 2, regroupent un site au vallon de Nant (VD, Suisse) et l'autre dans l'Emmental (BE, Suisse) qui ont été choisis pour leurs spécificités hydrologiques et les études en cours par différents chercheurs.

1.1. Télédétection dans l'infrarouge thermique

1.1.1. Concepts physiques

L'imagerie thermique implique la détection du rayonnement électromagnétique dans le spectre des infrarouges lointains (LWIR, fig. 3). Les divisions spectrales de l'infrarouge divergent selon le domaine

d'applications et les sources. Dans ce travail, le spectre d'infrarouges thermiques (TIR) est défini comme la plage allant de 7.5 à 13.5 μm , l'étendue couverte par le capteur utilisé.

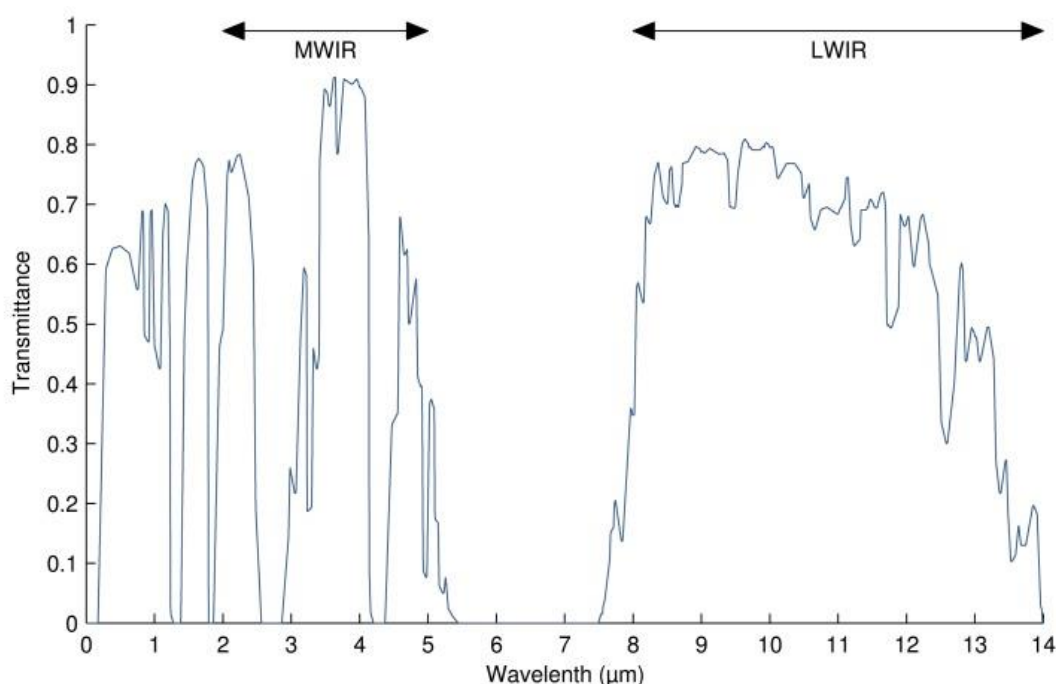


Figure 3 tiré de Usamentiaga et al, 2014, Atmospheric transmittance at one nautical mile, 15.5 °C, 70% relative humidity and at sea level.

La télédétection thermique civile a vu le jour relativement récemment, suite à l'accessibilité élargie de technologies d'origine militaire (Dugdale, 2016), son application pour déterminer la TSE est plus récente encore. C'est seulement dans les années 2000 que les premières études s'intéressent à la télédétection pour l'évaluation thermique de cours d'eau (Belknap et al, 1998 ; Torgersen et al, 2001). L'utilisation de vecteurs aériens ou de satellites pour la télédétection thermique est courante. Ces derniers, avec une résolution de 90 m pour les plus fines (ASTER), ne permettent pas une résolution suffisante pour des cours d'eau de montagne, tout au plus pour de grands fleuves. L'avion et l'hélicoptère peuvent emporter de grandes charges utiles mais sont onéreux et non engageable dans tous les terrains non plus. Le développement des drones et la miniaturisation des capteurs thermiques offrent de nouvelles perspectives et une meilleure accessibilité (voir partie 1.1.2).

La température cinétique, soit la température de l'objet même, représente l'état d'agitation des molécules, leur énergie cinétique. Mais on peut aussi mesurer la température par l'énergie irradiée, sans contact, les longueurs d'onde irradiées dépendent de la température.

Un corps noir est un corps idéal théorique qui absorbe toute l'énergie reçue et la réémet uniformément. « Ainsi ce corps absorbe toute l'énergie irradiée et la restitue entièrement, de ce fait il ne transmet ni ne réfléchit aucune part de cette énergie irradiée, un tel corps est parfaitement adapté à la mesure thermographique car sa radiance n'est pas influencée par l'environnement qui l'entoure. » (Dubas, 2017). Tout autre corps, matériau, présente donc une température apparente (irradiation mesurée, résultats de réflexions, absorption, irradiance) différente de la température de l'objet. Il n'émet qu'une fraction de l'énergie qu'émet un corps noir à la même température. Cette propriété c'est l'émissivité, nombre sans dimension, qui est le rapport entre l'énergie rayonnée par un matériau et l'énergie rayonnée par un corps noir à la même température [1]

$$[1] \quad \epsilon = \frac{Me}{M^{\circ}e}$$

Avec ϵ pour l'émissivité, Me [Wm^{-2}] pour l'exittance du matériau et $M^{\circ}e$ [Wm^{-2}] pour l'exittance d'un corps noir à la même température.

Selon la loi de Wien [2], un corps noir à une température de 0 à 30°C (plage de mesure réaliste pour une rivière) connaît son pic de radiance entre 9.5 et 10.6 μm , ce qui à l'intérieur de la plage de mesure du capteur utilisé (8-14 μm).

$$[2] \quad \lambda_{max} = \frac{2898}{T} \quad [\mu m]$$

Avec λ_{max} pour la longueur d'onde [μm] à la radiance maximale et T pour la température du corps noir [°K]

La loi de Stefan-Boltzmann [3] définit l'exittance énergétique totale d'un corps noir comme fonction d'une constante multipliée par la température du corps noir en Kelvin

$$[3] \quad M = \epsilon \sigma T^4 \quad [Wm^{-2}]$$

Avec M pour l'exittance, $5.67 \text{ E-}8$ pour σ et T pour la température du corps noir [°K]

L'eau connaît une émissivité proche de 1, de 0.96 à 0.99 entre 8 et 14 μm selon une revue de littérature de Konda et al, 1994, de plus l'émissivité de l'eau varie à l'intérieur du spectre TIR (fig. 4)

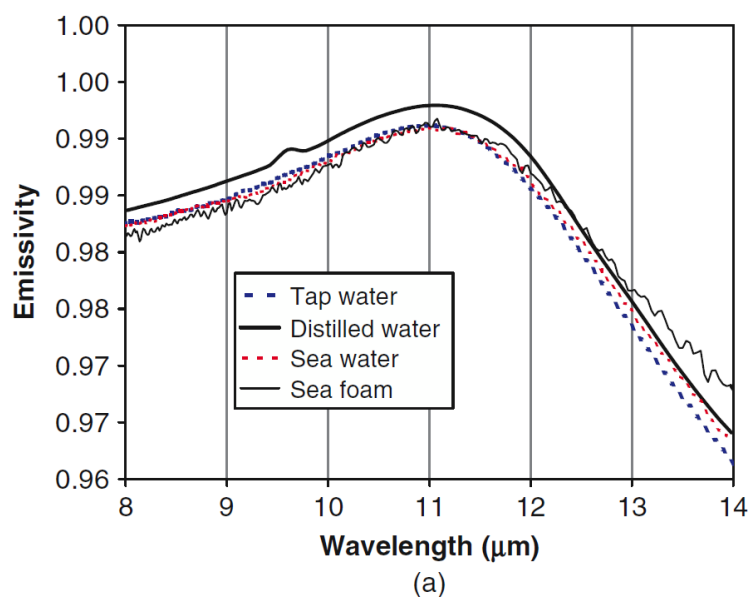


Figure 4 Emissivité de différentes eaux selon les bibliothèques ASTER et MODIS, tiré de Handcock et al, p. 93, 2012

C'est pour les mesures de températures absolues que l'émissivité est importante. Pour les mesures relatives, cela importe moins car les contrastes seront toujours visibles pour une même surface. La détection de sources semble donc possible même sans calibration parfaite.

L'émissivité résultante d'une surface d'eau est influencée par plusieurs autres facteurs environnementaux et de propagation: (1) La nature directe ou indirecte du rayonnement TIR (fig. 5) (2) L'angle d'observation : avec un angle par rapport au zénith (β) plus élevé et/ou des réflexions, ϵ baisse (fig. 6).

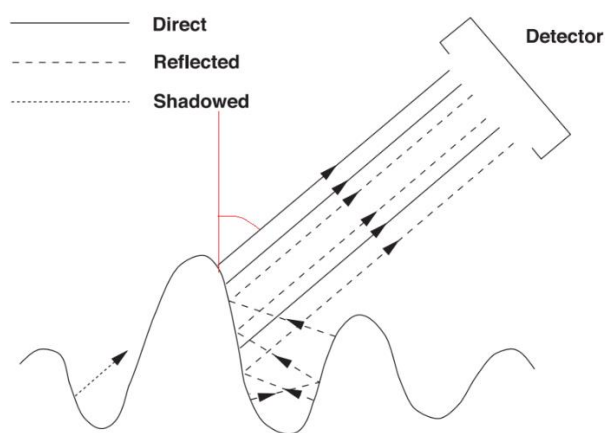


Figure 6 Illustration des émissions thermiques sur la rugosité de l'eau, tirée de Henderson et al, 2003. p454.

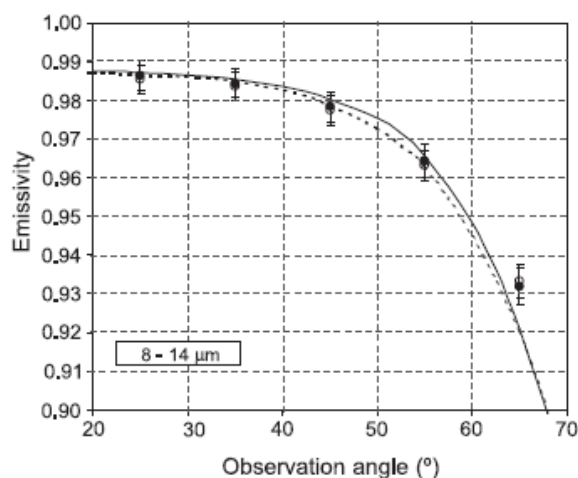


Figure 5 Emissivité de l'eau de mer selon l'angle d'observation par rapport au zénith, tiré de Masuda et al (1988). <https://scienceofdoom.com/2010/12/27/emissivity-of-the-ocean/>

D'autres perturbations environnementales interviennent dans la transmittance de l'énergie :

- La composition de l'atmosphère, particulièrement en vapeur d'eau, détermine l'absorption de radiation entre la surface et le capteur, un taux d'humidité élevé provoque beaucoup d'absorption, une atmosphère sèche, très peu (Anderson et al. 1995).
- La distance entre l'objet et le capteur a son importance en ce sens, plus elle est importante, plus il y a de biais atmosphérique : Les effets d'ombre dus à la végétation, les réflexions et leur variations, par exemple la présence d'insolation solaire.

La température irradiée mesurée par un capteur TIR n'est donc pas seulement celle de l'objet d'intérêt mais de l'intégralité des différentes radiations, propres et réfléchies par l'objet d'intérêt [4].

$$[4] \quad T_{\text{irr}} = (\epsilon T_{\text{cin}}^4 + (1 - \epsilon) T_{\text{envir}}^4)^{1/4} \quad [^{\circ}\text{K}]$$

Avec T_{app} pour la température apparente mesurée en pointant l'objet. ϵ pour l'émissivité, T_{obj} pour la température réel de l'objet, ρ pour le facteur de réflexion qui est égal à $1 - \epsilon$ et T_{envir} pour la température de l'environnement qui inclue l'ensemble des radiations TIR environnantes.

1.1.2. Applications

La caméra utilisée dans ce travail, la ThermoMAP, capture des images de 640 X 512 pixels. Elle est opérationnelle entre 75 m et 150 m d'altitude, la résolution d'image est de 14 cm à 75 m d'altitude. La résolution thermique est de 0.1°K, cela devra être pris en compte dans l'évaluation des contrastes thermiques des surfaces d'eau. Si le gradient est inférieur, le contraste ne sera pas significatif et toute interprétation est bancale.

Les images individuelles produites par la caméra thermique ThermoMAP sont déjà traitées, sans précisions par le fabricant *Sensefly*, le processus est donc une « boîte noire ». Le logiciel Pix4D crée une thermographie en utilisant la formule indiquée par *Sensefly*: pixel value / 100 – 100, il n'y a aucun

autre output que ce « pixel value », dont le processus de calcul est inconnu à part le fait d'une émissivité supposée de 0.98 au début de ce travail et de 1 à la fin de ce travail selon l'aide de *mysensefly.com*. Il y a donc probablement eu un changement de paramètres logiciel mais aucun éclaircissement n'a été obtenu par les prises de contact avec les responsables techniques de *Sensefly*. Le fait que l'émissivité supposée indiquée change entre le début et la fin de ce travail et de plus sans savoir si il s'agit d'une erreur corrigée ou si les calculs des outputs en sont influencés est un facteur inconnu supplémentaire et rend toute tentative de correction des températures difficile. Le capteur de la ThermoMap est tout cas non refroidi et une calibration se fait à chaque fermeture de l'obturateur. C'est-à-dire toutes les 100 photos TIR environ vu que l'obturateur se ferme aux waypoints (points de pivot dans les plans de vols) uniquement.

Il aurait été intéressant d'obtenir des valeurs d'exitance brutes pour éventuellement appliquer d'autres valeurs d'émissivités que celle supposée par la caméra Thermomap. Cela aurait permis une calibration en amont pour améliorer l'exactitude des valeurs absolues de températures de l'eau. Ce point est discuté dans la partie 5.

Concernant les modalités de l'acquisition thermique, détaillé dans la partie 3.3 et 3.4, un nombre très important d'images est capturé en raison du taux de recouvrement élevé, entre 2000 et 3000 images pour 0.1 Km².

Ces données TIR permettent une comparaison spatio-temporelle coordonnée entre températures mesurées in-situ et températures télédétectées. Ensuite, une calibration empirique des températures d'eau télédétectées avec des mesures in-situ faites avec des «loggers » peut éventuellement être appliquée. La représentativité de la TSE par rapport à toute la colonne d'eau peut aussi être évaluée bien qu'il semble que dans des eaux dynamiques telles que celles de l'Avançon de Nant, soit verticalement homogène à cause du mélange convectif et turbulent rapide (Schuetz et al, 2011). Des corrélations entre températures mesurées in-situ et télédétectées peuvent être calculées pour évaluer les températures absolues télédétectées, un échantillonnage représentatif spatialement et thermiquement et significatif de mesures in-situ est nécessaire.

Parallèlement aux images thermiques, afin de contextualiser et géoréférencer plus précisément les orthomosaïques TIR, une acquisition d'images dans le spectre visible et proche infrarouge doit idéalement être menée. Celle-ci permet de créer une référence plus haute résolution ainsi qu'un modèle numérique d'altitude par photogrammétrie jusqu'à une précision théorique de 3 cm. Une caméra multispectrale est utilisée pour définir les zones humides, la surface et les contours du cours d'eau. L'empilement de ces différentes bandes spectrales permet un géoréférencement optimal à quelques cm si nécessaire. L'utilisation de marqueurs thermiques au sol durant les vols a aussi été envisagée comme point de contrôle qui serait pris par GNSS différentiel. Cette solution n'a pas été retenue du fait de l'inexistence de telles cibles près à l'emploi et donc de la nécessité de tester de tels cibles que cela aurait engendré. De plus, le déploiement et l'acquisition chronophage des positions des cibles auraient prolongé significativement les campagnes de terrain.

Les campagnes de mesures ont été planifiées en priorité en juillet et août pour bénéficier de l'apport minimal de la fonte nivale. Des campagnes de mesure en hiver sont également intéressantes, d'une part pour voir l'évolution spatio-temporel des anomalies thermiques entre des périodes de températures d'air différentes, d'autre part, certains contrastes thermiques pourraient mieux ressortir par des températures de surfaces plus homogènes (entre eau et non eau) et plus basses (Sass et al, 2013).

Lors de l'acquisition, la radiation solaire et l'inertie thermique des surfaces sont des facteurs déterminants pour des mesures de température de surface, les émissivités différentes des objets ont

une influence particulièrement marquée sur les températures apparentes lors de mesures diurnes. Des mesures sans insolation solaire directe, juste avant le lever du soleil permettent de mitiger au mieux les effets du réchauffement diurne des surfaces et donc les contrastes dus aux différences d'émissivités, cela permet aussi de limiter les effets de flous radiatifs aux contours des berges par ex (Schuetz et al, 2011).

Enfin, accessoirement, pour des comparaisons ponctuelles, une caméra thermique portative miniature (Flir ONE) a été prise sur les zones d'études. La figure 7 illustre les essais préliminaires thermographie avec des gradients de température à la confluence de deux rivières, ici un cas idéal avec un gradient $> 3^{\circ}\text{C}$.

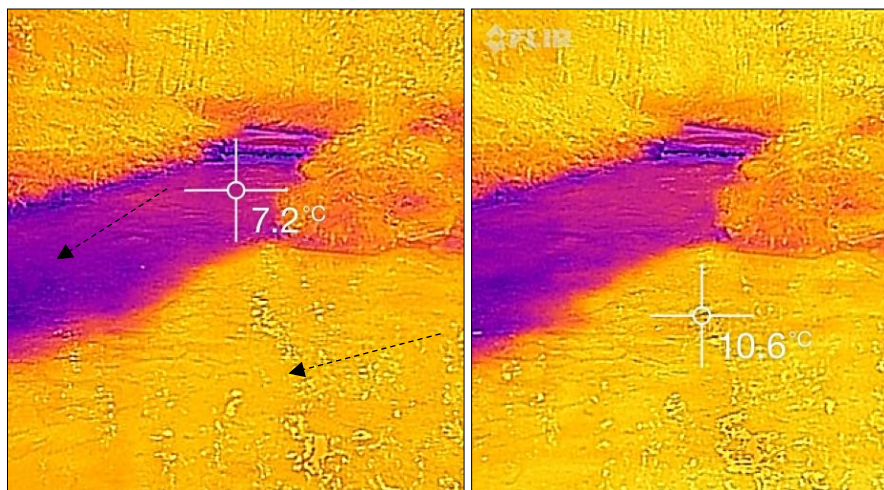


Figure 7 Différence de températures apparentes d'eaux à la confluence de la Sorge et de la Mèbre. 07.10.2016, Camera thermique FLIR one, pansharpening TIR sur RGB, température.

2. Sites d'étude

Ce travail porte sur deux sites d'études en Suisse (fig. 8), le premier dans le vallon de Nant, situé sur commune de Bex (VD). Il s'agit d'une petite vallée alpine à l'hydrologie naturelle préservée, drainée par le torrent de l'Avançon de Nant. Le deuxième site d'étude se trouve dans l'Emmental, situé au début des Préalpes bernoises, sur la rivière Emme à la hauteur du village d'Aeschau (BE). Des prises d'eau y ponctionnent partiellement l'aquifère environnant. Ce deuxième site présente des échanges d'eaux connus entre les eaux souterraines (**GW**) et les eaux de surface (**SW**) (Schilling et al, 2017).

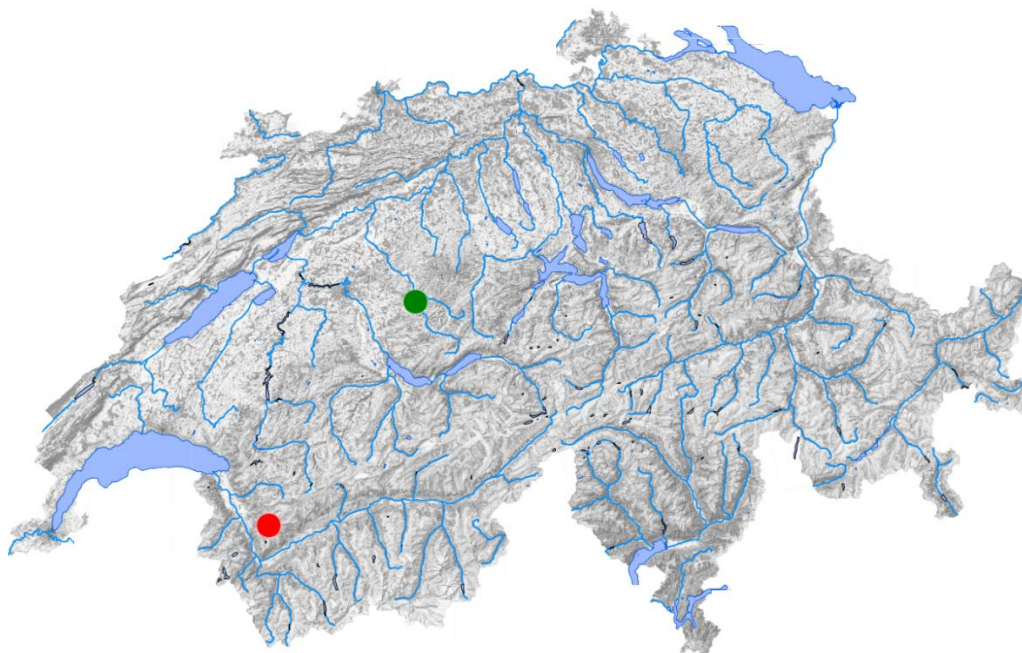


Figure 8 Situation géographique en Suisse des sites d'études, fond : carte topographique 1 :10'000 et réseau hydrographique Swisstopo, Site du VDN (rouge) et de l'Emme, Aeschau (Vert).

2.1. Vallon de Nant

Le vallon de Nant (**VDN**) se situe dans les alpes vaudoises (Fig. 9, annexe 8.1), coordonnées WGS84: 46.228, 7.099. D'une longueur d'environ 6 Km et d'une largeur maximale de 3 Km, il est très encaissé, et ouvert en direction NNE. Le torrent de l'Avançon de Nant, au régime hydrologique b-glacio-nival (OFEV, 2017), draine un bassin versant topographique de 9 km² jusqu'à l'exutoire de la zone d'intérêt situé à la hauteur de l'alpage de Nant. Le débit annuel moyen y est de 0.4m³/s (fig. 10) et connaît un pic moyen mensuel en juin, lors de la fonte nivale principalement.

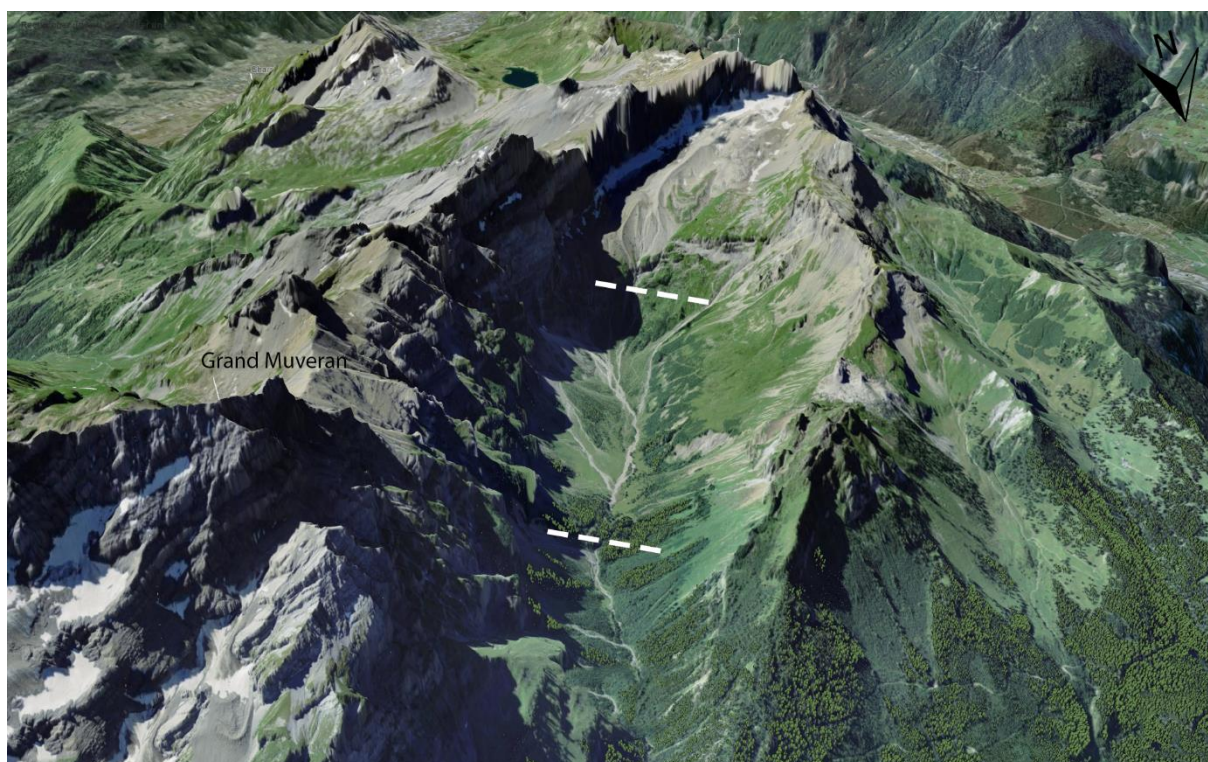


Figure 9 Site d'étude du vallon de Nant et amont et aval de la zone d'intérêt délimitée en traits tillés, fond : Swisstopo 3D BETA et Swisssimage.

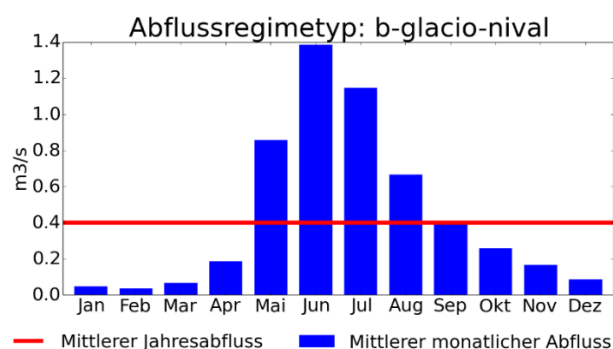


Figure 10 Débits mensuels moyen simulés sur une année, OFEV, 2017

Le régime d'écoulement est très dynamique, avec des crues rapides lors d'orages et de nombreuses périodes à faibles débit (fig. 11). L'altitude du vallon va de 1200 m au pont de Nant à 3051 m pour le sommet du Grand Muveran au NE. Le VDN se distingue de nombreuses autres vallées alpines par la dynamique entièrement naturelle de ses cours d'eau. Aucune infrastructure n'entrave l'écoulement ni le transport de sédiments (Perret et al, 2014). Au sujet de la topographie : « *elle est marquée par des versants très raides et élevés, entaillés de nombreux couloirs torrentiels ou d'éboulis en été et d'avalanche en hiver. Le fond du vallon, relativement étroit, est donc rempli d'un complexe de dépôts entrecroisés : till, cônes de déjection, éboulis et blocs éboulés.* » (Perret, A. Martin, S. 2014). L'hydrologie est marquée par de nombreux torrents latéraux qui traversent les cônes d'éboulis et rejoignent l'Avançon de Nant. Au fond de la vallée se trouve le glacier des Martinets, en pied de parois, il constitue l'apport principal pérenne d'eau en août-septembre, lorsque la neige a complètement fondue.

Une station hydrologique¹ en cours de calibration, située, 3 km plus en aval¹, mesure le débit par hauteur d'eau, la charge sédimentaire par géophones. Ces valeurs de débits sont utilisées comme indications contextuelles pour ce travail.



Figure 11 VDN, 08.09.2016. Photos de terrains, Zone basse à gauche et zone médiane à droite.

¹ <https://s.geo.admin.ch/78075f61aa>

2.2. Emme, Aeschau

Le site d'Aeschau se situe dans la partie supérieure de l'Emmental (BE), coordonnées WGS84: 46.913, 7.756. Jusqu'à cet exutoire, l'Emme draine un bassin versant (Fig. 12) de 194 km² et s'étend entre 673 et 2'221 m d'altitude. Les deux rivières drainant le bassin, l'Emme et le tributaire Roethebach sont relativement dynamiques, avec des piques de crues qui peuvent être importants (Fig. 13). C'est un régime hydrologique nivo-pluvial préalpin, le débit moyen annuel est de 5.75 m³/s à Aeschau (OFEV, 2017). Ces eaux constituent la principale recharge de l'aquifère d'Aeschau, modélisé en annexe 8.22 par Schilling et al, 2017.

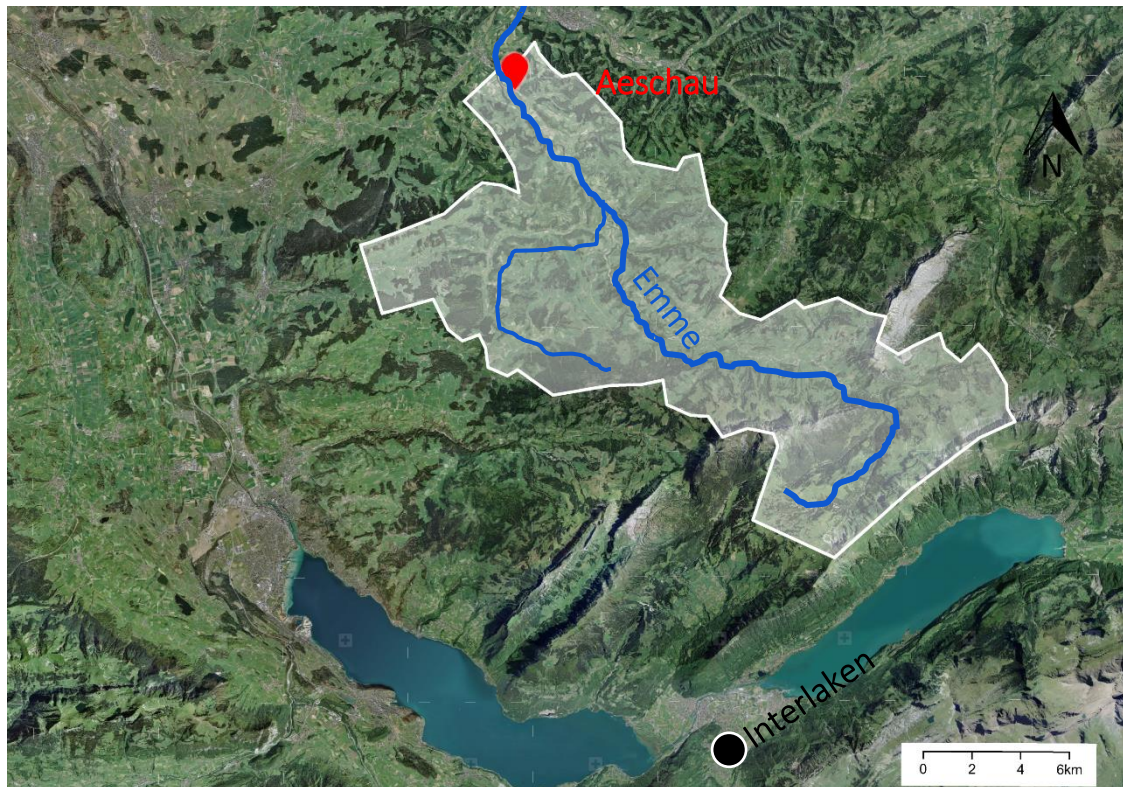


Figure 12 Situation bassin versant de l'Emme jusqu'au site d'étude d'Aeschau. Rivière Emme et Roethebach mis en évidence en bleu, surface du sous-bassin versant en blanc transparent, site d'étude indiqué en rouge. Fond photographiques : SWISSIMAGE, Swisstopo, 2015.

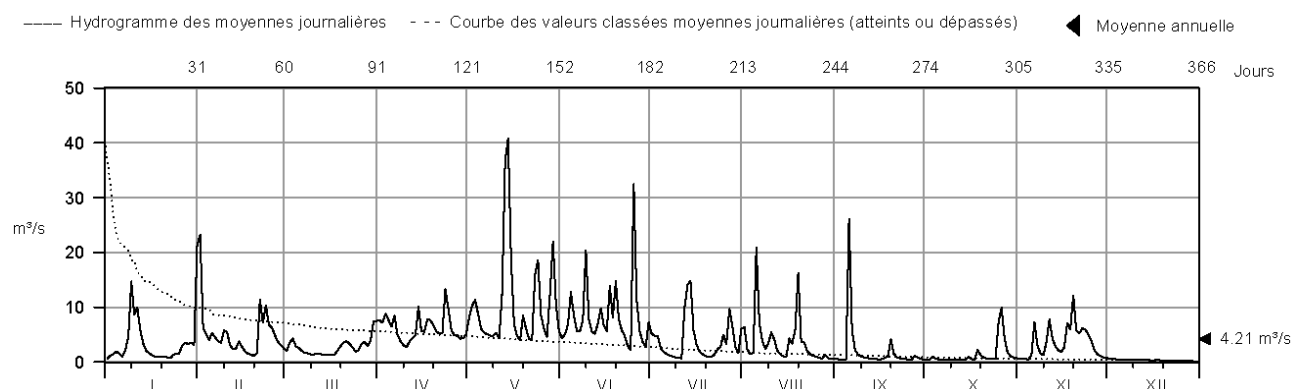


Figure 13 Hydrogramme 2016 de l'Emme à la station Eggiwil, Heidbüel. Adapté de OFEV, 2017, https://www.hydrodaten.admin.ch/lhg/sdi/jahrestabellen/2409Q_16.pdf

La section de rivière étudiée à Aeschau (Fig. 14) est méandrée et partiellement aménagée, elle mesure environ 2300 m de long avec un lit de rivière de 25 à 80 m de large. La section comporte deux doubles seuils anthropiques de 1 m et 3 m de haut respectivement. Une station de pompage et huit puit de

captage ponctionnent la nappe phréatique environnante (Annexe 8.12). La section est franchissable par deux ponts et une ligne à haute tension passe au-dessus au milieu. Les berges sont en grande partie couvertes d'arbres de 15-20 m de haut.

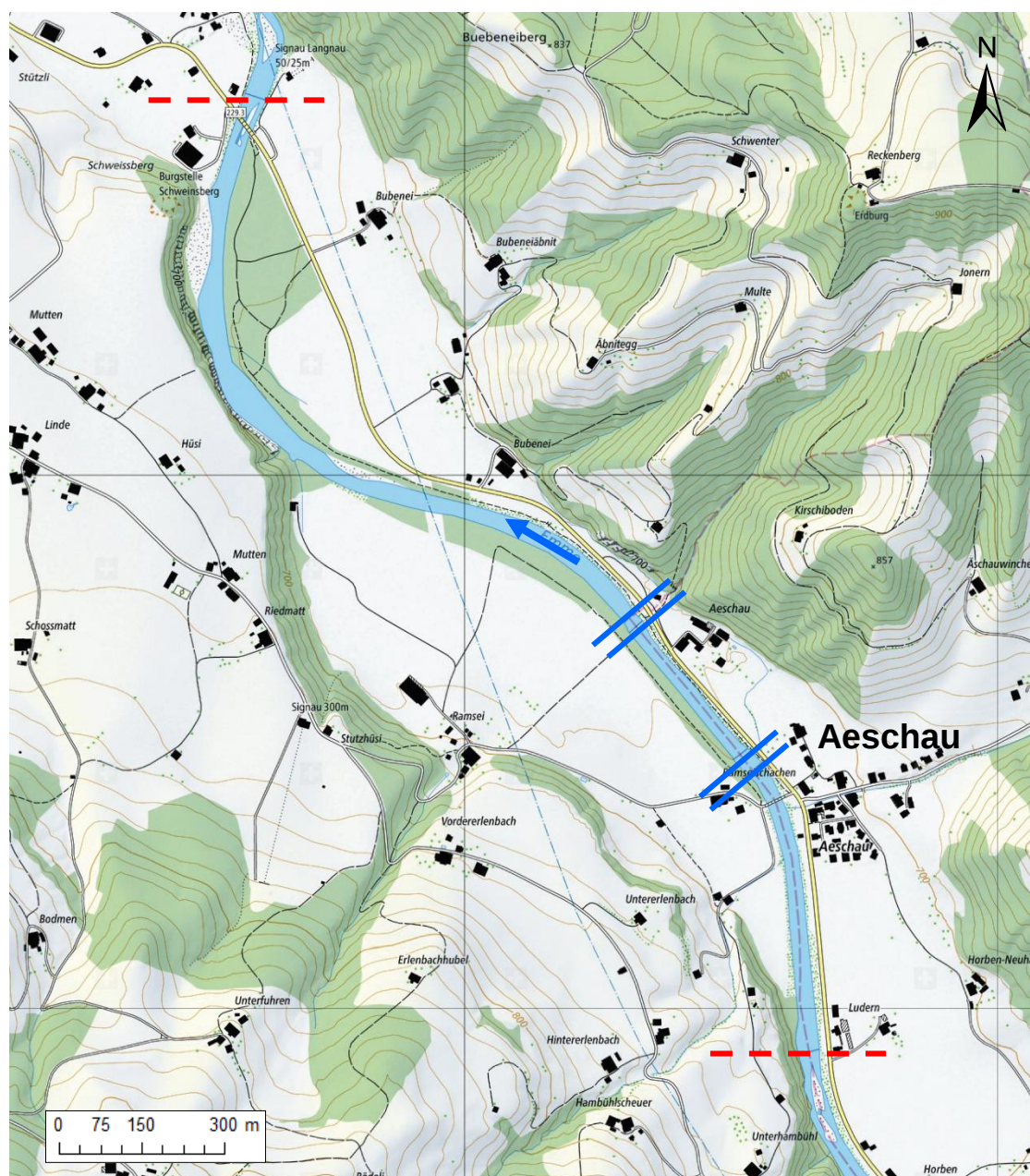


Figure 14 Site étudié de la section de rivière Emme près du village d'Aeschau (BE). Seuils anthropiques en lignes bleues, limites amont et aval de la zone d'intérêt délimitée en traits tillés rouges, fond de carte : Swisstopo TLM, 1 :10'000. 2017.

La section étudiée de l'Emme possède une zone riparienne à la végétation verticale développée (fig. 15). Le lit de rivière est composé de graviers (2—64mm), galets (64-256mm) et de blocs (>256 mm) dans une moindre mesure. En certains endroits isolés le lit est végétalisé par des herbes et buissons.



Figure 15 Centre de la zone d'étude, Emme. Aeschau. Photo : Olivier Schilling.

2.3. Données produites :

Dans le but de tester la caméra thermique et d'obtenir une méthodologie fiable, plusieurs jeux de données sur six terrains différents ont été exploités (tab. 1). Les données préliminaires de Bex, de la Chamberonne, de Thielle et du lac de Bienne ont constitué les zones de test sans les contraintes logistiques des autres terrains, ces essais ont permis d'adapter la méthodologie présentée ci-après, en particulier la programmation optimale des vols et des paramètres d'acquisition.

Vallon de Nant		Emme, Aeschau		Bex, confluence*		Thielle, confluence*	
19.07.2016	TIR, NIR, R, G, RE	15.11.2016	TIR, NIR, R, G, RE	23.08.2016	TIR, NIR, R, G, RE	16.07.2016	TIR
08.09.2016	TIR	25.01.2017	RGB	Chamberonne, embouchure*		Lac de Bienne*	
12.09.2016	TIR, NIR, R, G, RE	03.08.2017	TIR	19.04.2016	TIR, NIR, R, G, RE	25.01.2017	TIR, NIR, R, G, RE
07.12.2016	TIR, NIR, R, G, RE	04.08.2017	TIR, NIR, R, G, RE	04.05.2016	TIR		

Tableau 1 Données produites par bande spectrale et par site d'étude, situation détaillée : <https://s.geo.admin.ch/77c0458d6a> *Zones d'essais méthodologique, résultats non présentés.

3. Méthodologie

La méthodologie employée a été développée au fur et à mesure des campagnes de terrain, différentes variantes ont été testées suite aux essais de terrain quelques peu difficiles dans le VDN car ponctuées par de grands problèmes de signal satellite. Les différentes étapes et procédures sont décrites dans ce chapitre. La méthodologie générale suivie peut se résumer par le protocole suivant :

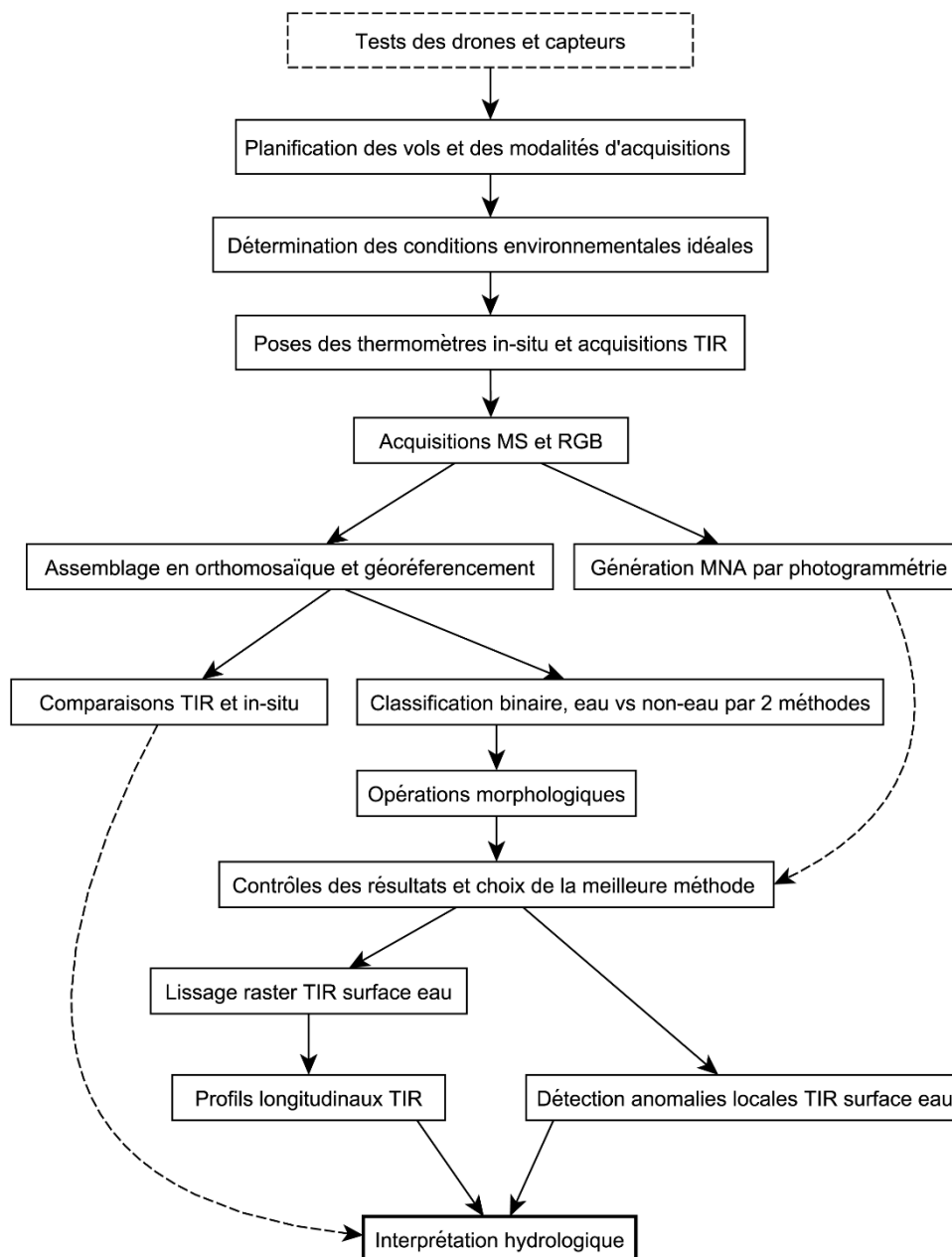


Figure 16 Schéma de la méthodologie utilisée pour la production et l'analyse des résultats de ce travail. MS : multispectrales RGB : spectre visible MNA : modèle numérique d'altitude.

3.1. Matériel de mesure

Deux caméras principales ont été utilisées, la *ThermoMap*, capteur dans le spectre des infrarouges thermique (**TIR**), et la *Multispec 4C*, capteur multispectral (**MS**) de 4 bandes spectrales individuelles, non redondantes. De plus, de manière accessoire, la caméra Sony WX a été utilisée pour contextualiser certains jeux de données. Tous ces capteurs sont vendus par Sensefly et sont compatibles avec le drone

eBee et l'interface de vol *Emotion2 et 3* du même fabricant. Les spécifications des capteurs utilisés sont décrites ci-dessous :

- **ThermoMap**, capteur TIR :

- Images de 640 X 512 pixels
- Angles de vue : 72° en diagonal
≈ 77° & 65°
- longueur focale : 9.5 mm
- Sensibilité au spectre TIR (Fig. 17)
- Plage de mesure : -40 à 160°C
- Résolution de 0.1°C
- Emissivité supposée de $\epsilon = 0.98$ ou 1 (n.c.)
- Résolution de 15cm à 75 m\sol
- Mise au point fixe (réglée pour 50-140 m/ sol)
- Calibration automatique à chaque Waypoint
- 140 g

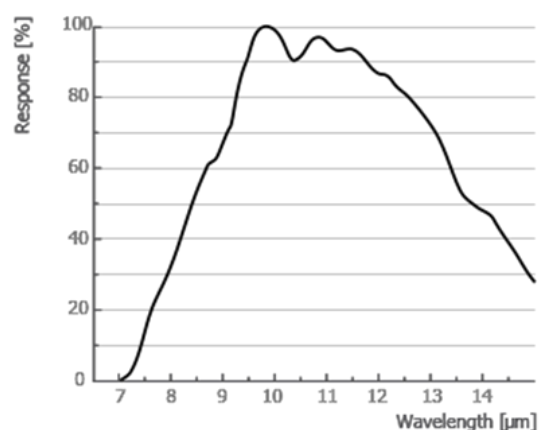


Figure 17 Sensibilité aux différentes longueurs d'ondes du capteur ThermoMAP. www.sensefly.com

- **Multispec 4c**, R, G, NIR, RE :

- Images de 1280 x 960 pixels
- 4 bandes (fig. 19) :
 - Vert (G), Rouge (R)
 - Red edge (RE), proche infrarouge (NIR)
- Capteur d'irradiance solaire intégré pour correction
- Calibration avant vol avec charte grise
- 14cm de résolution au sol à 115 m/sol
- 165 g

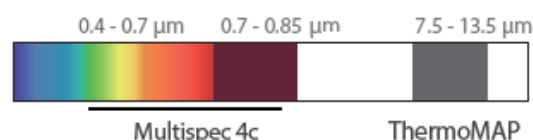


Figure 18 sensefly.com

- **DSC-WX220**, capteur RGB

- Images de 4896 X 3672 pixels
- Ouverture focale 3.3 (W) – 5.9 (T)
- Longueur focale : 25mm
- 115g
- Résolution de 4cm/sol à 120m/sol

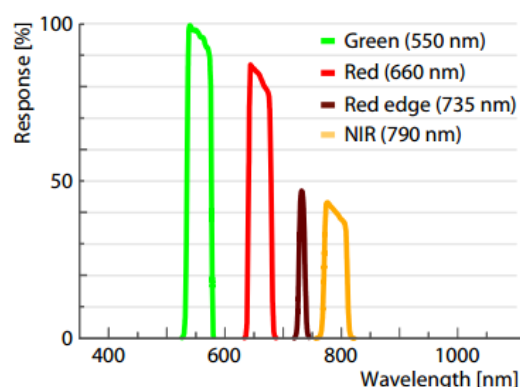


Figure 19 Multispec4C sensefly.com

Pour la validation des mesures télédéteectées, des petits capteurs de température ont été utilisés :

- **iButtons DS1922L**, capteur, enregistreur de température in-situ

- Résolution thermique de 0.0625°C
- Précision de $\pm 0.5^\circ\text{C}$
- Plage de mesure : -40°C à +85°C
- Fréquence d'enregistrement de 1 sec à 273 h



Figure 20 iButton

3.2. Vecteur drone

Ce travail a été effectué avec deux drones à ailes, un modèle eBee (fig. 21) de la société Sensefly Ltd, et une version appelée eBee RTK, captant les satellites GPS et GLONASS, capable de communiquer avec une base DGPS² pour obtenir une précision plus élevée. Mais cette fonctionnalité n'est pas disponible avec l'usage des caméras ThermoMap et Multispec4C, cette version RTK de l'eBee a été utilisée dans le VDN pour bénéficier du signal additionnel des satellites GLONASS dans cette topographie encaissée dans laquelle l'eBee normal a été prouvé inapte à voler dans les essais. Un second eBee, captant uniquement les satellites GPS, a été utilisé pour les autres terrains, dont l'Emme. Cet eBee normal a montré une consommation électrique légèrement inférieure à l'eBee RTK et moins de problèmes de compatibilité avec les capteurs.



Figure 21 eBee, sensefly.com

La programmation de l'eBee s'est fait sur le logiciel Emotion. Son utilisation est relativement aisée. Cette solution prête à l'emploi permet de centrer le travail sur les conditions d'acquisitions et les données plutôt que sur les aspects techniques du drone. Le temps de vol maximum de l'eBee est d'environ 45 min avec une caméra légère RGB et de 20 min avec les caméras thermique ou multispectrale, ces dernières étant plus lourdes et plus énergivores. Ces durées de vols permettent une couverture de surface au sol d'environ 1 km² et 0.5 km² respectivement, par vol au maximum, sans relief. Après les premiers essais, une altitude d'acquisition de 75 m (minimum recommandé) a été définie comme nécessaire pour permettre une résolution spatiale satisfaisante (14 cm par pixel) pour le VDN, le cours d'eau mesurant parfois moins d'un mètre de large, et parfois distribué sur plusieurs chenaux.

Le eBee est un drone à ailes, programmable et non piloté manuellement, dans le logiciel **Emotion3** (Annexe 8.24) on assigne une mission de vol au drone (Fig. 22), en précisant l'ensemble des paramètres : altitude de vol (qui définit la résolution), zone à photographier, taux de recouvrement entre les clichés, zone d'exclusion de vol, modèle numérique de terrain à considérer comme référence d'altitude. Après le décollage au lancé, le drone effectue sa mission seul, une surveillance visuelle de l'espace aérien et la surveillance des batteries sont nécessaires. Le drone atterri seul à un point défini, de manière linéaire.



Figure 22 Plan de mission dans Emotion3, VDN.

² Differential Global Positioning System.

L'acquisition d'images par un drone permet la collecte d'une quantité d'information importante dans un temps réduit, cela va de pair avec un très grand volume de données. Les préparatifs, l'accès aux terrains d'études et le traitement des données étant relativement longs, une planification minutieuse de l'acquisition est fondamentale, il faut maximiser la conjonction des conditions favorables, pour les conditions de vol il convient en particulier de respecter les éléments suivants :

- Pas de précipitations, c'est en particulier l'ouverture de la sonde de pression, faisant face à la direction de vol, qui doit être absolument épargnée. C'est pour cela que même lors de pluie minimale, il est fortement déconseillé de voler.
- Un vent à toujours prendre de face lors des décollages et atterrissages, et en tous les cas inférieur à 12m/s.
- Un lieu d'atterrissage relativement plat, dégagé d'obstacles dans la zone d'approche ($\approx 100\text{m}$) et si possible avec de l'herbe ou de la neige, plutôt que des pierres.
- Pas de couverture nuageuse/ brouillard à l'altitude de vol ou en dessous, afin d'éviter la perte de contact visuel et de garantir la qualité des données.
- Une luminosité suffisante pour pouvoir suivre le drone à l'œil.
- Pour les images thermiques : une acquisition avant le lever du soleil permet d'éviter les effets de réchauffement diurnes et de limiter les réflexions d'IR thermiques. Il faut toutefois attendre l'aube pour avoir une luminosité suffisante, la fenêtre de vol est donc très limitée.
- Pour les images multispectrales (Rouge, Vert, NIR) : une illumination solaire constante durant les vols, sans ombres mouvantes (nuages, reliefs) au risque d'avoir des réflectance hétérogènes pour une même surface.
- Une couverture GPS suffisante avec au moins 6 satellites disponible de manière constante en cours de vol. Dans les zones encaissées, les variations de signal satellite sont importantes. En dessous de 6 satellites, le drone interrompt la mission, et peut perdre de l'altitude de manière importante, jusqu'au crash si le signal tombe à 3-4 satellites. Il convient d'en tenir compte lors de la définition de l'altitude de vol. Une prévision de signal satellite (Fig. 23) a donc été effectuée sur l'interface gnssplanning.com pour chaque vol. Le 12.09.2016 au lieu de décollage au VDN par ex, après avoir créé un masque d'obstruction sommaire à partir d'un MNT (calcul d'angles d'obstruction sur 8 azimuts), on remarque que les plages horaires présentant une visibilité de 6 satellites au moins sont très réduites, et quasi absentes le matin tôt. De plus seul l'eBee RTK peut capter les satellites Glonass (barres rouges dans l'histogramme). L'eBee normal n'aurait donc pas pu voler ce jour-là avec les seuls satellites GPS (barres vertes). En pratique la réalité de la visibilité satellite est souvent encore moins bonne que les prévisions. La disposition des satellites dans le ciel : DOP (dilution of precision), non prise en compte, joue également un rôle néfaste.

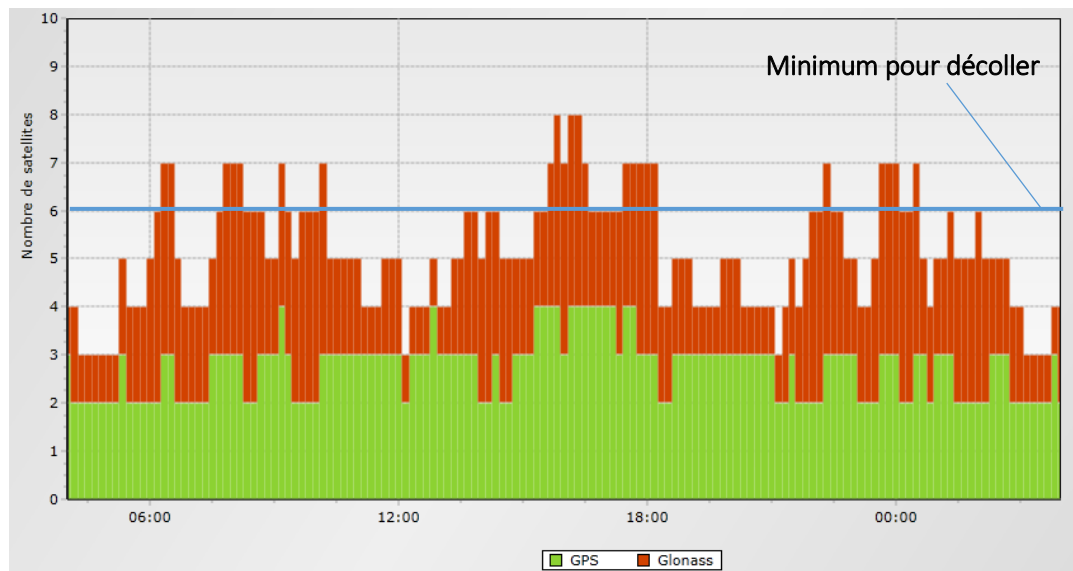


Figure 23 Visibilité théorique des satellites GPS et Glonass au VDN le 12.09.2016 en utilisant un profil d'obstruction adapté de la topographie. Source : <http://www.gnssplanningonline.com>

- Un relief permettant de manœuvrer le drone, en particulier les virages, avec une marge d'erreur suffisante pour les changements de plan de vols, vols avortés.
- Disposer et intégrer un modèle numérique de terrain précis dans *Emotion3* pour planifier les vols sans risque de collisions avec le relief. L'usage du SRTM à 30 m de résolution a été prouvé insuffisant en région escarpée avec une altitude de vol de 75 m, ce MNT a en effet des erreurs constatées de plus de 40 m en Z en zone escarpées tel que le VDN. Dans ce travail c'est le MNT swissALTI3D à 2 m de résolution et une précision de ± 50 cm (1σ) de Swisstopo³ qui a été utilisé après le crash du 19.07.2016 au VDN.
- Absence d'obstacles tels que des arbres, câbles, pylônes, grues, à l'altitude de vol et dans la zone de transition (décollage/atterrissage/ changement d'altitude entre les lignes de vols).
- Absence d'autres aéronefs dans la zone de vol. Les hélicoptères en particulier constituent un danger régulier en zone de montagne et peuvent surgir rapidement.
- Présence constante de 2 personnes, une personne suivant le drone visuellement et l'autre surveillant l'interface du logiciel de commande. Et les deux personnes essayant d'attraper le drone à l'atterrissage, ce qui réduit les probabilités de dégâts à l'impact.
- Absence d'oiseaux à proximité, en particulier de rapaces, en cas de vols proche des zones de nidification, les attaques sont probables, les aigles en particulier sont les plus agressifs. Des corneilles ou des chocards, particulièrement en groupe, peuvent aussi attaquer le drone. Le suivi du drone et la surveillance visuelle de l'espace aérien en temps réel est nécessaire. En cas d'approche hostile en cours de vol, les fonctions « roll » et « fast climb » sont à utiliser en priorité. Après une attaque il est ensuite souvent nécessaire d'atterrir afin de changer la batterie, il faut donc anticiper et prévoir la consommation plus élevée qu'engendre ces manœuvres, dans un secteur propice aux attaques il convient de garder davantage de réserve de charge. De manière préventive, disposer des surfaces réfléchissantes sur les ailes peut décourager les attaques et rendre le drone visible à une distance plus importante.
- Placer un émetteur radio dans l'eBee afin de le retrouver en cas de perte/crash.

³ https://www.swisstopo.admin.ch/content/swisstopo-internet/fr/home/products/height/alti3d/_jcr_content/contentPar/tabs/items/dokumente/tabPar/downloadlist/downloadItems/846_1464690554132.download/swissALTI3D_detaillierte%20Produktinfo_2017_fr_barrierefrei.pdf

3.3. Programmation des vols

Pour couvrir une zone d'étude par drone, plusieurs « blocs de mission » (annexe 8.23 et 8.24) sont nécessaires considérant le temps de vol de 20min environ par batterie. Afin d'obtenir des résultats de qualité suffisante, il doit y avoir un nombre de points de correspondance suffisant entre des paires d'images pour créer une orthomosaïque par photogrammétrie dans le logiciel dédié *Pix4Dmapper* (**Pix4D**). Les caméras TIR et MS employées ayant des résolutions grossières (10-30 cm), un taux de recouvrement (fig. 24) élevé des images a été défini pour augmenter le nombre de ces points. Les taux de recouvrement ont été définis à 90% dans le sens de déplacement du drone et à 80% latéralement pour les acquisitions en TIR. Avec la caméra MS, ces taux ont été définis à 90% et 70% respectivement. Les taux de recouvrement ont un impact important, passer de 70% à 80% de recouvrement latéral par ex. augmente de 45% le temps de vol car davantage de lignes de vol sont nécessaires. Selon la texture du terrain, des taux différents peuvent être définis. Les arbres et les structures hautes en particulier sont défavorables à la génération de l'orthomosaïque en basse résolution (TIR, MS). Les essais de taux de recouvrement plus bas en TIR (70% latéralement) ont créé des orthomosaïques segmentées et incomplètes.

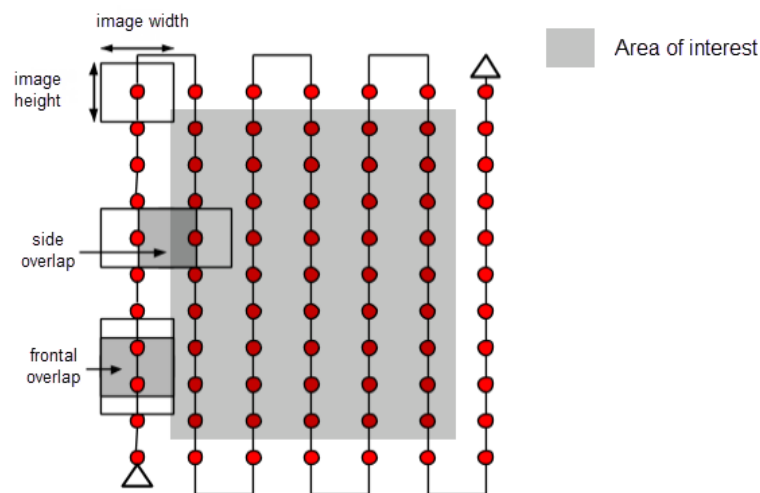


Figure 24 Illustration du taux de recouvrement, <https://support.pix4d.com>

La résolution est limitée d'abord par le capteur et ensuite par l'altitude de vol, ce dernier facteur est le seul modifiable dans ce travail. Une résolution pertinente est indispensable : la taille des pixels doit être inférieure au phénomène d'intérêt, de plusieurs fois si possible. Au début de ce travail, l'existence ou la taille des anomalies thermiques locales potentielles étaient inconnues, d'après des études précédentes elles peuvent être de toute taille (Tamborski et al, 2015. Pai et al, 2017), du décimètre à l'hectomètre. Dans ce travail, différentes résolutions et altitudes de vol ont été testées, la résolution spatiale la plus élevée possible d'après les capacités des batteries du drone, de la topographie et du temps de vol a été déterminée comme nécessaire pour détecter toutes les anomalies possibles. A 75 m d'altitude une résolution théorique au sol de 14 cm est possible dans le spectre thermique avec la camera ThermoMap. En pratique, les lignes de vols étant chacune à une altitude fixe au-dessus d'un terrain en pente, la résolution des clichés pris le long de la ligne est variable selon la hauteur au sol et l'angle de prise de vue (bien que proche du nadir). De plus, les lignes de vols étant d'altitudes différentes entre elles (fig. 25), avec le taux de recouvrement élevé, un même point est capturé depuis des altitudes et des angles différents, selon la ligne de vol considérée.

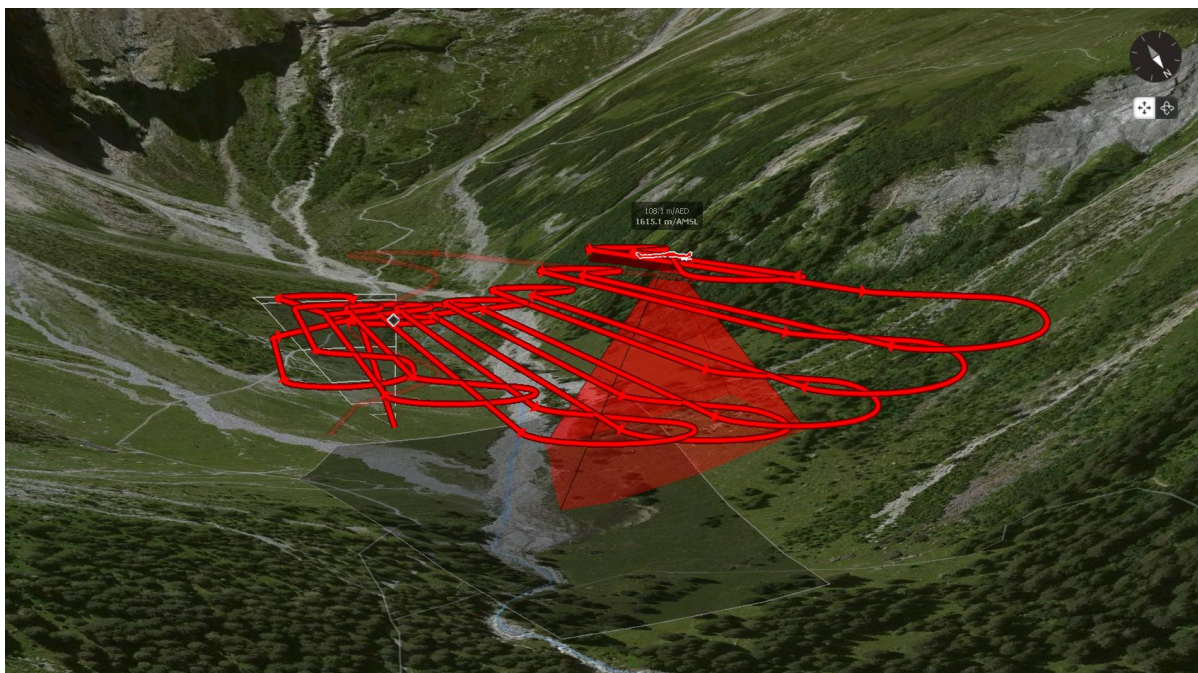


Figure 25 Vue en perspective d'un plan de vol au VDN. Lignes de vol et projection d'emprunte d'une image TIR au sol en rouge. Surface acquises avec le recouvrement défini en ombragé noir. Interface Emotion3, sensefly Ltd.

Un nombre important d'images sont invalides ou non superposables aux autres, pour chacune des images, un « indice de flou » est automatiquement généré par Pix4D qui exclut ensuite les images trop floues (80%) de l'assemblage pour obtenir une meilleure cartographie. Chaque image étant géoréférencées et les points de recouvrement étant nombreux, cela permet de créer une orthomosaïque des images par photogrammétrie.

Dans la corrélation des images, PIX4D prend donc une résolution moyenne pour toute la mission, dans ce travail celle-ci est d'environ 24 cm à 75 m d'altitude (voir tableau 3 pour détails). Dans le VDN, Les bras de rivière de montagne qui font parfois moins de 1 m de large, ainsi il y a de manière presque certaine au moins une ligne de quelques pixels de large issue de l'émission TIR (infrarouge thermique) de la surface d'eau, sans qu'ils soient le résultat d'une combinaison de surfaces (eau + roches/sédiments + végétation). Une résolution suffisante est également importante pour le croisement des données d'autres bandes spectrales, c'est en effet la résolution la moins bonne qui détermine la résolution utile à une classification et une interprétation, un pansharpening de la bande TIR sur une bande MS a été considéré mais exclu car les résolutions des bandes MS ne sont pas significativement meilleures et des distorsions spectrales pourraient être infligées à la bande TIR dans le processus. La relative mauvaise résolution des capteurs TIR est due au faible niveau d'énergie émis dans ce spectre (par rapport aux excitances en visible du soleil et reflétées par les surfaces). Toutefois une meilleure résolution va de pair avec un temps de vol plus long, une altitude de vols plus basse et donc un risque de collision légèrement plus élevé. Il est donc préférable de planifier un vol avec la résolution la plus basse raisonnablement acceptable, cela réduit à la fois le temps de vol et le traitement des données produites.

Le capteur ThermoMap a des angles de prise de vue de 77.1° et 64.6° (calculé d'après empreinte au sol et altitude de vol), ce qui donne un angle au zénith maximal de 38.5°. D'après Masuda, 1988 (fig. 6) cela provoque une baisse d'environ 0.03 de ϵ , ce qui peut être considéré comme négligeable dans ce travail. Les excitances issues de réflexions indirectes sur des vagues et turbulences (fig. 5) sont en revanche à considérer dans l'interprétation, surtout au VDN, avec une pente hydraulique importante (fig. 78) et donc des eaux turbulentes présentant une rugosité importante et mélangées à l'air font baisser ϵ

également. Ce régime turbulent est toutefois présent surtout les jours de plus fort débit, soit principalement le 19.07.2016 dans les données acquises. Sur l'Emme, les turbulences doivent surtout être considérées sur les seuils anthropiques, dont les emplacements sont connus. Cela sera discuté dans la partie 5.

3.4 Conditions environnementales des mesures :

Afin de repérer des jonctions d'eau souterraines dans un cours d'eau, il s'agit in fine de détecter des **gradients thermiques** en surface de l'eau, qui peuvent ensuite éventuellement être interprétés comme des adjonctions d'eau de températures différentes, soit d'origine naturelle (GW) ou anthropique. Il est impératif de réunir des conditions spécifiques pour obtenir des données viables. L'expérience a montré qu'il faut idéalement :

- Un gradient thermique suffisant ($>0.1^{\circ}\text{C}$) entre eau de surface et eaux souterraines. L'eau de surface connaît des variations de températures rapides ; jusque à $7-8^{\circ}\text{C}$ dans le cas de l'Emme au cours d'une même journée d'été ensoleillé (fig. 26). Les températures de l'eau sont fortement corrélées (avec décalage dû au temps de réponse) avec la température de l'air en été. En hiver, le régime thermique est globalement plus stable mais lors de précipitations soudaines ou de fonte de neige, des variations importantes peuvent aussi apparaître, en particulier si le débit est bas et donc essentiellement issu d'eaux souterraines.

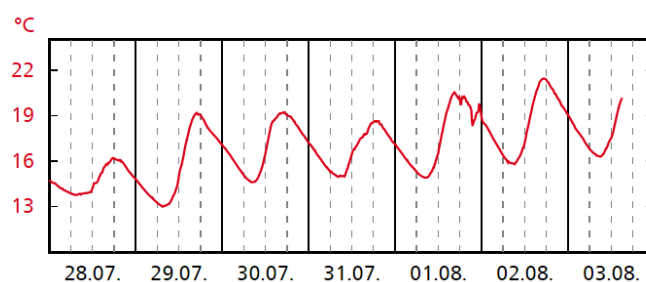


Figure 26 Température de l'Emme à la station Emmenmatt plus en aval, 28.07-03.08.2017. OFEV, 2017

Pour l'Avançon de Nant, au un régime hydrologique nivo-glaciaire, la variation de température est plus complexe et dépendant fortement de la saison, l'étiage étant en hiver et les crues lors de forts orages. En sus des variations journalières, des tendances à quelques jours sont constatés, dépendant des conditions météorologiques et du temps de réponse du bassin versant. La présence de neige ou de glace en amont influence les températures d'eau, spécialement au printemps, lors de la fonte.

- Un débit d'eau de surface faible, pour que l'apport de GW soit suffisant pour influencer la température jusqu'en surface.
- Des acquisitions avant le lever du jour, ce qui permet d'éviter d'une part le réchauffement diurne de surface et d'autre part de limiter les réflexions dans l'infrarouge thermique.
- Eviter les moments de lâchers d'eau de barrages en amont -le cas échéant, cela n'étant pas représentatif du processus naturel.
- Un temps de mesure, donc de vol, réduit à 1h par mission, au vu des fluctuations des températures d'eau (fig. 26).

Ces conditions environnementales étant difficiles à réunir de manière concomitantes, il s'agit de trouver une fenêtre temporelle de mesure qui fait le meilleur compromis des différents facteurs.

Pour l'Emme, par l'expérience d'études précédentes citant les avantages d'un bas débit (Dugdale, S. 2016) il a été défini une valeur seuil de 2m³/s au-dessus de laquelle, les anomalies locales de température risquaient d'être diluées dans le flux de surface. Pour le VDN, terrain plus expérimental, sans étude hydrogéologique préalable et une station de débit en cours de calibration et beaucoup plus en aval, c'est le printemps, à la couverture neigeuse et au débit largement nival qui a été évité ainsi que les jours suivants les précipitations importantes. Une période d'étiage est aussi être intéressante pour mesurer la température de l'eau souterraine uniquement (en hiver au VDN), pour l'Emme, s'agissant d'un bassin versant plus important

3.5. Validation des données thermiques télédétectées

Afin d'exploiter les données de températures, il convient auparavant de vérifier leur validité. Comme décrit dans la partie 1.1.2, le processus de la camera ThermoMap de la société Sensefly est peu connu, très peu d'informations ont pu être obtenu. Il s'agit en tout cas d'un capteur non refroidi, qui se calibre par fermeture de l'obturateur. L'émissivité est supposée de 0.98 ou 1, ce qui correspond bien à l'eau douce (0.96-0.99). En raison du manque d'information du capteur il a été choisi de ne pas corriger les données de températures acquises par télédétection. Les données télédétectées sont en revanche comparées avec les mesures in-situ enregistrées par loggers iButtons, ce qui permet d'évaluer empiriquement la déviation de la température apparente de la température cinétique. L'émissivité effective supposée du capteur pourra être calculé par une formule simplifiée de l'équation [4], ignorant la température de l'environnement (non mesurée) :

$$[5] \quad \varepsilon = \left(\frac{T_{irr}}{T_{cin}} \right)^4$$

Avec ε pour l'émissivité, T_{irr} pour la température irradiée, mesurée par le capteur TIR et T_{cin} pour la température cinétique, mesurée par le logger in-situ

Il aurait été intéressant de corriger empiriquement les données issues de la télédétection avec les mesures in-situ, cependant (1) la géolocalisation approximative des loggers de température, prise au GPS non-différentiel avec une erreur de 5m environ créent d'importantes incertitudes. (2) Les erreurs de mesures des iButtons eux-mêmes (fig. 27) (3) le nombre limité de loggers valides (4-8 selon les dates d'acquisition) sont toutes des raisons pour lesquelles la correction des données d'après les mesures in-situ n'est pas très pertinente, potentiellement plus d'erreurs pourraient être induites que corrigées.

La comparaison permet toutefois d'évaluer les résultats des données. Pour une comparaison optimale il faut corriger la géolocalisation des iButtons, cela s'est fait manuellement en rapportant chaque position de logger au centre de l'écoulement le plus proche, perpendiculairement.

Afin d'évaluer les biais des loggers de température dont la précision théorique est de $\pm 0.5^\circ\text{C}$, leur précision a été vérifiée empiriquement en les plongeant ensemble, dans deux sacs plastiques étanches, sans air, dans bain d'eau saturé de glace d'un volume de 20 l, produisant ainsi une température théorique de 0°C constante⁴. Les températures sont enregistrées durant environ 8h à un intervalle de 30 s, au total 925 mesures par loggers sont considérées pour comparer la précision des loggers (fig. 27).

⁴ http://www.thermoworks.com/thermapen101_creating_an_icebath

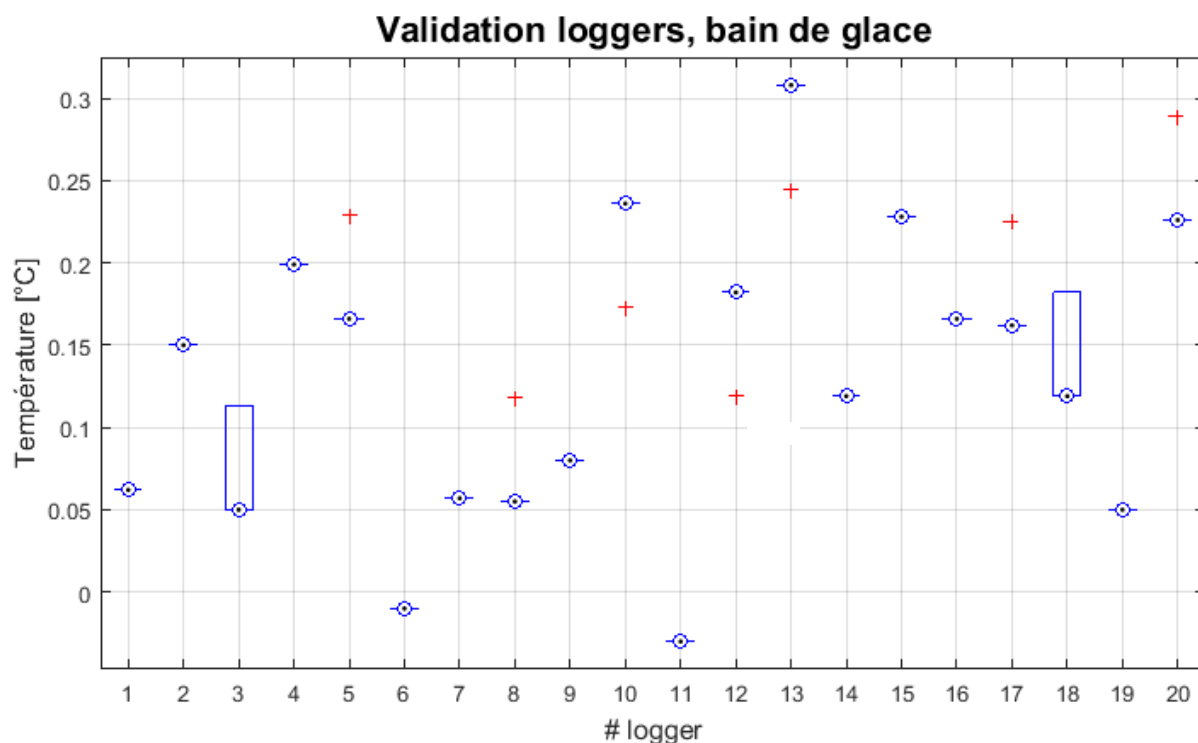


Figure 27 précision et exactitude et dispersion des loggers plongés dans un bain de glace pendant 8h de temps, 960 mesures à 30 s d'intervalles pour chaque logger. Le cercle représente la médiane, les extrémités supérieures et inférieures des rectangles indiquent, respectivement les 25^{ème} et 75^{ème} percentiles (lorsque il y a des écarts). Les outliers sont marqués par des croix rouge et traits noirs respectivement.

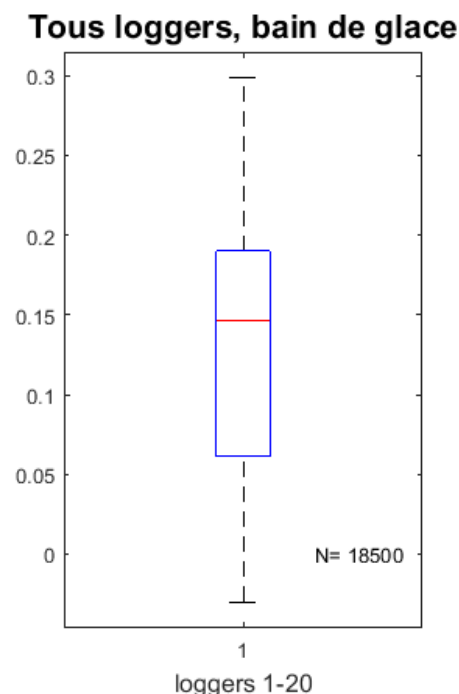


Figure 28 Distribution des mesures de tous les loggers dans un bain de glace pendant 8h de temps, 925 mesures à 30 s d'intervalles pour chaque logger.

Ces résultats sont utilisés d'une part pour vérifier la justesse des mesures en températures absolue et d'autre part pour évaluer les dispersions des mesures, pour chaque logger et entre loggers. On constate que chaque logger présente une dispersion faible pour ses propres mesures (fig. 27), en revanche d'un logger à l'autre la température peut varier jusqu'à 0.35°C (fig. 28), ce qui peut être une erreur significative dans la validation des températures télédéteectées mais qui reste à l'intérieur des $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ annoncés par le fabricant. L'erreur est systématiquement une exagération des températures, en moyenne de $+0.15^{\circ}\text{C}$.

Ce test a été effectué autour de 0°C , un bain de glace n'est pas une procédure infaillible pour créer une température constante, le contact directe de la glace avec certains loggers et pas avec d'autres peut créer des différences⁶. De plus les biais peuvent être autres à des températures absolues différentes, vérifier ceci demanderait des équipements particuliers et n'est pas forcément pertinent dans ce travail.

Dans ce travail, les loggers utilisés pour les mesures in-situ sont les suivants :

VDN : 08-12.09/07.12.2016	Emme : 03-04.08.2017
Logger# 2, 3, 4, 5, 8, 9, 13, 17, 20	Logger# 2, 8, 9, 13, 17, 19

Tableau 2 Liste de loggers iButtons utilisés selon la date et le terrain

3.6. Géoréférencement des Rasters

En raison de la précision limitée (≈ 2 m) du système de positionnement par satellite du drone eBee et des imprécisions d'angles de prises de vue, mais surtout du processus d'assemblage des images TIR basse résolution de Pix4D, les orthomosaïques des données acquises présentent des erreurs de géoréférencement et de déformations parfois importantes (>10 m en TIR). Elles sont donc d'une part mal positionnées dans la projection géographique et d'autre part les données thermales sont aussi mal référencées relativement aux images MS. Les données MS sont, elles, parfaitement spatialement co-référencées entre elles vu qu'elles sont issues de la même caméra comportant quatre capteurs.

Afin de travailler avec toutes les bandes spectrales, il a été décidé de référencer la bande TIR par rapport aux bandes MS. Une correction géographique en position absolue n'a pas été effectuée car superflue. Pour la correction de la projection de la bande thermique, à l'aide de point de contrôle manuel pris sur des objets remarquables, une transformation polynomiale du 1^{er} ordre a été utilisée en priorité (Fig. 29) du 2^{ème} ordre lorsque les résidus étaient plus élevés, et la fonction *Spline* a été choisie pour les rasters TIR de l'Emme, où l'erreur de projection était très importante dans certaines parties de la zone couverte, avec un lit de rivière décalé de 30 m parfois. Pour points de contrôles, l'utilisation de cibles visibles dans toutes les bandes spectrales et toutes les résolutions relatives a été jugée trop chronophage. Des coins de blocs, de troncs, de route, de bâtiments ont donc été utilisés comme repères pour les corrections de géoréférencement.

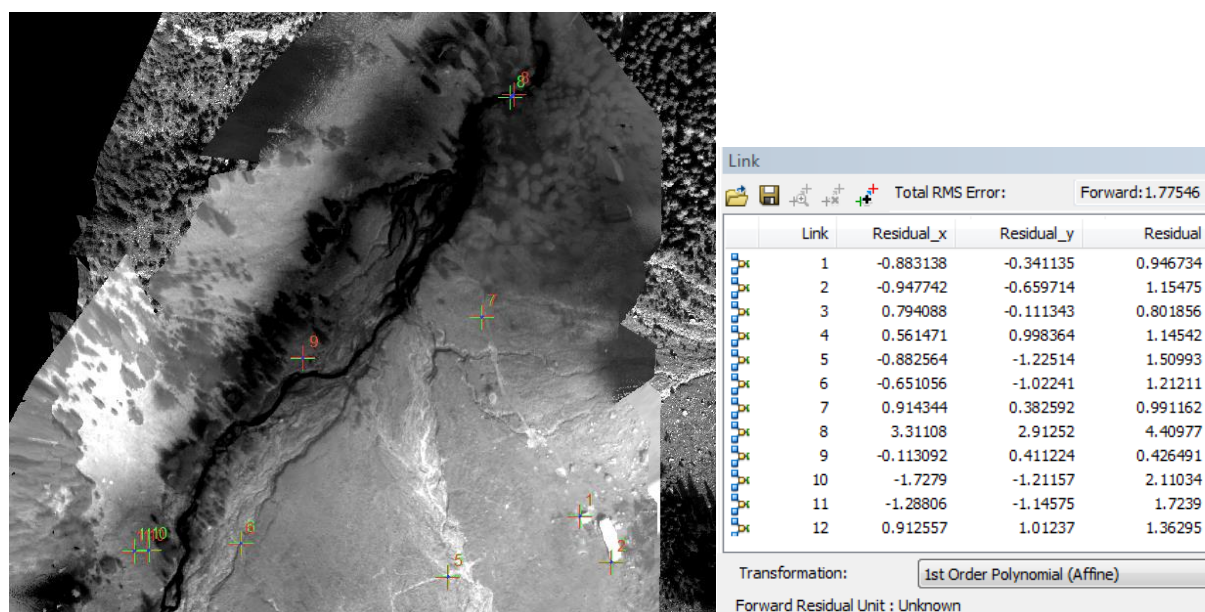


Figure 29 Phase de géoréférencement, VDN, bande TIR et bande G, 12.09.2016.

3.7. Classification

Une classification mettant en évidence les surfaces d'eau permet : 1) D'isoler les températures des surfaces d'eau par opposition à celles aux autres surfaces afin de permettre une interprétation plus

fiable 2) D'ainsi mettre en évidence la morphologie des écoulements de surface, notamment leurs superficies, leurs connectivités par des chenaux. Stratégiquement il se pose la question du type de classification : en classes multiples par indications d'humidité ou binaire, séparant les vrais surfaces d'eau liquide des autres. La première solution demande à faire un choix subjectif net quant à la limite de valeurs ou de classes sans réalités physiques.

Ces possibilités peuvent renseigner sur d'éventuels exfiltrations de GW. Une classification binaire eau et non eau peut paraître triviale au vu des pratiques en imagerie satellitaire (McFeeters, S. 1996) ou même par drone (Pai et al, 2017) mais la plupart de ces travaux concernent des cours d'eau larges et aux contours clairement définis. De plus ces études utilisent souvent des bandes spectrales de l'infrarouge court (SWIR, fig. 3). Dans ce travail, les terrains d'études sont particuliers à l'égard de classification pour les raisons suivantes : l'Avançon de Nant est un torrent de moins de 30cm de profondeur pour la plupart de l'année, pierres émergés et à moitié émergées font partie de la rivière. L'Emme est plus large et plus profonde en certaines zones mais connaît les mêmes caractéristiques, avec en plus des rives couvertes d'arbres obstruant en partie la vue sur le cours d'eau, en particuliers de certains angles de vue (partie 3.3).

Le choix des bandes spectrales se limite dans ce travail à la disponibilité des bandes G, R, RE, NIR et TIR. Une méthode répandue est d'utiliser les caractéristiques d'absorption différenciée de l'eau selon la longueur d'onde (fig. 30).

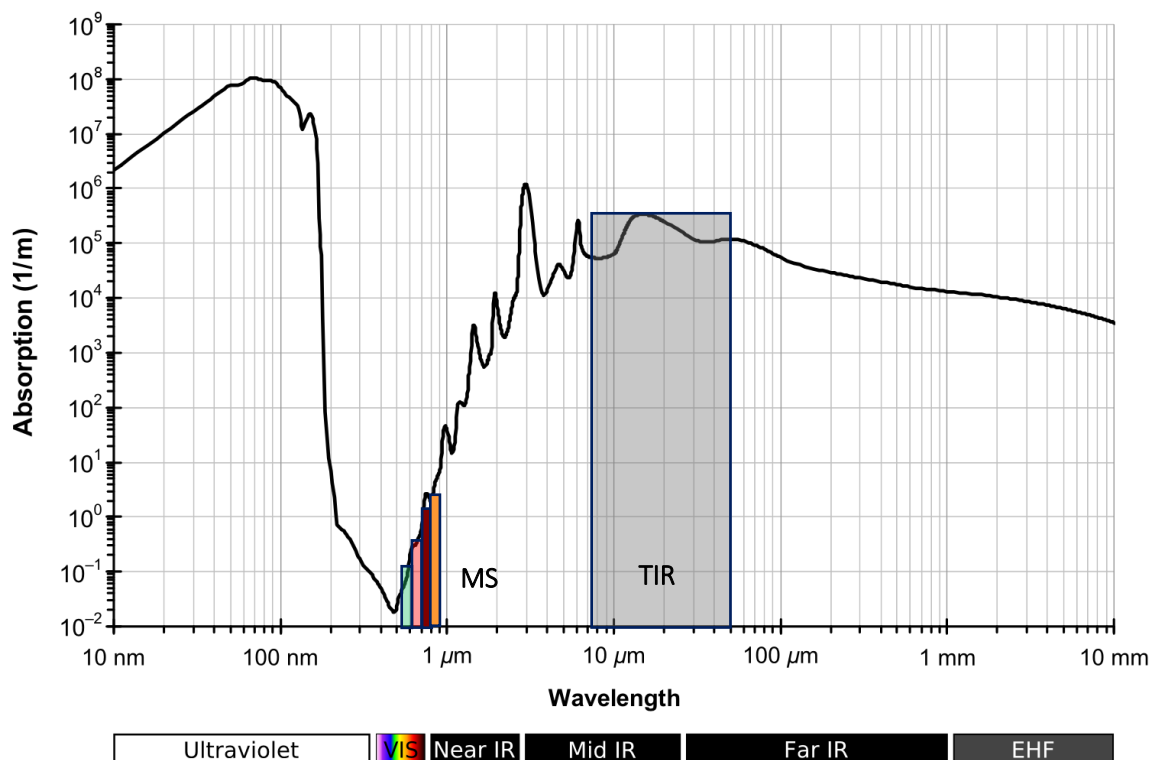


Figure 30 Absorbance de l'eau selon la longueur d'onde, bandes disponibles marqués. MS= G, R, RE, NIR et thermique= TIR. Graphique adapté de <https://smd-prod.s3.amazonaws.com/science-r/s3fs-public/image/visible-7.jpg>

Il est remarquable que les verts sont peu absorbés par l'eau liquide, Les RE et NIR sont eux nettement plus absorbés par l'eau et sont réfléchis par les sols et la végétation. Différents tests de discrimination ont d'abord été effectués avec toutes sortes d'indices classiques (NDVI, NDWI, MSAVI...) et d'autres inventés en rapport avec les particularités spectrales observées.

Deux méthodes de classification ont été utilisées pour isoler les surfaces d'eau :

- 1) Une méthode à partir d'un indice crée sur une base modifiée du NDWI (*normalized difference water index*) avec un seuil empirique. Cette méthode est la première développée.
- 2) Une méthode de classification non-supervisée à partir d'un clustering basé sur l'algorithme *K-means*.

Au vu des différents essais effectués, une seule méthode n'a pas donner pas suffit à produire des résultats satisfaisants, c'est pour cette raison que les deux méthodes ont été appliquées. Chacune présentant des avantages et des désavantages, discutés dans la partie 5. Les deux méthodes de classifications sont décrites ci-après.

Les méthodes de classification ont été comparées entre elles, mais aucune autre validation des résultats n'a été effectuée. Une délimitation manuelle des surfaces d'eaux a été jugée trop chronophage, et sujette à des erreurs non systématiques. Cependant Le modèle numérique d'altitude (MNA), produits à partir de la bande verte, et sa superposition aux orthomosaïques permet de voir plus clairement où des arbres obstruent la vue sur la rivière. En prenant son écart-type sur une fenêtre passante de 0.5 m x 0.5 m sur le MNA, les pentes les plus importantes ressortent, un seuil empirique peut ensuite être appliquée, il en résulte un masque qui constitue un argument excluant de la classification des surfaces d'eau.

3.7.1. Indice Wi

Cet indice a d'abord été spécifiquement été développé pour les données de Septembre 2016, dans l'inconnu d'éventuels données supplémentaires ou non. Un masque des surfaces d'eau a été créé à l'aide d'un index à base du NDWI (McFeeters, S. 1996) et de la bande TIR, nommé *Wi* ci-après. Un seuil empirique est ensuite fixé pour correspondre au résultat attendu.

Tout d'abord les valeurs aberrantes (-100°C par ex) ont été exclues des données. Puis les rasters des cinq bandes spectrales (R, G, RE, NIR, TIR) ont été normalisés entre 0 et 1 en les bornant au minimum et au maximum afin d'éviter les problèmes de nombres négatifs dans les opérations d'étirement et d'inégalité de valeurs entre les bandes spectrales. Etant donné que seul les ratios sont intéressants pour des indexes, la perte des valeurs absolues n'est pas problématique pour la classification.

Le NDWI {1}, indice se basant sur le ratio G/NIR a donné les meilleurs résultats des différents essais mais pas satisfaisant car le lit sédimentaire et l'eau du VDN n'étaient pas suffisamment discernable, les hétérogénéités dû aux ombres ont empirés les résultats également.

$$\{1\} \quad NDWI = \frac{X_{green} - X_{nir}}{X_{green} + X_{nir}}$$

L'inspection des bandes NIR, RE, R et G a révélé que la bande RE était de meilleur qualité, plus homogène. Elle est très proche du NIR, et est également davantage absorbée par l'eau que le G. L'indice NDWI a donc été adapté en remplaçant la bande NIR par la bande RE {2} :

$$\{2\} \quad NDWI_{RE} = \frac{X_{green} - X_{rededge}}{X_{green} + X_{rededge}}$$

Au vu des contrastes nettes entre l'eau et les autres surfaces dans la bandes TIR, il a été tenté d'intégrer la Température directement à un indice, cela a donné des résultats visuellement plus convaincants, il s'en suit l'indice crée *Wi* {3} pour l'hiver qui multiplie le résultat du NDWI modifié par la température normalisée de 0 à 1 et élevée à la puissance 2:

$$\{3\} \quad Wi = \frac{X_{green} - X_{rededge}}{X_{green} + X_{rededge}} * XTIR^2$$

Le contraste TIR s'inversant de l'été à l'hiver, il convient d'adapter l'index en inversant le raster TIR, de 0-1 à 1-0, et sWi {4} pour l'été,

$$\{4\} \quad sWi = \frac{X_{green} - X_{rededge}}{X_{green} + X_{rededge}} * \left(\frac{1}{XTIR}\right)^2$$

Avec **Xgreen** pour un pixel x de la bande verte, **Xrededge** pour un pixel de la bande red-edge, et **XTIR** pour un pixel x de la bande infrarouge thermique.

L'élévation à la puissance 2 de la bande TIR revient à faire un étirement des valeurs TIR et augmenter sa pondération dans l'indice. Cette opération rend le résultat de l'indice plus clair et permet de trouver une valeur de seuil empirique. La sélection de toutes les cellules de raster au-dessus ce seuil empirique met en évidence les surfaces d'eau. Les étapes de l'application de l'indice sont résumées dans la figure 31 :

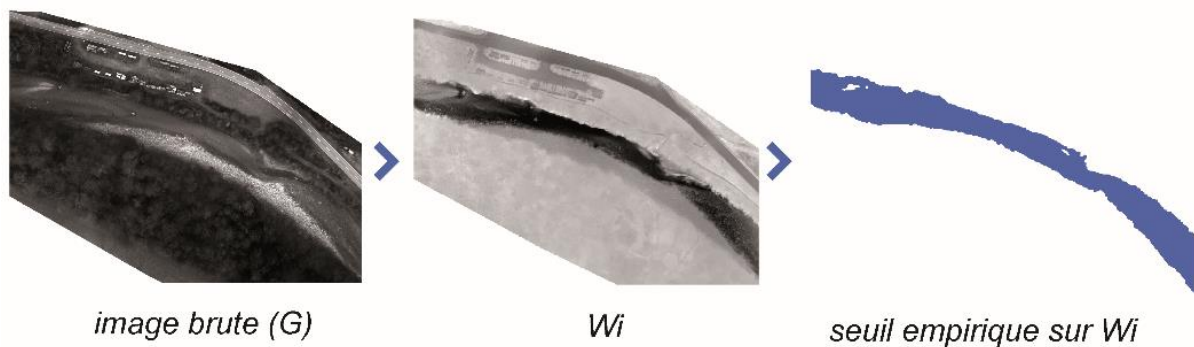


Figure 31 Schéma simplifié des étapes de la classification binaire eau/non-eau avec l'index Wi

Ensuite, afin d'améliorer le résultat, des opérateurs morphologiques peuvent être appliqués, dans ce cas une opération d'ouverture (*Opening*) avec une fenêtre 5x5 suivi d'une fermeture (*Closing*) avec une fenêtre 3x3. Cette opération ne se basant sur aucune « réalité de terrain » mais uniquement sur des critères géométriques, il convient d'être prudent, particulièrement lorsque les données de contrôles ne sont pas très fiables. Une fois une valeur seuil visuellement satisfaisante trouvée, il faut normalement, pour évaluer la classification, comparer cette dernière à une référence. Dans ce travail, pour des raisons de temps, une simple vérification visuelle de la classification d'après les différentes bandes spectrales (G, R, NIR, TIR), a été effectué. Ces choix seront discutés en détail dans la partie 5.

Un seuil empirique sur l'indice Wi est choisi pour sélectionner les surfaces d'eau. Des artefacts subsistent toutefois. Une analyse en composante connexe permet de sélectionner les surfaces classifiées supérieures à une certaine superficie, cela permet dans un premier temps d'exclure les routes, parfois apparaissant comme des faux positifs mais cela supprime aussi inévitablement les petites surfaces d'eaux isolées. Ensuite un « Opening » (fig. 32) soit une érosion suivie d'une dilatation est appliqué sur le raster résultant. Avec une fenêtre de 3x3, visuellement les essais ont montré que cela permet de lisser de manière optimale la classe eau, avec une perte minime de vrais pixels « eau » tout en éliminant la majorité des faux pixels « eau ». Cette méthode présente aussi l'avantage de n'inférer aucun faux positif.

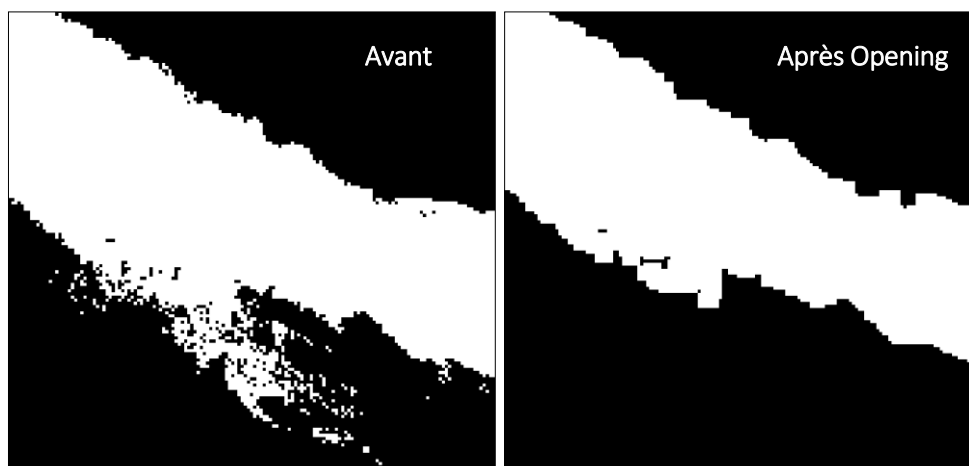


Figure 32 Emme, 15.11.2016. Masque eau Wi en blanc avant et après l'application d'un Opening de 3x3.

3.7.2. Classification K-means

Pour améliorer et automatiser davantage le processus de classification, une autre approche a été tentée en parallèle, une classification non supervisée en utilisant l'algorithme K-means. Ce dernier partitionne les données (les bandes spectrales) d'après un nombre k de clusters défini au départ, il place les objets dans le groupe du centroïde le plus proche, il recalcule le centre de gravité de chaque groupe, il réitère cette opération jusqu'à ce que les objets ne changent plus de groupe ou un nombre d'itération maximal défini. Les illustrations des étapes de la classification K-means sont résumées dans la figure 33 :

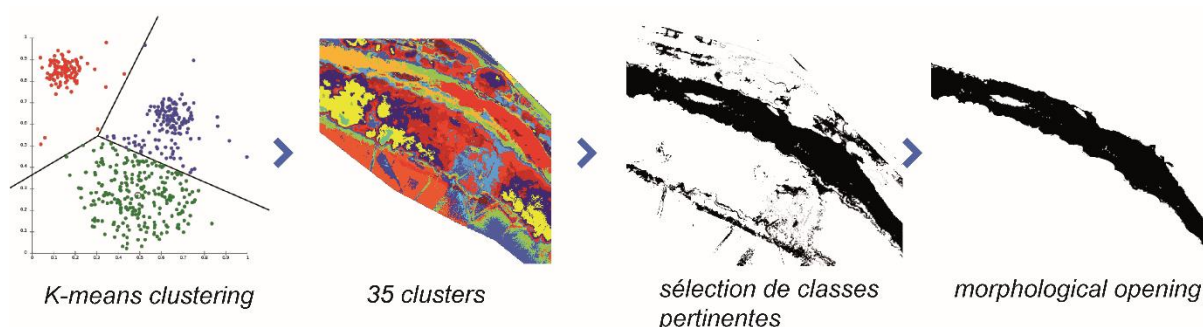


Figure 33 Schéma simplifié des étapes la classification par méthode K-means

La méthode de classification des Kmeans permet de crée des clusters de pixels selon leur similarité dans les différentes bandes spectrales. La méthode fonctionne par itération, dont le nombre maximal a été défini à 100.

Un désavantage connu du k-means est que l'initialisation se fait de manière aléatoire. L'algorithme n'est donc pas déterministe, et des résultats différents peuvent être obtenus en lançant l'algorithme plusieurs fois. Certains de ces résultats peuvent être très éloignés de la solution optimale. Les clusters (et donc classes dans ce travail) créés n'ont pas d'identifiant ou de caractéristiques indexables, pour chaque jeu de données, la sélection manuelle des classes doit donc être refaite.

3.8. Mise en évidence de gradients de température

Les gradients de températures à la surface des cours d'eau peuvent être représentatifs des convections et advections d'eaux sur l'ensemble de la colonne d'eau et représentent donc un bon moyen de déduire des exfiltrations d'eaux souterraines. Les deux sites d'études présentent des tributaires mineurs sur les sections d'étude, ils sont peu voir pas actifs aux dates d'acquisitions, ils n'ont pas fait l'objet d'une

cartographie mais les possibilités de leurs influences ont été considérées au cas par cas dans les analyses.

3.8.1. Gradients à l'échelle d'une section longitudinale

Pour analyser les variations spatiales de la température de surface d'un cours d'eau sur une section longitudinale, sur plusieurs centaines de mètres, ce sont les tendances qui sont intéressantes, plus que les variations ponctuelles. Des profils longitudinaux de température permettent de voir ces variations. Préalablement à leur traçage, l'application à la bande TIR à l'extension du masque eau, d'un filtre à fenêtre passante prenant la médiane dans un rayon de 5m (fig. 34) dans le cas de l'**Emme** permet d'exclure les pixels à valeurs extrêmes correspondant à des pierres isolées dépassant de l'eau et de baisser la probabilité de considérer des erreurs de mesure isolées du capteur. Le choix de la médiane et non de la moyenne s'est fait dans le but de ne pas considérer des pixels isolés dans les profils thermiques. Ce nouveau raster « lissé » (fig. 34, let. B) constitue la base pour l'établissement des profils thermiques longitudinaux de l'Emme.

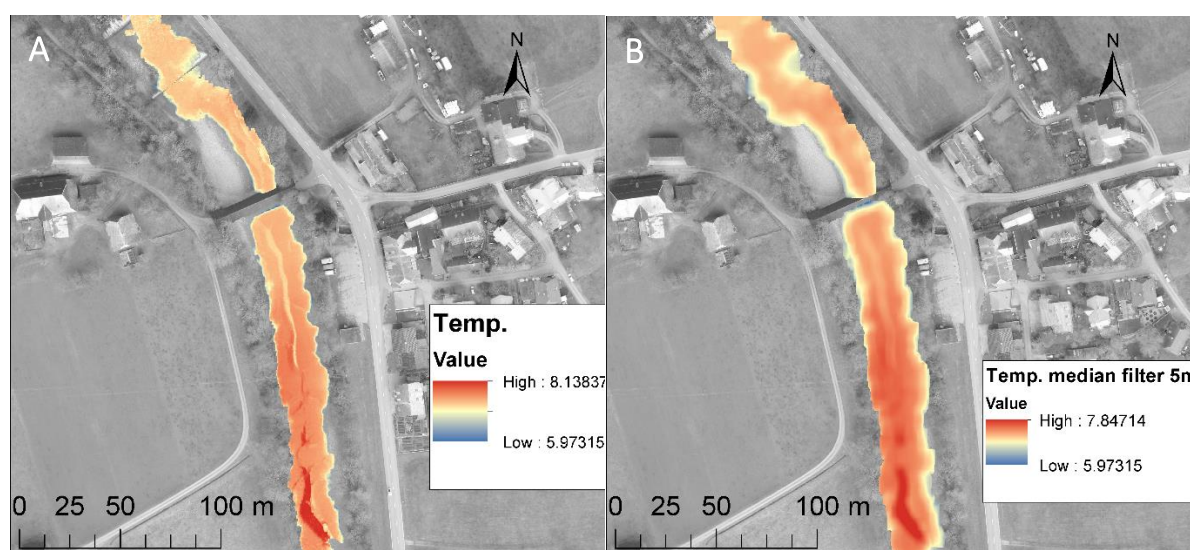


Figure 34 Température Emme le 15.11.2016, masque eau TIR brute (A) et après médiane mobile avec $r = 5$ m (B), mise en classe écarts-types. Fond : bande G.

Pour l'**Avançon de Nant**, la rivière étant beaucoup moins large, la même procédure est appliquée avec une fenêtre passante de 5x5 cellules prenant cette fois la valeur minimum, car on émet l'hypothèse que la rivière est toujours la surface la plus froide pour les acquisitions en été. Des essais avec la médiane ont aussi été effectués, il n'y avait pas de différences significatives entre les deux opérateurs, seul beaucoup de bruit en plus (parties émergées faussement classifiées en surface d'eau) avec l'usage de la médiane.

Les profils longitudinaux 1D des rivières ont été tracés manuellement sur le centre du masque eau et en vérifiant présence d'eau dans les bandes spectrale NIR et TIR également. Ce traçage a d'abord été tenté de manière automatique à partir de l'extraction des berges à partir du masque eau de la classification, puis du calcul de la ligne centrale en prenant la médiatrice entre deux points des berges opposées, eux-mêmes définis par les points d'une droite constituant la distance minimale entre les deux berges. Cependant cette technique a été abandonnée après divers essais car le masque eau n'est pas continu (fig. 35), les berges réelles ne sont donc pas directement extractibles, un important travail de corrections du raster aurait dû être effectué.

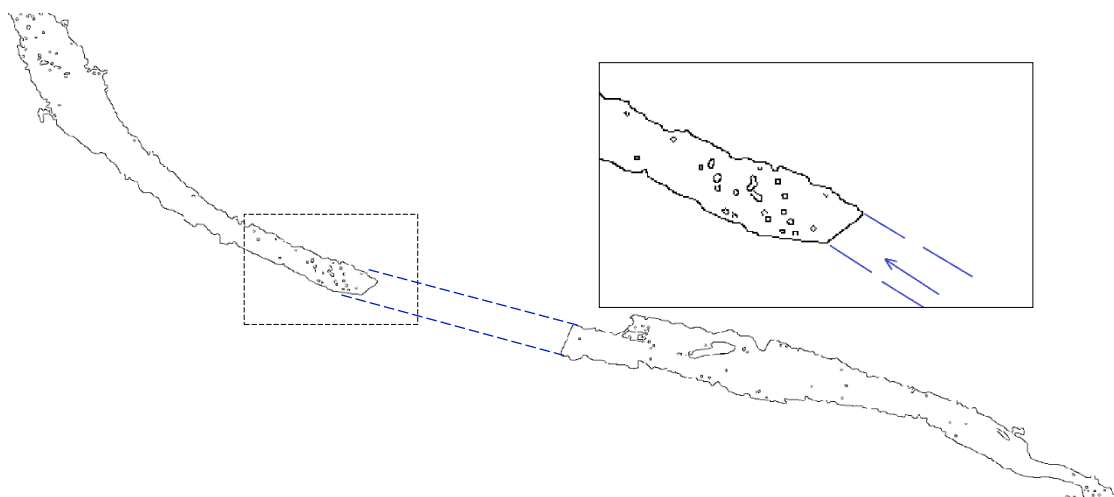


Figure 35 Emme, 15.11.2016. Contour du masque eau Wi du 15.11.2016

Les profils longitudinaux des cours d'eau ont ensuite eux-mêmes été lissés en par une fenêtre passante 1D extrayant la médiane sur une section de 16 m pour l'Emme et 12 m pour le VDN. Cela permet d'exclure au mieux encore les pixels restant faussement identifiés comme de l'eau. Les données non lissées des profils sont également tracées dans les graphiques pour comparaison et interprétation.

3.8.2. Gradient à l'échelle locale

Dans ce travail l'anomalie locale est définie comme des amas de cellules de températures significativement différentes de la température environnante de la rivière. Le repérage de ces zones s'est fait de manière visuelle en ajustant la symbologie d'abord en tronquant les rasters des valeurs aberrantes et ensuite en appliquant un étirement linéaire entre les valeurs des thermographies des rivières. Pour mettre en évidence les gradients de température plus fins, un étirement différentiel est appliqué aux valeurs centrales de l'histogramme du raster (étirement Gamma). Ces calibrations de visualisation sont effectuées sur le logiciel ArcMap 10.4. Pour apporter des indications quantitatives, la valeur TIR du centre de l'anomalie est comparée à la médiane d'un cercle de 5m de diamètre au centre de la rivière, perpendiculairement à l'anomalie. C'est donc le pixel local maximal en hiver et le pixel local minimal en été qui donne la valeur de l'anomalie.

3.9. Modèle numérique d'altitude

Afin de contextualiser les données de températures, et pour repérer d'éventuels problèmes de projection dans la bande TIR qui seraient liés aux gradients d'altitudes, un modèle numérique d'altitude (MNA) est créé par photogrammétrie « structure from motion ». Cela s'est fait à partir de la bande verte sur le logiciel Pix4D, additionnellement, un MNT, donc un MNA sans les arbres essentiellement est produit dans Pix4D qui intègre un tel algorithme. Les MNA créés datent du 15.11.2016 pour l'Emme et du 12.09.2016 pour le VDN. Vu son usage essentiellement qualitatif, le MNA n'est pas analysé dans les résultats et seul une vérification visuelle a été effectué à partir d'une vue en relief ombragé. Les lignes de contours à différents intervalles d'altitude sont extraites pour la visualisation et l'interprétation des orthomosaïques TIR.

4. Résultats

Au total huit campagnes de terrain ont été menées, quatre sur chaque site d'étude. Les caractéristiques de chaque campagne sont décrites dans le tableau 3. Les données étant hétérogènes dans leur qualité et leur couverture spatiale, tous les jeux de données ne sont pas aptes à toutes les analyses. Les caractéristiques principales des conditions d'acquisition et des données sont décrites ci-après :

Vallon de Nant :

- 19.07.2016 : Couverture TIR de la partie basse uniquement, vers l'alpage et la lisière de la forêt uniquement, problème de réchauffement dû au soleil et crash au sommet d'un épicéa de 30m avortant la campagne de mesure. Pas de vols en MS.
- 08.09.2016 : vols TIR dans de bonnes conditions environnementales, multiples crashes sans dégâts dû au faible signal satellite. Pas de vols en MS par manque de signal satellite.
- 12.09.2016 : vols sans problème de signal GPS, avec réchauffement dû au soleil sur la partie haute. Vols en MS avec des nuages passants créant des hétérogénéités de réflectances.
- 07.12.2016 : vol sur la partie basse uniquement pour cause d'absence d'écoulement plus en amont. Conditions très sèches, uniquement présence d'exfiltration d'eaux souterraines.

Emme :

- 15.11.2016 : Vols dans de bonnes conditions, TIR, MS, RGB. Ciel couvert. Plusieurs problèmes techniques d'interaction drone/caméra TIR au début.
- 25.01.2017 : Vols RGB uniquement car rivière gelée en grande partie.
- 03.08.2017 : Vols sans problèmes, le soir, TIR, sans MS.
- 04.08.2017 : Vols sans problèmes, le matin, TIR et MS.

	Vallon de Nant				Emme			
Date [j/m/a]	19.07.16	08.09.16	12.09.16	07.12.16	15.11.16	25.01.17	03.08.17	04.08.17
# vols, TIR	4	5	8	6	10	6	3	6
Heure de vol, TIR	09 :44 – 10 :29	07 :30 – 08 :53	10 :46 – 11 :57	08 :35 – 09 :43	07 :20- 08 :22	-	19 :30 – 20 :17	05 :19 – 06 :18
# images TIR	5045	7034	5750	6074	6898	-	8758	9229
Résolution TIR [cm]	19.12	22.76	23.58	14.45	30.39	-	22.8	22.8
# images Multispec	-	-	815	236	327	-	-	248
Résolution Multispec [cm]	-	-	15.16	14.01	14.23	-	-	19.2
Vols avortés, y.c. crashes	1	2	-	2	2	2	-	2
Météo	beau	beau	nuages passants	beau	couvert	couvert	beau	beau
T. air [°C]	20	5	13	-7	6	-8	22	16
T. eau [°C] en aval	6.5	6.9	8.2	6.5	?	-	22.4	18.5
Débit aval [m³/s]	1.249	0.461	0.418	0.284	1.8	0.2	0.91	0.69
Turbidité apparente	Clair	Clair	trouble	Clair	Clair	Clair	Clair	clair
Commentaires	Crash au vol #4	2 crashes, mauvais signal GPS, pas de dégats	Soleil sur partiel en TIR	Partie haute et médiane gelée, sèche		Rivière en grande partie gelée		

Tableau 3 Données produites, analysées et métadonnées correspondantes

4.1. Qualité des orthomosaïques MS et TIR

Pour mettre en perspective les résultats des parties suivantes, la qualité des données est analysée dans cette partie, des explications plus détaillées sont formulées en partie 5.4.

Les orthomosaïques TIR et MS produites sont illustrées dans les annexes 8.2 à 8.5 ; 8.10 à 8.12 ; 8.16 à 8.19. Les données brutes acquises dans des conditions non optimales présentent des hétérogénéités de réflectance. Par exemple, le 12.09.2016 au VDN, des ombres de nuages sont visibles sur les différentes bandes MS (Fig.36), les ombres sont présentes à différents endroits selon la bande spectrale.

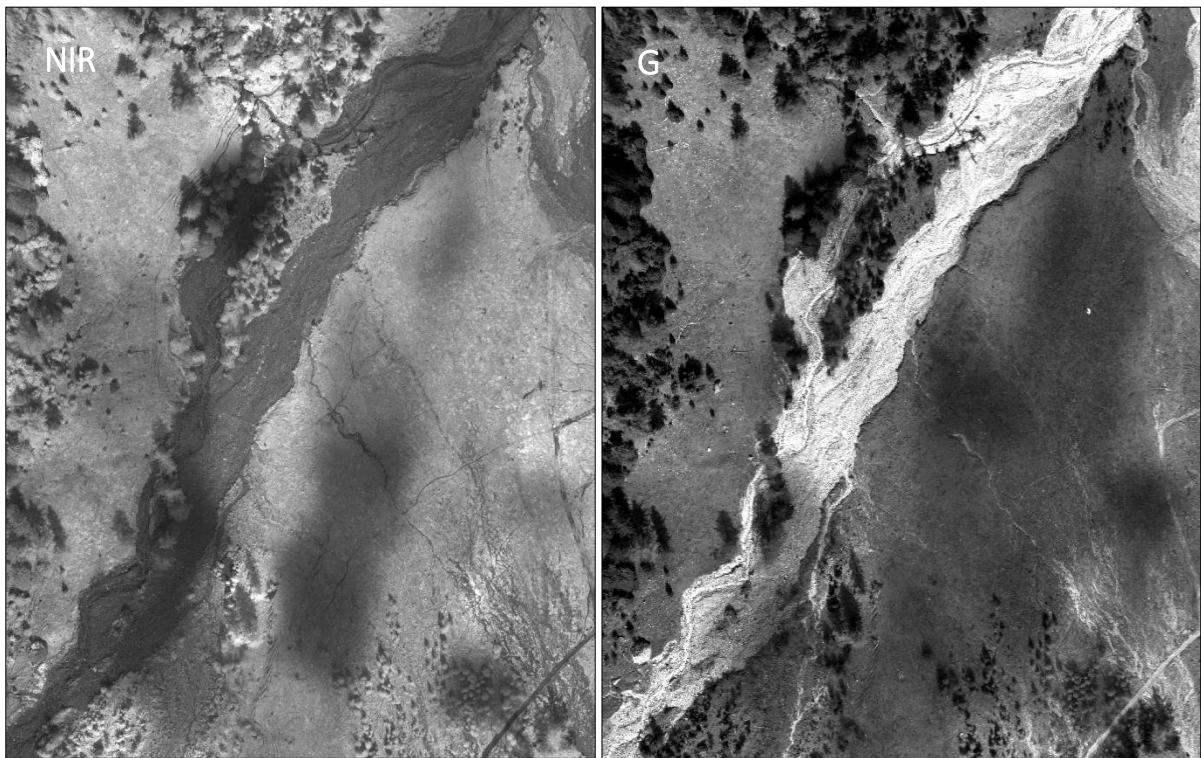


Figure 36 Illustrations de réflectances hétérogènes, Bande NIR et bande G du 12.09.2016 au VDN.

Sur les rasters TIR, le 08 et 12.09.2016 (Fig. 37) par ex. de nombreux artefacts sont présents, surtout en bordure extérieure des rasters.

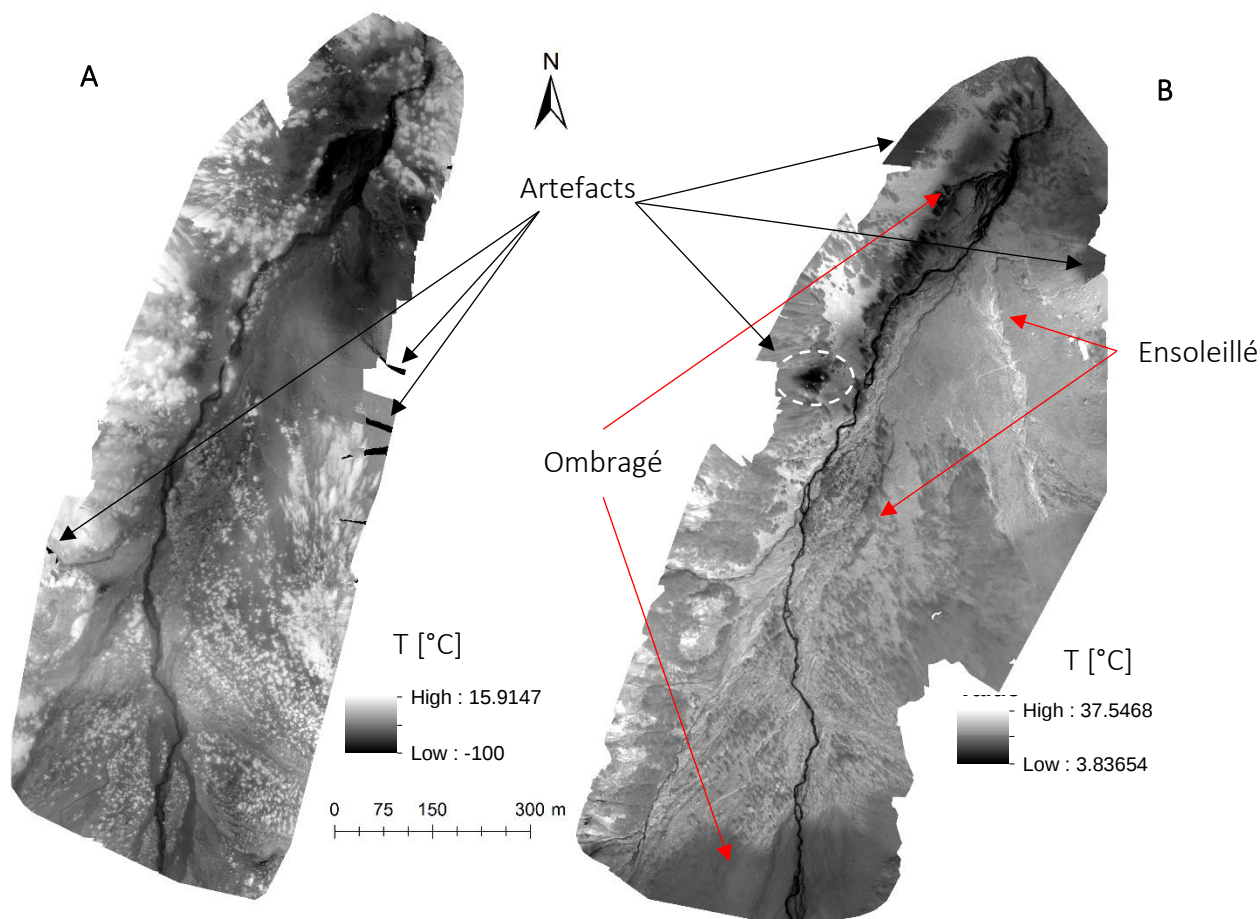


Figure 37 VDN, orthomosaïques TIR du 08.09 (A) et du 12.09.2016 (B), VDN, Mise en classe « percent clip ».

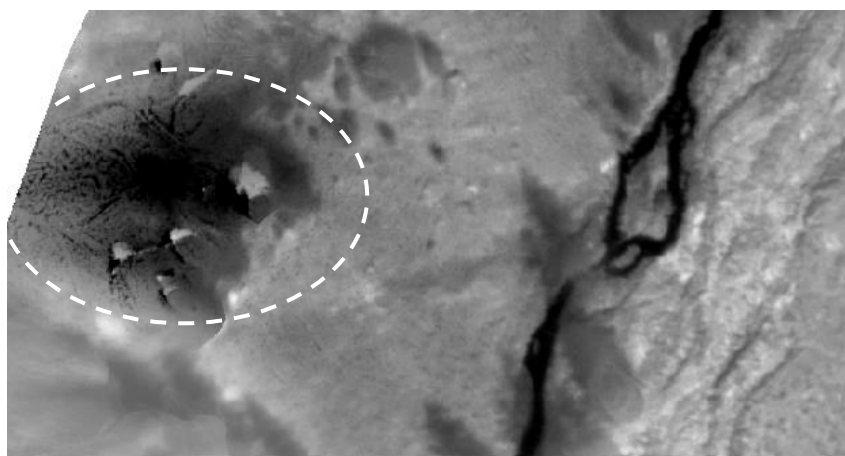


Figure 38 VDN, extrait de l'orthomosaïque du 12.09.2016. Bande TIR, artefact supposé entouré en traitsillés.

Sur les données de l'Emme, les artefacts sont plus nombreux, en TIR, des zones pseudos froides (noires) sont présentes, surtout dans les zones de forêt (fig 38, 39 let.A). Dans les données MS, les mêmes problèmes de mosaïques peuvent se produire, par exemple le 04.08.2017 vers Aeschau, Emme, où une route est discontinue, décalée de plusieurs dizaines de mètres sur le raster de la bande G par ex. (fig. 39 let. B). Dans les données TIR du 15.11.2016, les orthomosaïques ne sont pas continues et présentent plusieurs « trous » (annexe 8.10) un sur une section de 100m et l'autre sur 150m.

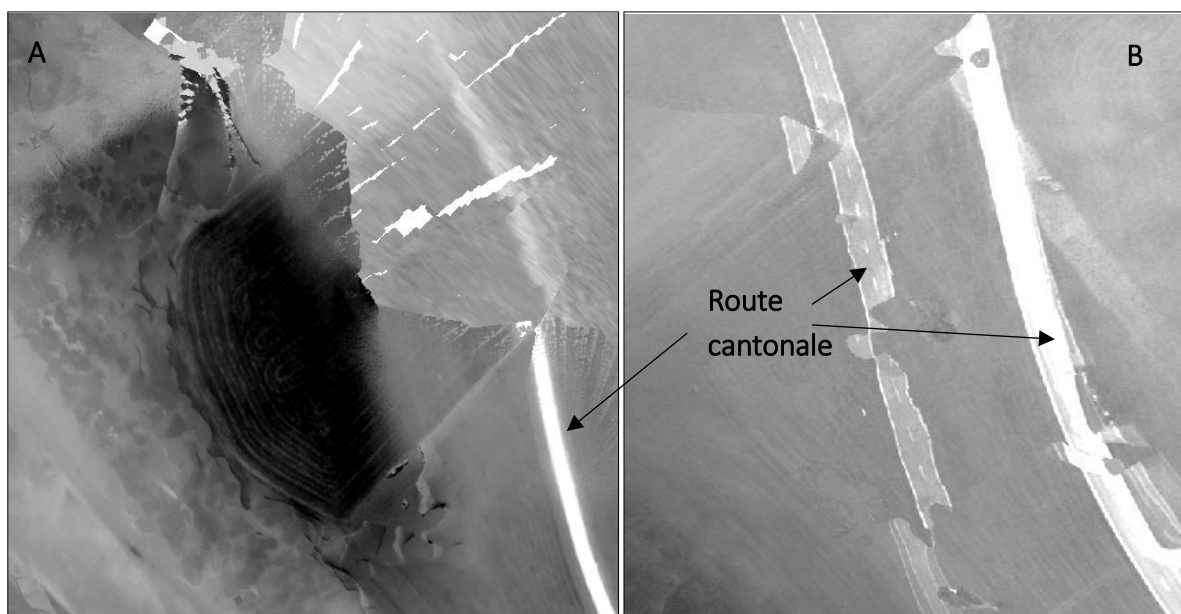


Figure 39 Extraits d'orthomosaïques TIR (A) et bande G (B) du 04.08.2017 présentant des problèmes d'assemblage.

Les orthomosaïques issues d'acquisitions effectuées dans des intervalles de temps plus courts et par conséquent dans des conditions environnementales plus homogènes présentent moins d'artefacts, par exemple le jeu de données brute du 07.12.2016 dans le VDN (fig. 40) est non altéré.

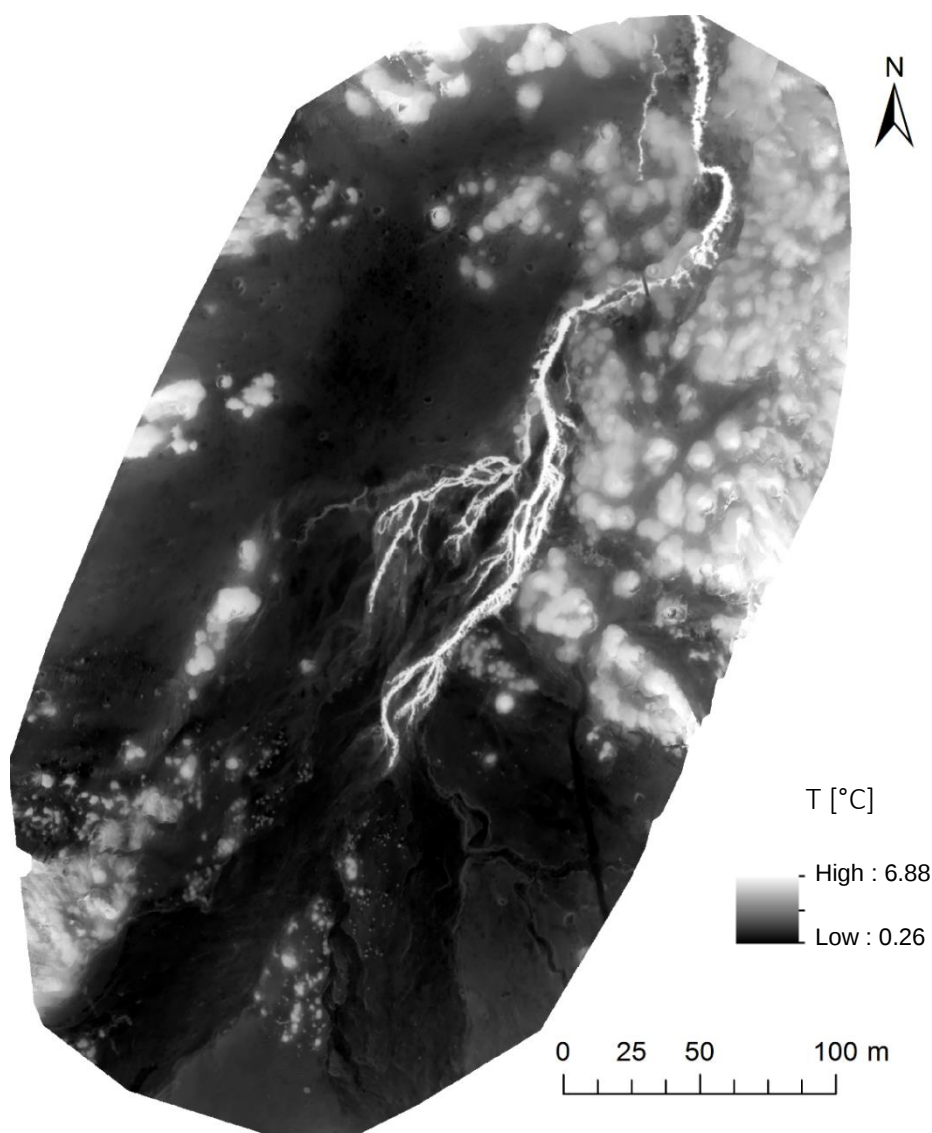


Figure 40 VDN. Orthomosaïque TIR du 07.12.2016, Mise en classe « percent clip ».

Les orthomosaïques créées selon les différentes images TIR contiennent des erreurs de projection dans les zones avec d'importants gradients d'altitude localisés, comme dans le cas des arbres (fig. 41). Ils obstruent la vue sur la rivière sous certains angles, les valeurs de l'orthomosaïque provenant de plusieurs images, si un arbre obstrue la rivière sur une image, cette valeur influe sur le résultat, le pixel sous-jacent est donc une combinaison des températures des différentes surfaces. Ces zones sont donc à interpréter avec prudence ou à exclure. L'analyse d'images individuelles s'avère intéressante dans ce cas.

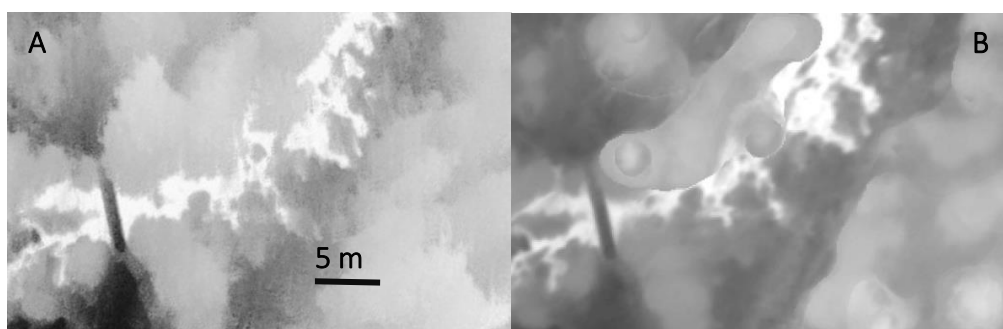


Figure 41 Image thermique originale (A) et capture issue de l'orthomosaïque (B) d'une même zone du VDN. Prise de vue du 07.12.2017, vers 08h GMT, sans illumination solaire, résolution : 15 cm. THM_00145_00541

Une des difficultés d'interprétation d'images TIR est de savoir quel type de surface on regarde, en effet, avec la résolution réduite (20cm...) et l'émissivité différente des objets fait que deux objets très différents peuvent émettre à la même intensité, les confusions sont donc aisées. L'utilisation de bandes spectrales supplémentaires peut faciliter les interprétations, dans le cas de l'eau, la bande NIR permet de la distinguer facilement de la végétation, l'eau absorbant largement le rayonnement dans cette longueur d'onde. En plus de cela l'utilisation du MNA permet de repérer les arbres ou autre obstacles verticaux obstruant (fig. 42).

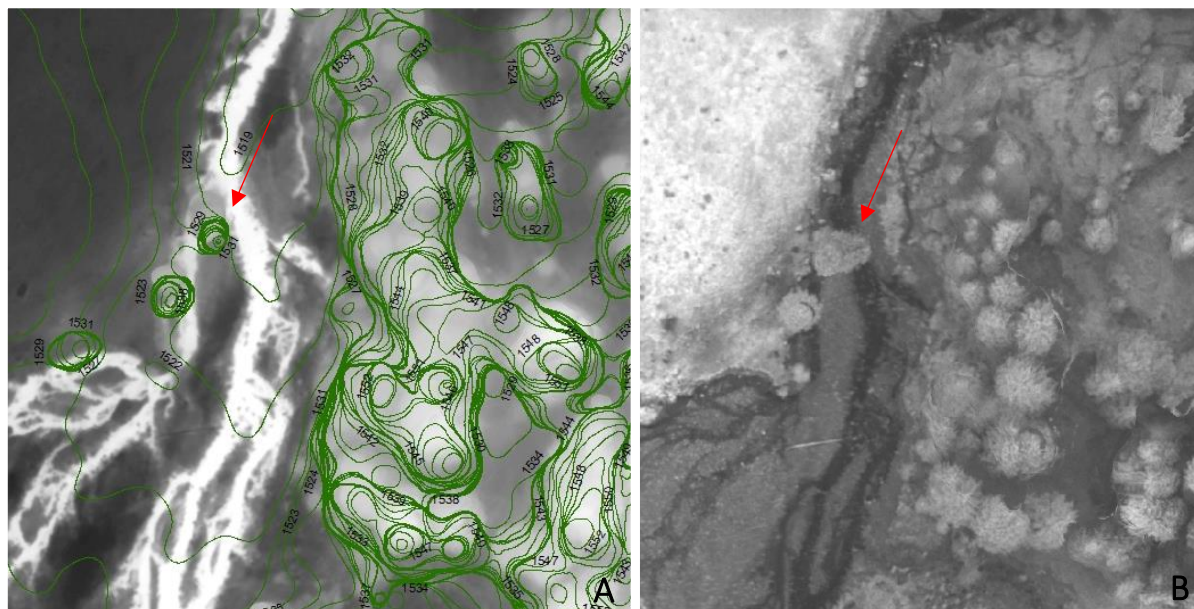


Figure 42 VDN. 07.12.2016. Isolignes d'altitude basées sur le DSM de la bande G sur fond de carte thermique (A). Et bande NIR de la même zone (B). Mise en évidence par la flèche rouge d'un arbre obstruant la vue sur la rivière.

L'utilisation de différentes bandes pour l'interprétation doit toutefois se faire de manière prudente, l'altitude de vol et l'angle des prises de vues n'étant pas identique, un arbre peut par exemple recouvrir une zone de rivière dans une bande (NIR) mais pas dans une autre (TIR) (fig. 42, flèche rouge). Sur la rivière de l'Emme, bordée de forêt, cela pose particulièrement problèmes pour les classifications. Des prises de vues uniquement à nadir avec la rivière seraient idéales, cependant les surfaces d'eaux présentant quasi aucun points de correspondance, cela rendrait l'orthomosaïque très mauvaise pour la rivière Emme, plus large. Du point de vue de l'obstruction, des prises de vues en hiver, sans feuillage, sont préférables.

En bande TIR plusieurs anomalies de températures semblent être des artefacts (fig. 43), mais il est difficile de confirmer ou d'infirmer ces hypothèses même avec les rasters MS. La géométrie régulière (fig. 43 let. B) ou la continuité de l'anomalie sur la terre ferme (fig. 43 let. A) renforcent toutefois ces doutes. Sur la rivière Emme, nombre de ces artefacts supposés pourraient être dû à l'assemblage des orthomosaïque, issue d'image avec des ombres d'arbres différenciées sur une même zone. La zone de l'Emme étant bordé d'arbre sur sa plus grande partie, ces artefacts sont observés en de nombreux endroits.

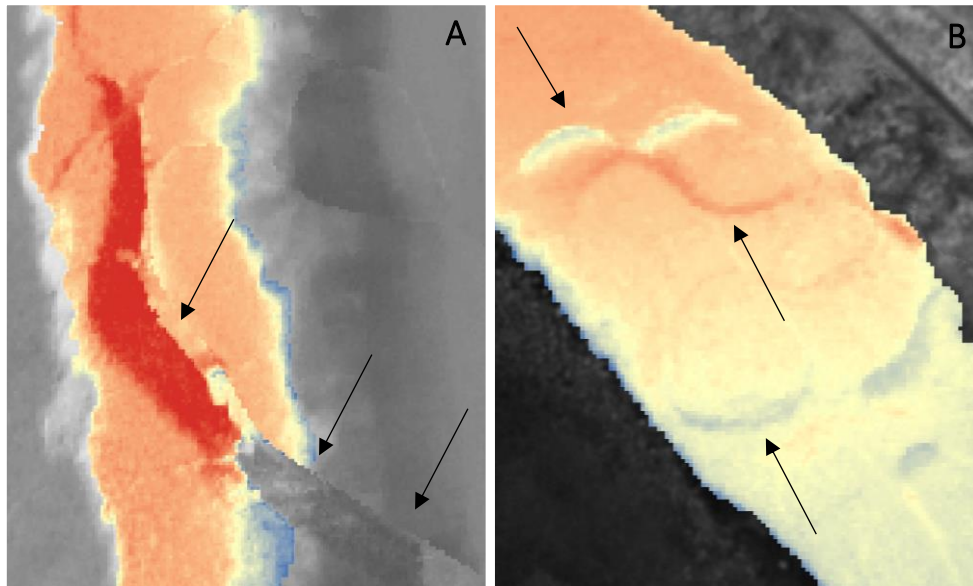


Figure 43 Emme, 15.11.2016.Exemple d'artefacts probables, bande TIR surface d'eau en couleurs et bande TIR non-eau en nuances de gris.

4.2. Validation des températures télédétectées

Les mesures de température d'eau in-situ (T-logger) et les mesures télédétectées (T-teledetec) ont été comparées, seuls les relevés des dates du 8 septembre, 7 décembre 2016 au VDN et du 3 et 4 août 2017 sur l'Emme sont pourvus de loggers. Le 12.09.2016, les loggers placés le 08.09 n'avaient plus de mémoire et n'ont donc pas pu enregistrés de valeurs. Le 15.11.2016 sur l'Emme, aucun logger n'a été placé.

La comparaison des mesures T-logger et T-teledetec pour tous les sites et les quatre dates disponibles montrent une relation linéaire à priori (fig. 44). Les données du 08.09.2016 montrent une dispersion plus importante que les autres acquisitions.

Le nombre de loggers étant faible, la comparaison mérite d'être analysée plus en détail par site d'étude.

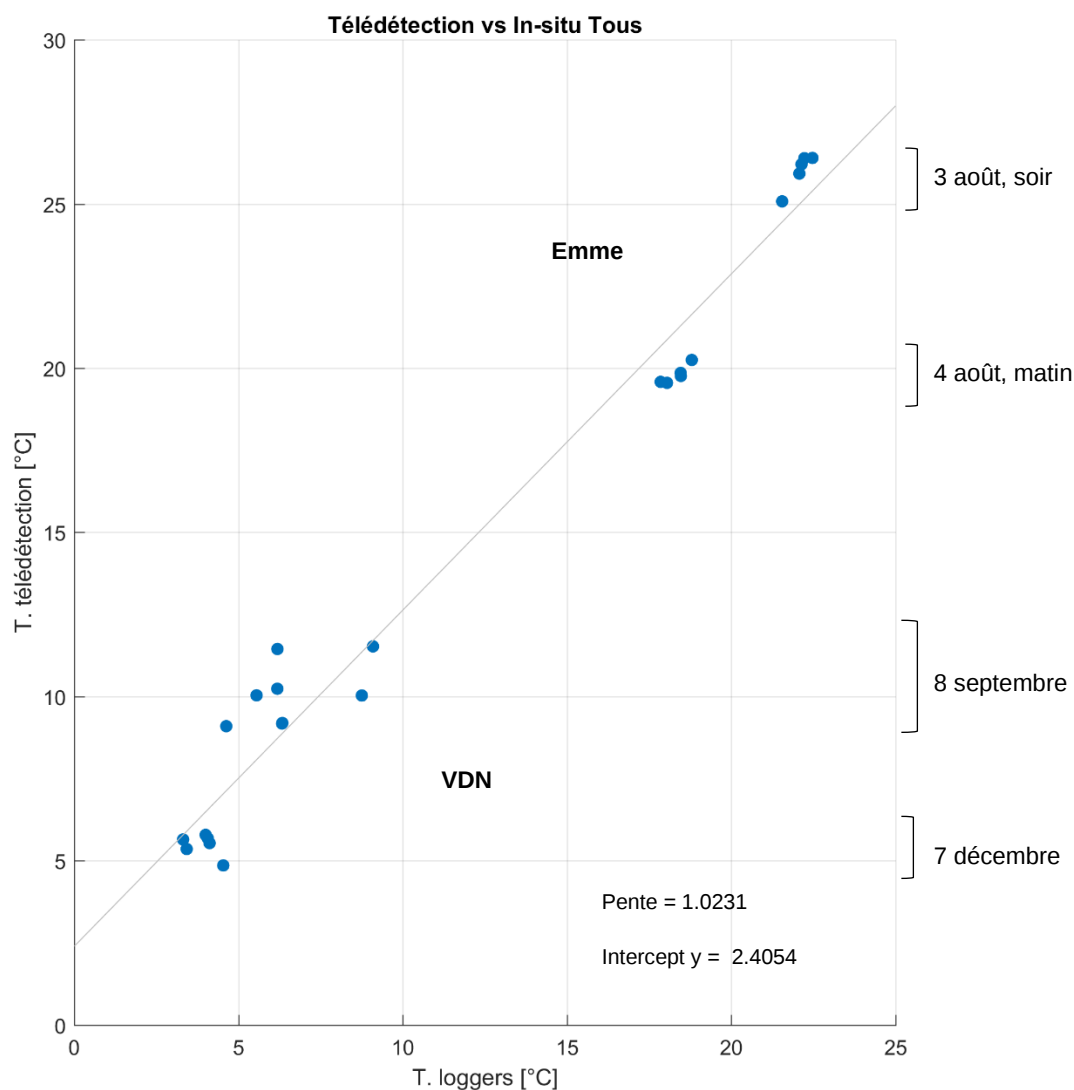


Figure 44 Comparaison de mesures in-situ de la température avec mesures télédétectées au même emplacement, Emme et Vallon de Nant. Ligne : Fonction linéaire ajustée par moindres carrés.

4.2.1. Vallon de Nant

Sur l'Avançon de Nant, le 8 septembre 2016 le matin, les températures in-situ mesurées sont inférieures d'environ de 4.5 à 6.5°C aux mesures télédétectées. Les valeurs des sept loggers placés à divers endroits ne montrent pas de relation claire avec les valeurs télédétectées du relevé TIR. La plage de valeurs des pixels environnants les points de loggers dans une fenêtre de 5 cellules est illustrée par la barre d'erreur orange (fig. 45).

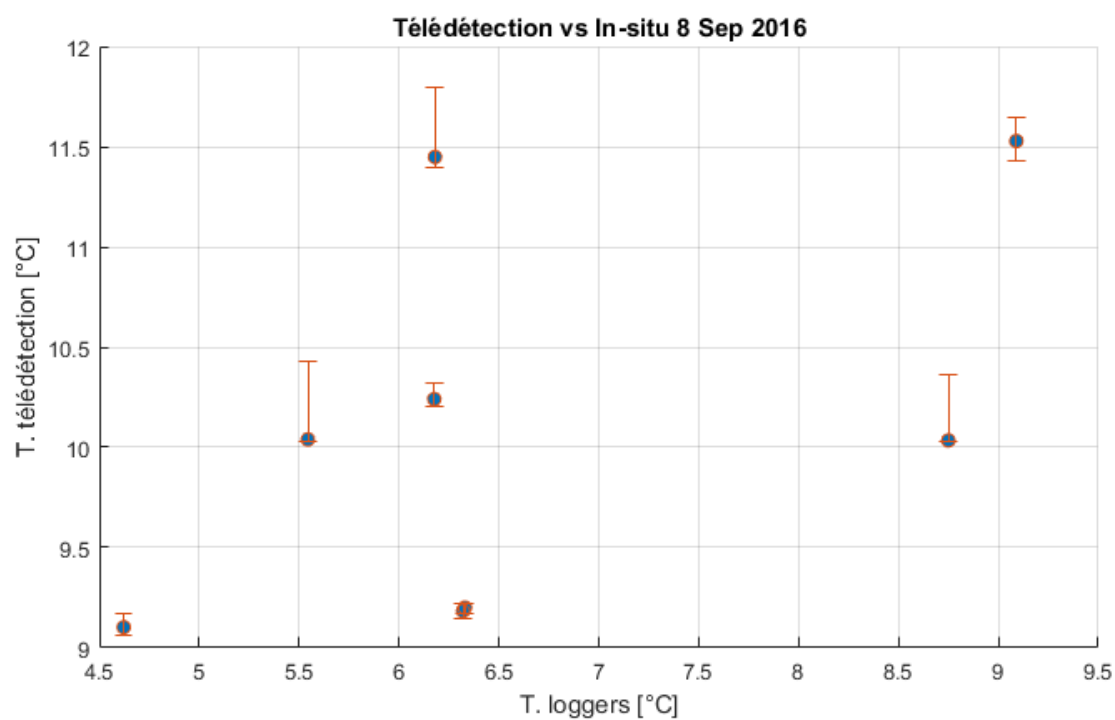


Figure 45 Comparaison de mesures in-situ de la température avec les mesures télédétectées au même emplacement, VDN. Barre d'erreur orange représentant la plage de valeurs de températures télédétectées dans un carré de 5 cellules de surfaces classées « eau ».

Le 7 décembre 2016 le matin, les températures in-situ mesurées sont inférieures d'environ de 0.3 à 2°C aux mesures télédétectées (fig. 46). Les 2 moyens de mesures ne présentent pas de relation claire. Le bruit prédomine en raison des écarts de température très faibles. L'étendue de l'erreur est élevée.

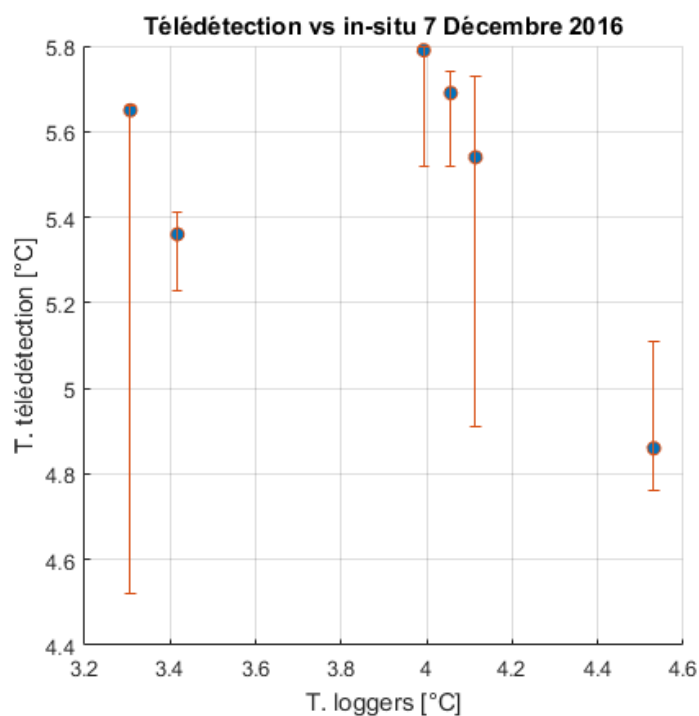


Figure 46 Comparaison de mesures in-situ de la température avec les mesures télédétectées au même emplacement, VDN. Barre d'erreur orange représentant la plage de valeurs de températures télédétectées dans un carré de 5 cellules de surfaces classées « eau ».

4.2.2. Emme :

Sur l'Emme, le 3 août 2017 au soir, les températures in-situ mesurées sont inférieures d'environ 4°C aux mesures télédéfectées (fig. 47). Le 4 août au matin elles sont inférieures de moins de 2°C. Les valeurs des cinq loggers placés à divers endroits montrent une relation linéaire avec les valeurs télédéfectées sur les 2 relevés TIR.

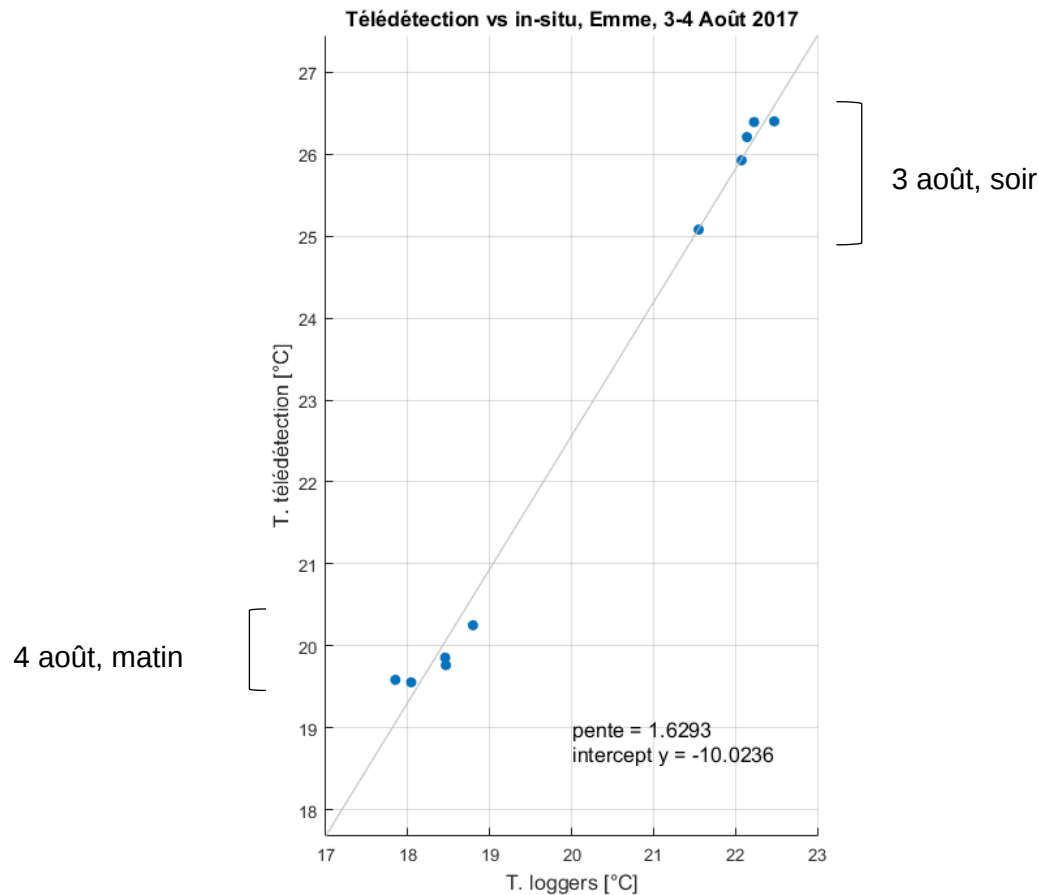


Figure 47 Comparaison de mesures in-situ de la température avec mesures télédéfectées au même emplacement, Emme.
Ligne : Fonction linéaire ajustée par moindres carrés.

4.3. Classifications

Des classifications des surfaces ont été effectuées à l'aide des bandes MS et TIR, les deux méthodes : K-means et indice Wi ont été testées pour discriminer les surfaces, mais seul la meilleure classification a été gardée, à l'exception des données du 15.11.2016 sur l'Emme, qui fait office de comparatif des deux classifications. Les classifications n'ont pas été effectuées pour les données du 07.12.2016 de la partie basse du VDN, en raison de l'intérêt moindre (zone couverte limitée). Pour l'Emme, les données MS ayant été acquises uniquement le 03.08.2017, elles ont également été utilisées pour la classification du 04.08 à la hauteur d'eau similaire. Les résultats et résultats intermédiaires sont décrits ci-après.

4.3.1. Vallon de Nant

Pour le VDN, la méthode **K-means** n'a d'abord pas permis d'isoler les surfaces d'eau de manière très satisfaisante, différentes combinaisons de bandes ont été testées : 1) toutes les bandes MS et TIR. 2) uniquement les bandes MS 3) La bande TIR et la bande RE (moins d'ombres). Le paramétrage, que ce soit en 10 classes ou 35 n'a pas permis de discriminer les surfaces d'eau car elles étaient distribuées

dans des classes regroupant de grandes surfaces non-eau (annexe 8.27) et relié à elles de manière continue, des opérations morphologiques étaient donc inutiles.

La bande RE présentant moins d'ombres visibles, elle a ainsi été utilisée dans l'indice NDWI modifié et donnant le sous-indice NDWI_RE (partie 3.7.1). Ce sous-indice (fig. 48), bien que donnant des résultats moyens, est visuellement plus convaincant d'autres essais avec les bandes MS.

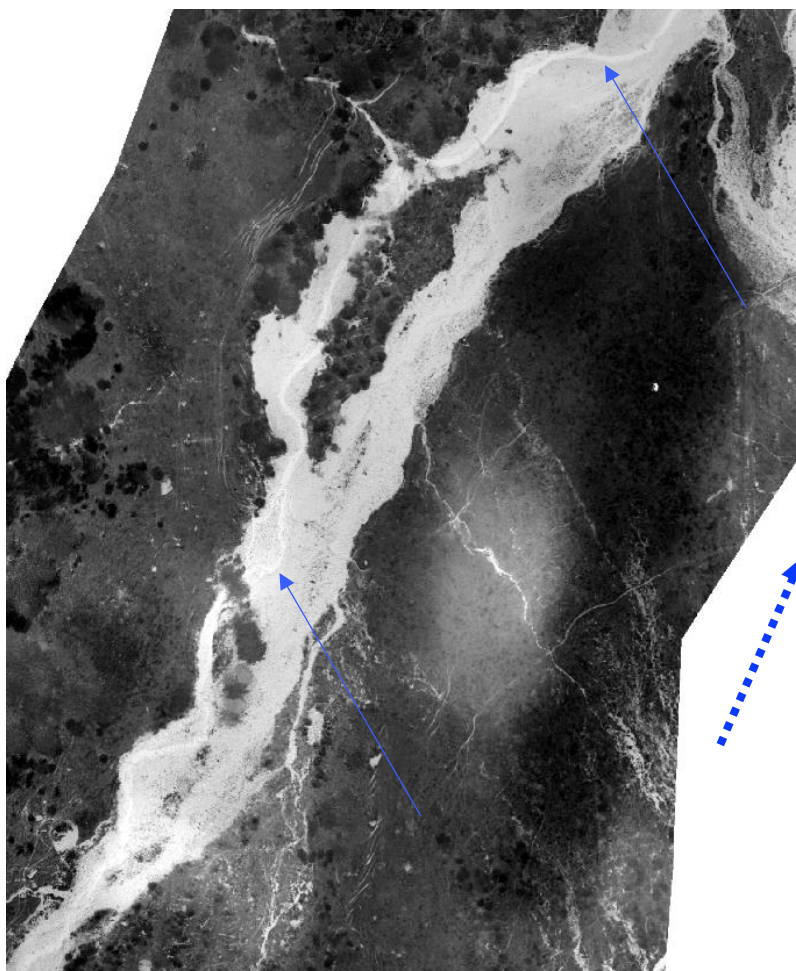


Figure 48 VDN, 12.09.2016 zone médiane. Extrait du raster Indice NDWI_RE. Indication du cours d'eau effectif par les flèches bleues.

L'utilisation de l'indice **Wi** (annexe 8.6) a permis de classifier de manière plus satisfaisante les surfaces d'eau (fig. 49). Les tributaires 1 et 3 (T1 et T3, fig. 49) étaient sans écoulements ce jour-là (constat de terrain) et sont donc correctement non pris en compte par la classe eau. Le tributaire 2, présentant un léger filet d'eau le 12.09.2016, et très creusé, n'a pas pu être classifié comme eau par l'indice Wi, il s'agit de faux négatifs.

La classification Wi brute des surfaces d'eau au VDN le 12.09.2016 totalise 13'504 m². Après une opération morphologique *closing* 3x3 suivi d'un *opening* 3x3, ainsi qu'une analyse en composante connexe retirant des zones isolées issues d'artefacts (A1, A2, A3, fig. 49) et les surfaces d'eau représentent encore 12'135 m². Les opérations morphologiques retirent donc 1369 m² soit environ 10%, de surfaces eaux considérées comme faux positifs.

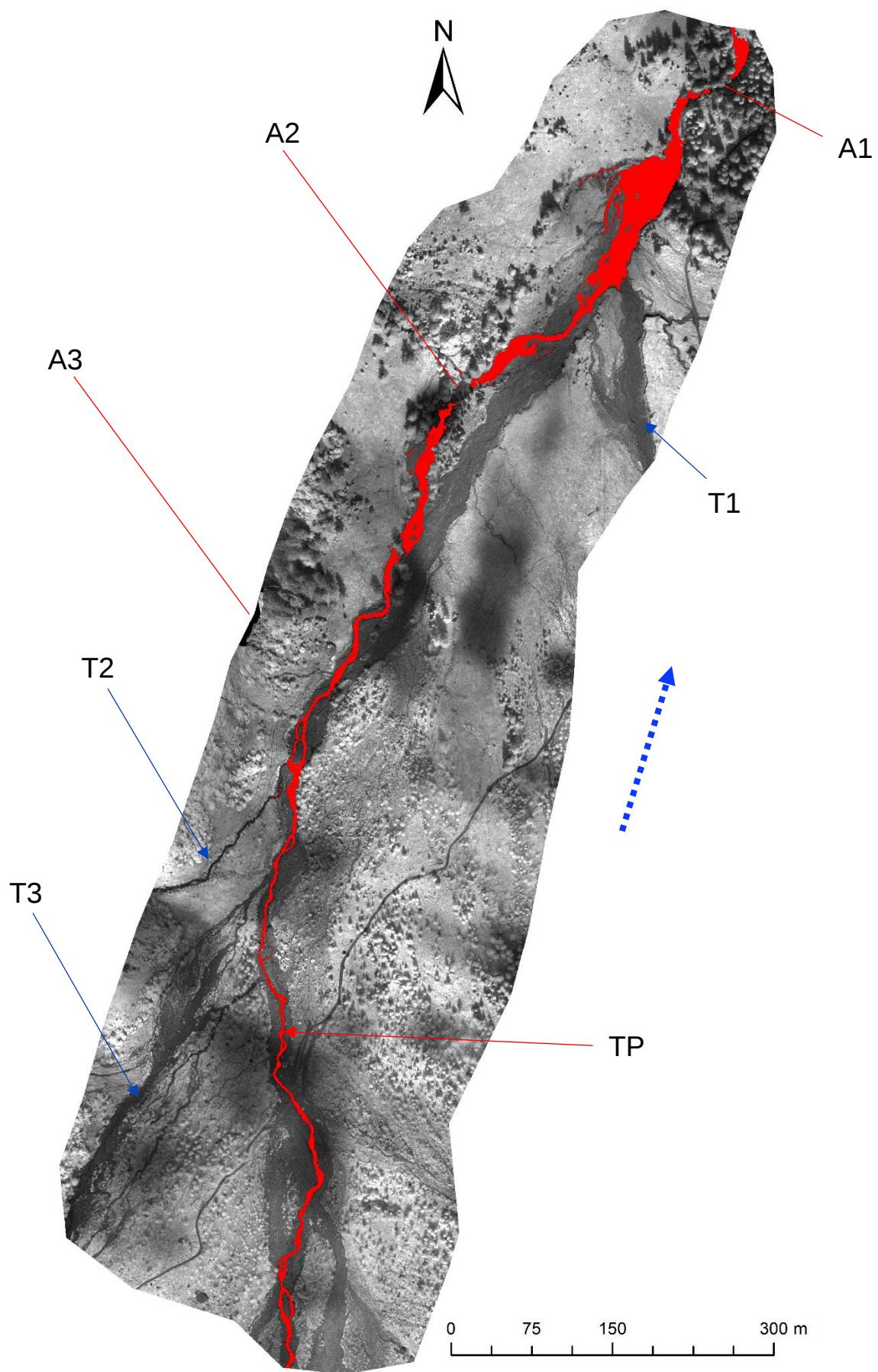


Figure 49 VDN, 12.09.2016. Surface eau en rouge selon classification indice W_i , après opérations morphologiques. TP : Torrent principal. T1 à T3: tributaires. Fond : bande NIR. A1 à A3 : zones principales retirées par opérations morphologiques.

Au vu de l'échec de la classification K-means au VDN, il a été tenté une solution hybride par k-means : L'utilisation du NDWI_RE et de la bande TIR (Fig. 50) a permis d'améliorer les résultats de classification dans la méthode K-means (fig. 47), c'est donc un résultat test prenant des éléments de chaque méthode. Qui est tout de même encore davantage bruitée que le masque de l'indice Wi, même avant opérations morphologiques.

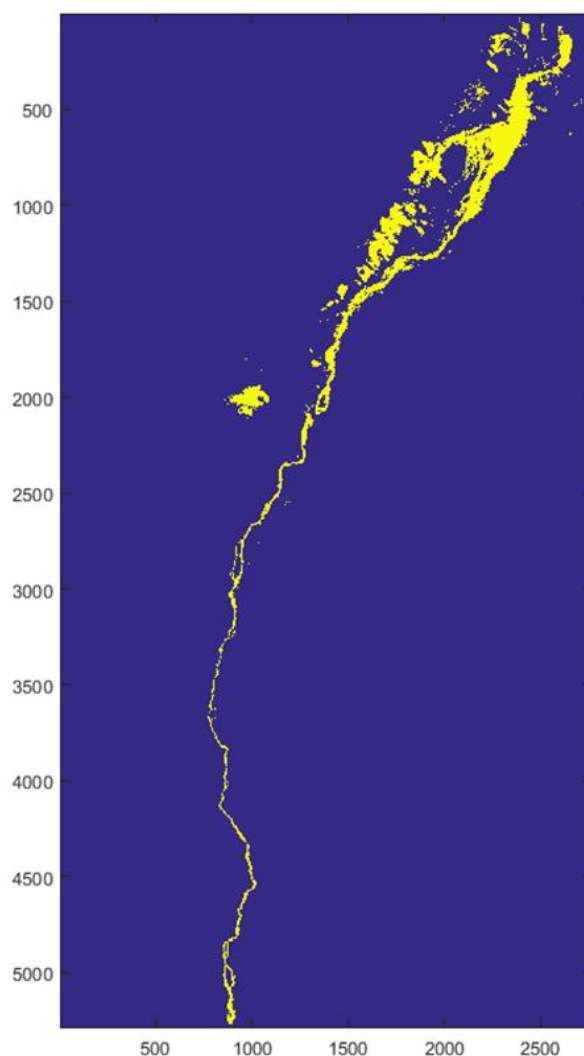


Figure 50 VDN, 12.09.2016. Classification K-means bruitée des surfaces d'eau basée sur NDWI et TIR, sélection manuelle de 5 pertinentes de 35 classes. Aval en haut de l'image.

4.3.2. Emme

Le 15.11.2016 sur l'Emme, des erreurs d'assemblage d'orthomosaïques TIR font que son géoréférencement avec des erreurs élevées en plusieurs zones, d'importantes distorsions, non corrigeables sans une importante extrapolation de valeurs. L'usage de l'indice Wi (annexe 8.13 ; fig. 51) a donné des résultats visuellement meilleurs que la classification K-means, notamment car il donne davantage de pondération à la bande TIR, qui certes est mal géoréférencée mais qui est l'objet d'analyse au final.



Figure 51 Extrait de carte de l'indice Wi sur l'Emme le 15.11.2016

La classification K-means en 35 classes (fig. 52) montre que l'eau est contenue dans une multitude de classes. Les tests avec un nombre de classe inférieurs, ont créé beaucoup de faux positifs. Discutés en détail en partie 5.5.2.

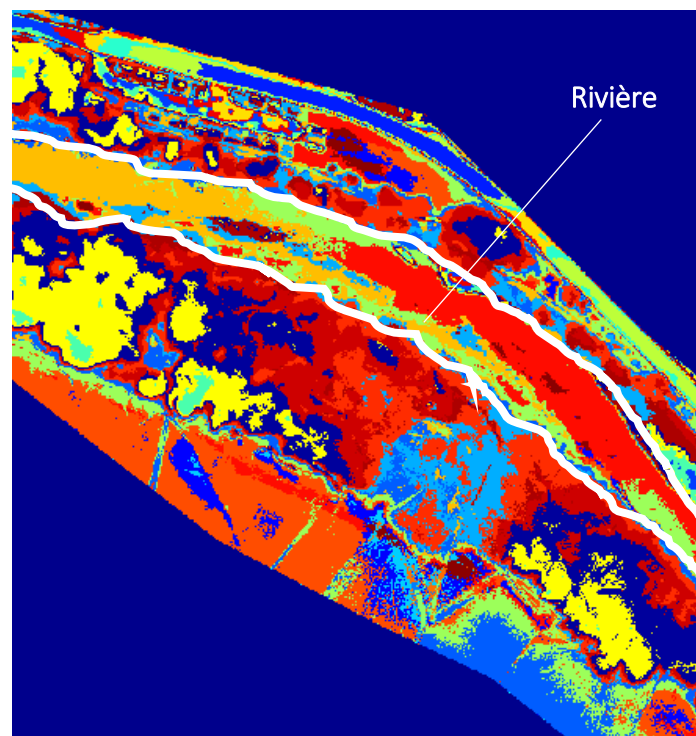


Figure 52 Extrait d'une zone classifiée par k-means (35 classes) avant la sélection des classes pertinentes. Surface d'eau entouré manuellement en blanc.

4.4. Variations de températures à l'échelle de la section

4.4.1. Vallon de Nant

La figure 53 illustre tous les profils de températures au VDN, ils ne commencent pas tous tout en amont car l'extension des rasters TIR est divergentes selon les dates.

On constate d'abord que les données subséquentes du 8 et 12 septembre 2016 acquises à des débits très similaires possèdent d'importantes différences de température. 4°C à l'amont puis il y a une baisse du ΔT progressivement en direction de l'aval de la zone, jusqu'à un ΔT de 1 à 2°C. On observe également que les données du 12.09, exposés au soleil, sont nettement plus variables, signe probable de réflexions TIR dû au soleil. Il y a tout de même des tendances similaires, en particulier : D'abord une augmentation de la température en allant vers l'aval, tendance qui s'inverse à la distance de 300m à l'amont pour le 08.09 et à 520 m pour le 12.09. Puis les deux profils continuent à baisser en température en direction de l'aval, le profil du 12.09 est ponctué d'importants sursauts toutefois. Le 19.07, le profil, qui commence à 650m de l'amont, augmente légèrement en température puis survient une augmentation rapide suivi d'une baisse significative des températures à la distance amont 1100 m. Cette baisse se poursuit jusqu'à l'aval de la zone d'étude. Le profil du 07.12, disponible seulement pour la partie aval, est très proche du profil du 08.09 (fig. 54).

Globalement, sur le haut de la zone du VDN, on observe en septembre, une augmentation suivi d'une baisse des températures, puis en zone médiane à toutes les dates une stabilisation ou une zone décorrélée, et ensuite à nouveau une baisse générale des températures. On remarque que les points d'inflexions de ces tendances ne se font pas toujours au même point et qu'en valeurs absolues, tous les profils convergent entre 9.5° et 12°C. Indépendamment de la période d'acquisition.

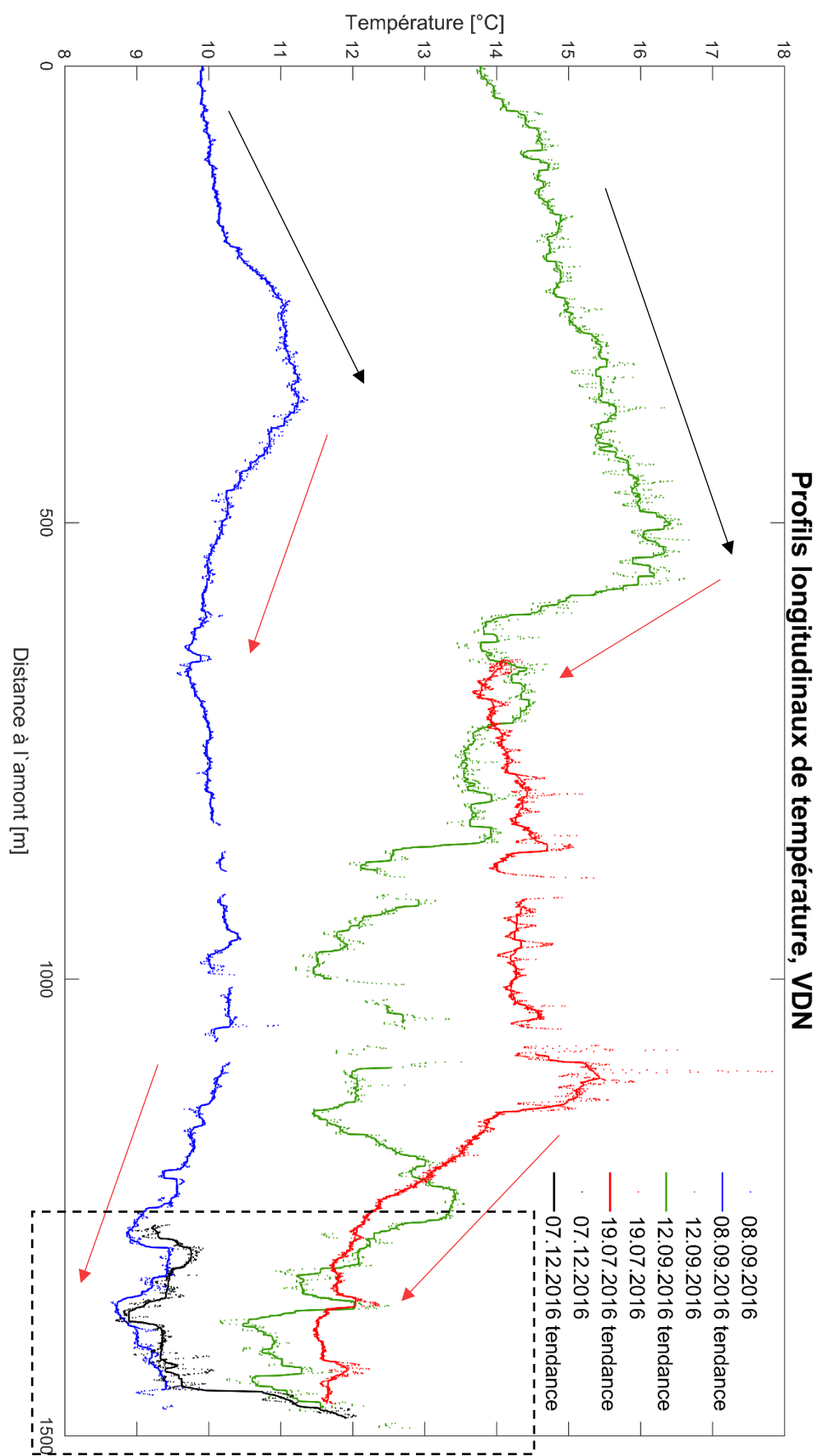


Figure 53 VDN, Profils des températures des rasters TIR au centre des écoulements par rapport à la distance au point amont de la zone d'étude. Profils pour les dates du 19.07.2016, du 08 et du 12.09.2016 et du 07.12.2016. Tendence médiane sur 16 m en lignes continues et points pour valeurs propres. Zone aval (fig. 54) encadrée en traits tillés noirs.

En se concentrant sur la partie aval (fig.54), couverte par toutes les périodes, les signaux sont certes pas très bien corrélés de manière général, cependant certains pics (+) localisés ressortent sur plusieurs jeux de données. Ils ne correspondent pas à une entité significative visible dans les bandes MS

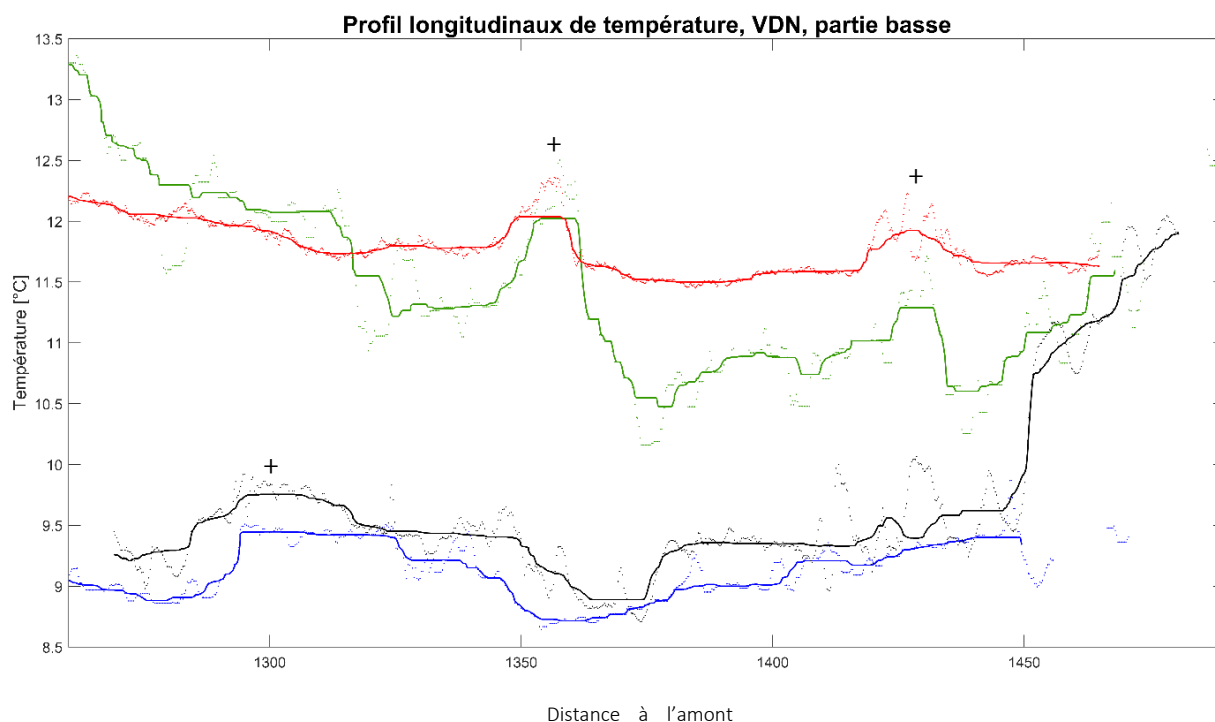


Figure 54 VDN, Profils des températures des rasters TIR au centre des écoulements par rapport à la distance au point amont de la zone d'étude. Profils pour les dates du 19.07.2016, du 08 et du 12.09.2016 et du 07.12.2016. Tendence médiane sur 16 m en ligne continue et points pour valeurs propres.

Une comparaison des profils de température au VDN le 19.07.2016 (fig. 55) du torrent principal (orange) et du tributaire 1, de l'Est, (bleu) en partie asséché met en évidence des similarités de tendances en températures relativement à l'altitude. Il y a deux phases identifiables : une zone d'augmentation des températures de 1580 m à 1545 m (pour le chenal est) et jusqu'à 1538 m (pour le chenal principal) et une zone de baisse significative de la température ensuite jusqu'à la zone aval. Ce point d'inflexion de la température est précédé par une hausse brutale d'un peu plus d'un degré, présent sur les 2 profils.

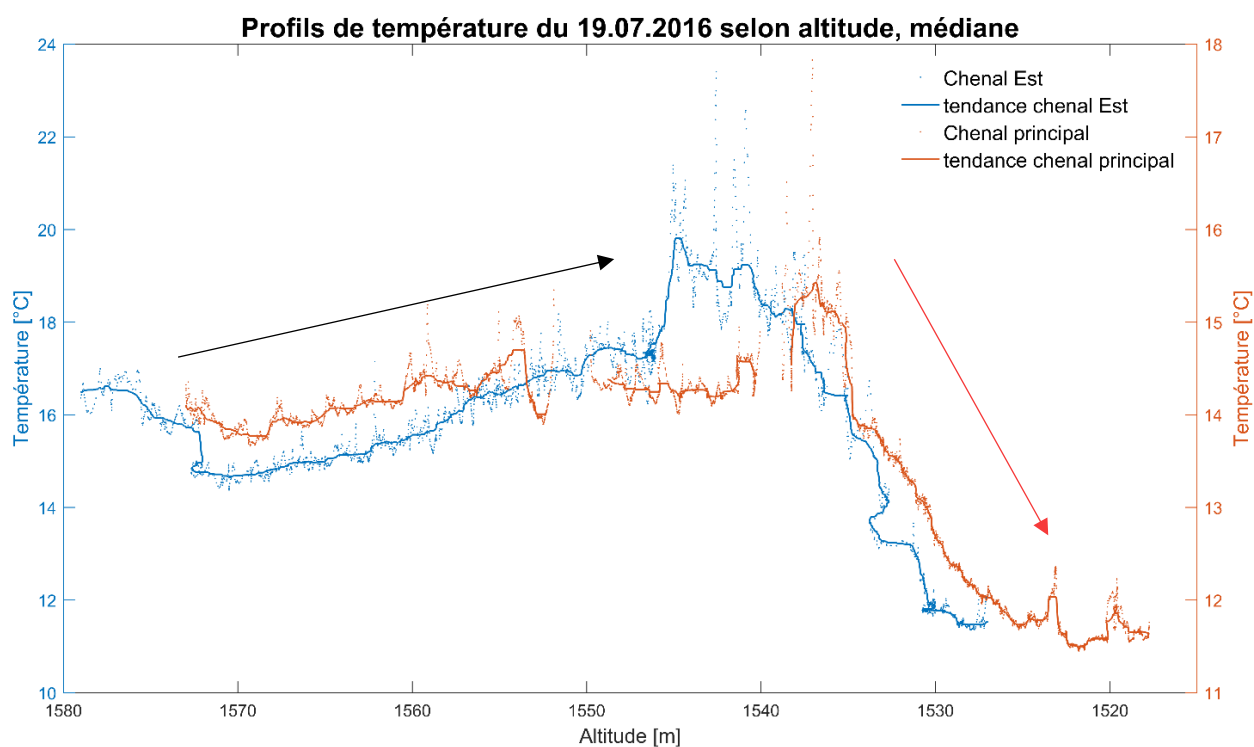


Figure 55 VDN, 19.07.2016. Profils de température du lit principal et du tributaire 1 (chenal est), températures brutes et tendance (médiane mobile sur 100 cellules (12 m)). Altitude du MNA du 12.09.2016.

Au niveau raster, plusieurs cartes des différences de températures ont été produites. Entre le 08.09 et le 07.12.2016, les températures d'eau présentent des différences de 2.5 à 3.5°C (annexe 8.9) dans la partie basse (seule couverte). Entre le 12.09 et le 08.09.2016 (annexe 8.8), les différences de températures sont plus élevées, l'eau est mesurée comme identique en partie aval et jusqu'à 6°C (en partie médiane ensoleillé le 12) plus chaude le 12.09 que le 08.09.

4.4.2. Emme :

Les profils longitudinaux du 15.11.2016 et du 03.08.2017 montrent d'étonnantes similarités de gradients longitudinaux pour des températures absolues très différentes (fig. 56).

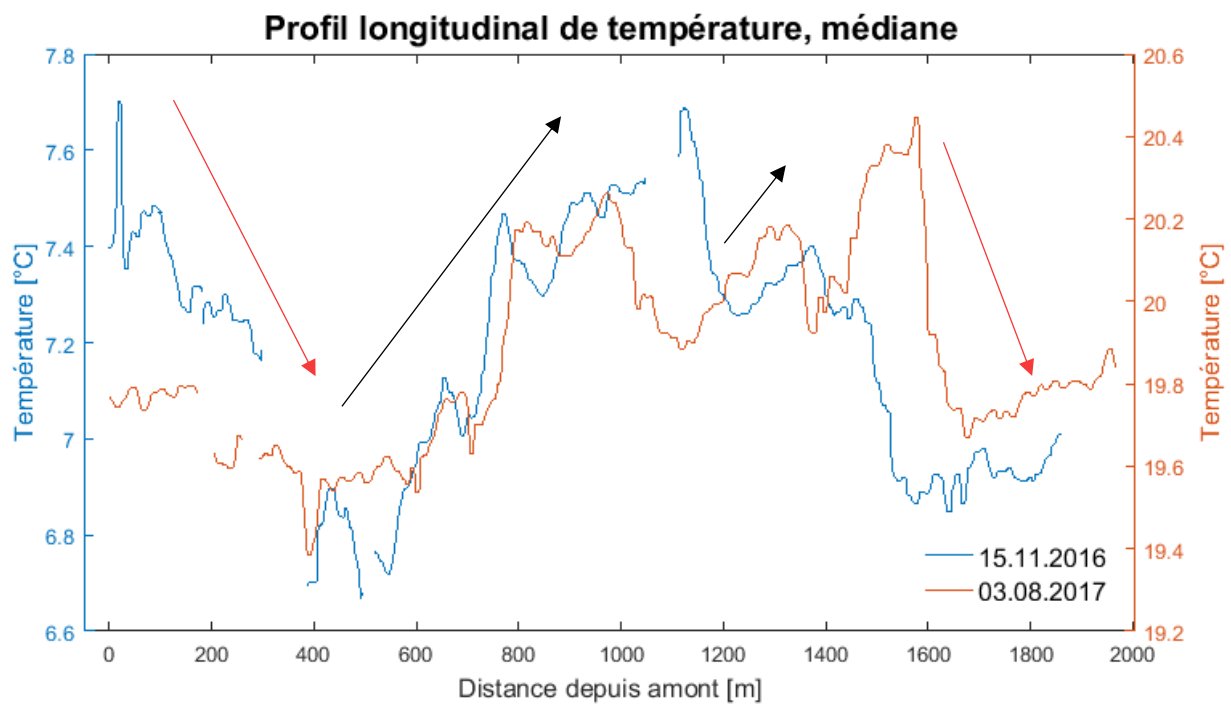


Figure 56 Profil de températures longitudinal, Emme, 15.11.2016 et 03.08.2017

4.5. Rasters TIR masques eau

L'extraction des températures TIR aux extensions respectives des masques eau permettent une analyse à la fois qualitative des classifications mais aussi thématique des TSE en comparant les valeurs d'histogrammes avec les différentes cartes produites, dans toutes les bandes spectrales.

4.5.1. Vallon de Nant

Le 12.09.2016 au VDN, l'histogramme (fig. 57) peut être séparé en 4 parties, une première qui représente les pixels d'exsurgence de GW quasi pures, essentiellement situé en partie aval de la zone. La deuxième partie correspond aux zones de mélanges primaires, là où les eaux d'origine glaciaire, réchauffées par l'air et le soleil se mélangent aux exsurgences plus froides. La troisième partie correspond aux pixels des eaux glaciaires réchauffées. La quatrième est principalement constituée de pixels faux positifs (voir partie 5.5.1).

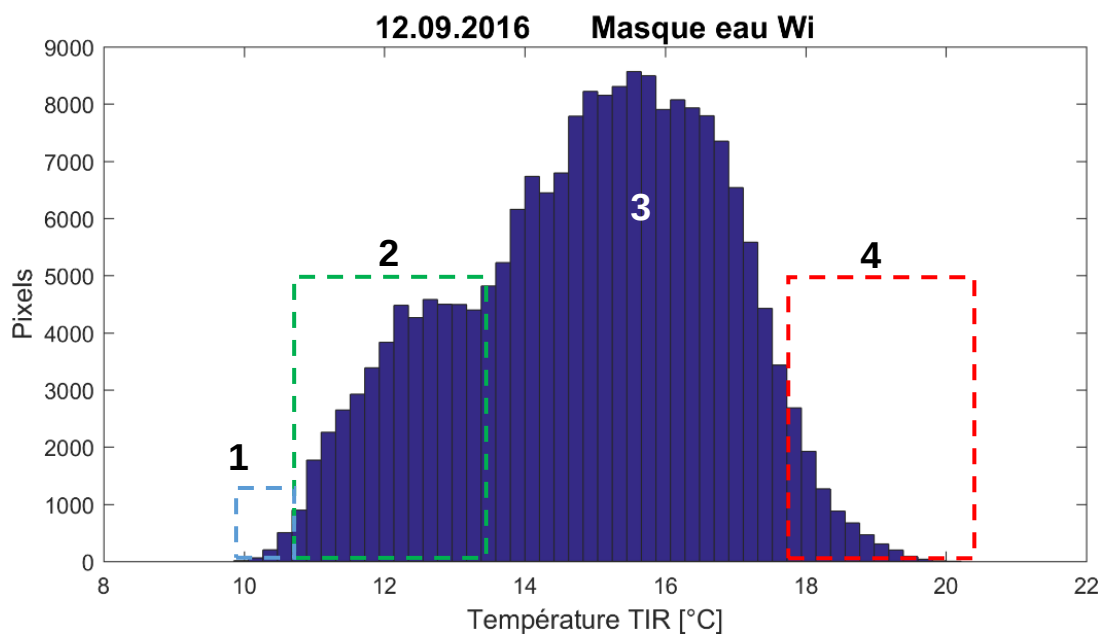


Figure 57 VDN, 12.09.2016, Distribution de températures TIR des pixels « eau » méthode Wi. 50 barres.

Un exemple de localisation des pixels des plages de valeurs 3 et 4 (fig. 57) est visible dans la figure 58 ci-dessous.

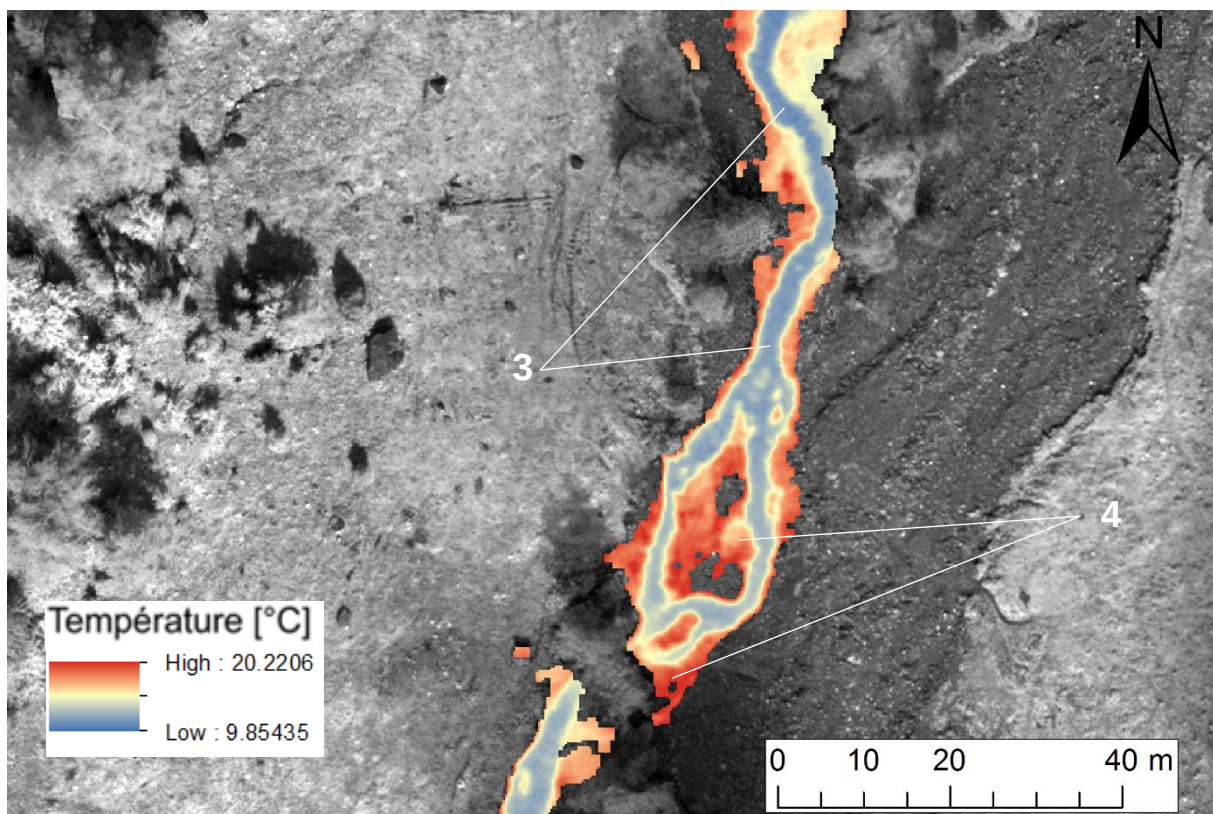


Figure 58 VDN, 12.09.2016, partie médiane, raster TIR masque eau Wi. Fond : bande RE

4.5.2. Emme

Le 15.11.2016 sur l'Emme, la surface d'eau, selon les deux classifications (Wi et K-means) montrent une distribution bimodale des températures (fig. 59, 60) un pic vers 6.9°C et l'autre vers 7.3°C, soit un ΔT de 0.4°C entre les deux. Ils correspondent aux alternances de grands segments de surfaces d'eau

globalement chaude ou plus froides de 200 à 400m de long (fig. 71). Les valeurs inférieures à 6.6°C correspondent principalement à des faux positifs des classifications (voir partie 5.5). Sur la figure 60, encadrés en rouge, sont des pixels faux positifs de la classification K-means dû au problème de géoréférencement de la bande TIR (voir partie 5.4) principalement. Ces pixels sont beaucoup moins nombreux dans cette plage de valeurs pour le masque Wi. (fig. 59).

A noté également, encadré en bleu, qu'il y a davantage de pixels dans les températures supérieures à environ 7.6°C pour la classification Wi que K-means. Ces pixels chauds sont pour l'essentiel des anomalies locales (voir partie 4.6.2).

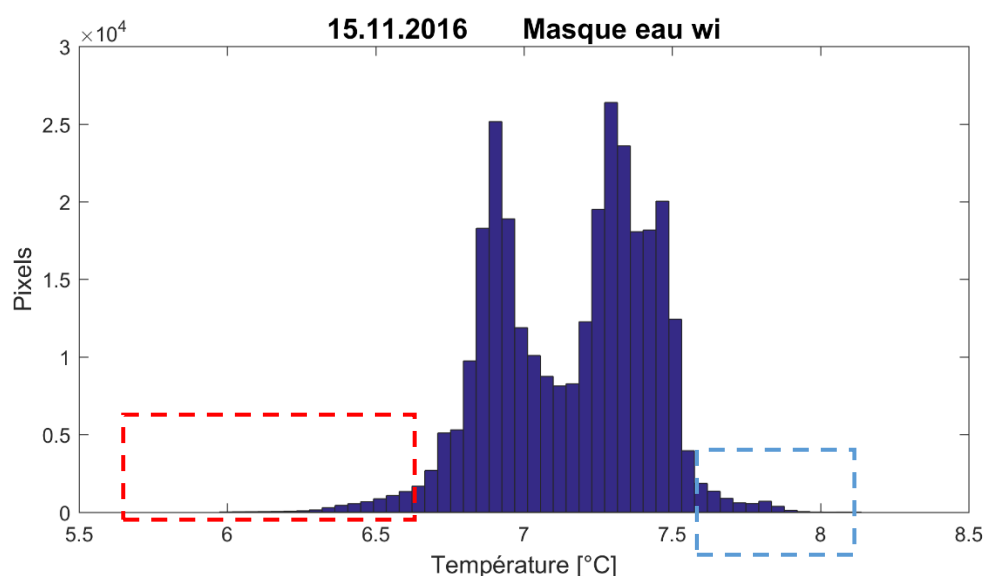


Figure 59 Emme, 15.11.2016. Distribution de températures TIR des pixels « eau » méthode Wi, 50 barres.

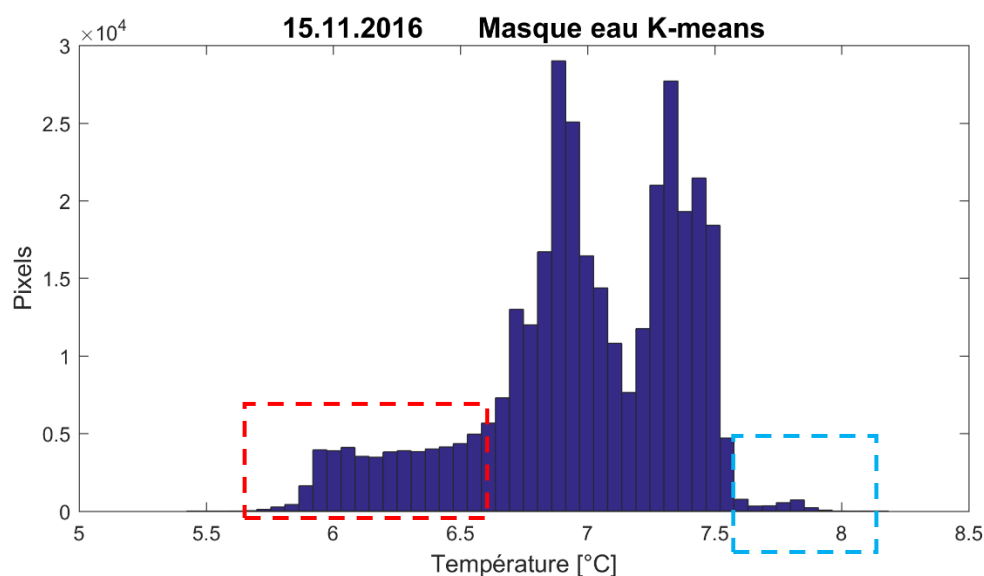


Figure 60 Emme, 15.11.2016. Distribution de températures TIR des pixels « eau » méthode K-means, 50 barres.

L'histogramme du 03.08.2017 (fig. 61) au soir sur l'Emme montre un écart-type particulièrement faible. L'encadré bleu correspond à des anomalies locales (voir partie 4.6.2). L'encadré rouge correspond à de probables faux positifs.

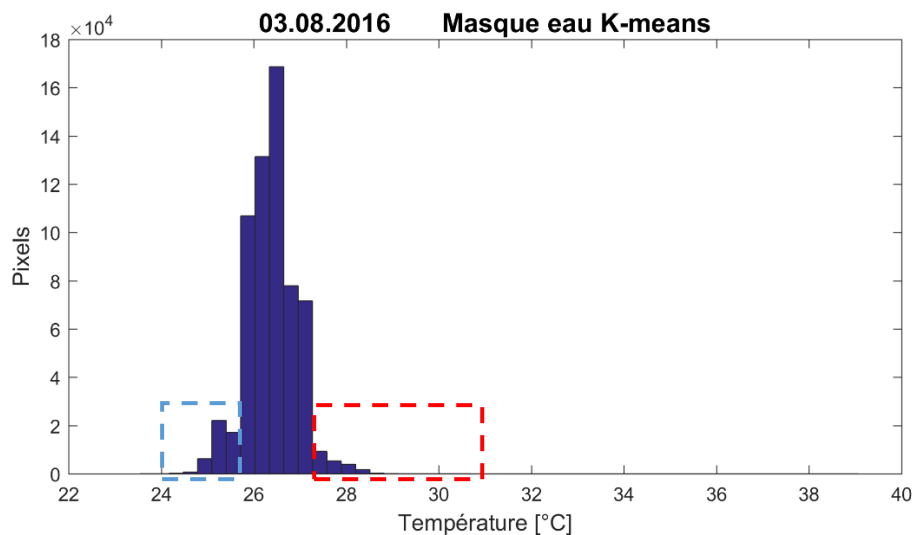


Figure 61 Emme, 03.08.2017 au soir. Distribution de températures TIR des pixels « eau » méthode K-means, 50 barres.

Le masque eau du 04.08.2017 montre à nouveau une distribution à deux pics comme en novembre, avec un pic à 19.8°C et un autre à 20.2°C et donc un ΔT de 0.4° entre les deux, comme l'histogramme du 15.11.2016. Les alternances de températures à l'échelle des grands segments semblent donc être du même ordre de valeur aux deux saisons.

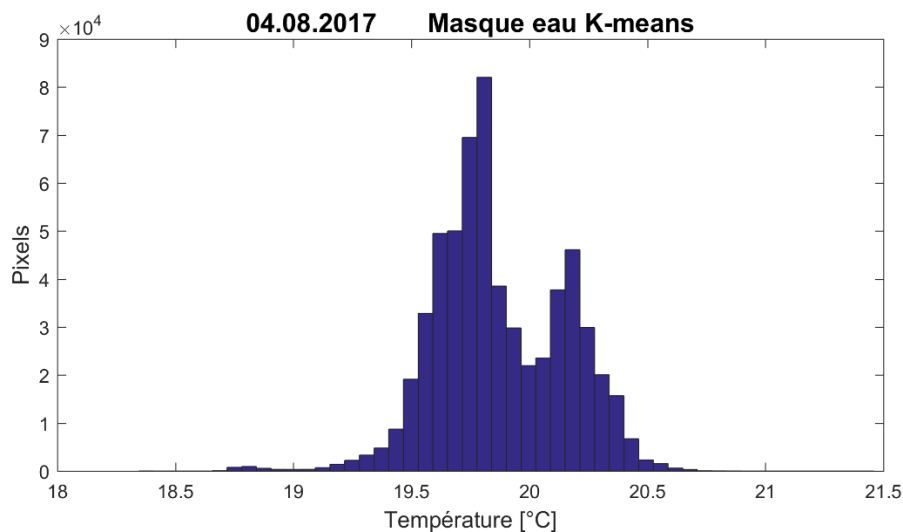


Figure 62 Emme, 04.08.2017 au matin. Distribution des températures TIR des pixels « eau » méthode K-means, 50 barres.

4.5.3. Variations spatio-temporelles

La stabilité ou instabilité thermique des surfaces d'eau entre différents horizons temporels permet de renseigner sur les flux d'eaux souterraines. Ces variations sont davantage utiles lorsque un masque eau satisfaisant est disponible, c'est essentiellement le cas pour l'Emme dans ce travail.

Sur l'Emme, entre le 15 novembre 2016 et août 2017, la stabilité thermique montre des variations à l'échelle de segments. Les annexes 8.20 et 8.21 illustrent les changements de TSE entre le 3 et 4 août et entre le 4 août et le 15.11. Entre les 2 cartes de ΔT , à l'échelle de la section il n'y a pas de corrélations importantes, cependant des zones apparaissent thermiquement plus stables aux deux échelles de comparaison temporelle. Les différences de température entre le soir du 3 et le matin du 4 août montrent des différences de températures importantes qui sont variables le long de la section : on observe une suite d'alternance de zones stables et moins stables (fig. 63). Trois zones plus stables

principales (A, B, C, fig. 63) avec une baisse de 0.5° à 1.7°C témoignent de probables adjonctions de GW plus importantes à ces endroits. Les valeurs de différences extrêmes (>10°C) sont, elles, à expliquer par la non correspondance exacte du masque eau du 04.08 avec la surface d'eau du 3 août.

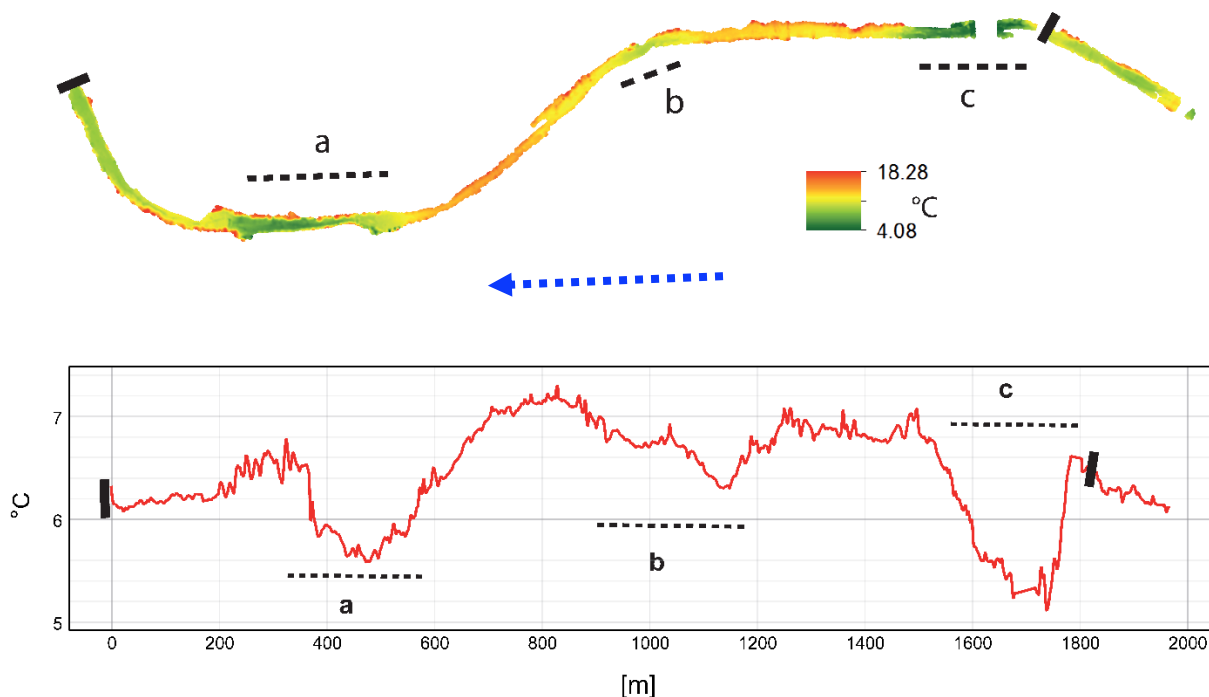


Figure 63 Raster de différences de température entre le 4 et le 3 août 2017 sur l'Emme et profil de différences de température correspondant. Ponts en traits noirs.

A une échelle sectorielle, la zone vers la station de pompage montre une bonne stabilité entre l'hiver et l'été (fig. 64), c'est aussi l'endroit où sont localisées le plus d'anomalies locales et les plus étendues (fig. 72, 73)

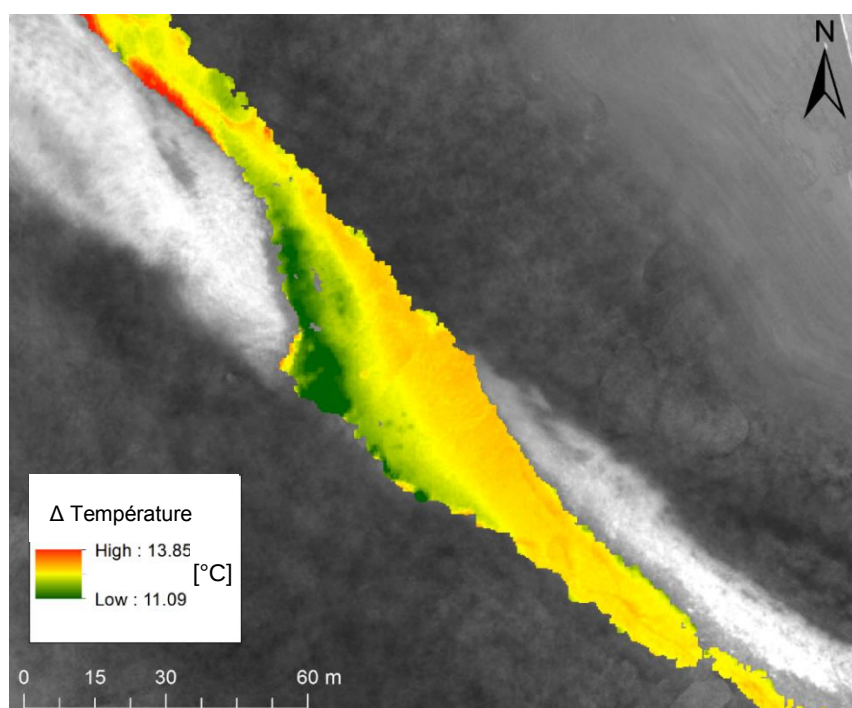


Figure 64 Emme, Zone station de pompage. Différence de températures TIR entre le 04.08.2017 et le 15.11.2016. Fond : bande G du 04.08.2016.

4.6. Anomalies locales de températures d'eau

Les résultats de thermographie alliés à une mise en classe adaptée permettent de mettre en évidence des structures thermiques localisés, à la surface des cours d'eau de ce travail. Dans le cas du VDN, elles sont plutôt diffuses et localisées en partie aval de la zone d'étude. Pour l'Emme, les gradients locaux sont situés tout au long de la zone d'étude, avec des anomalies ponctuelles et d'autres plus diffuses, à l'étendue spatiale importante.

Etant données les limitations des classifications, discutées en partie 5, pour le repérage des anomalies locales, c'est les rasters TIR bruts qui ont été utilisés plutôt que zone « eau » des rasters TIR uniquement.

4.6.1. Anomalies locales VDN

Le 19.07.2016 au VDN, l'Avançon de Nant présente un débit relativement important de $1.25 \text{ m}^3/\text{s}$ (station aval²), essentiellement dû à la fonte glaciaire et nivale. Malgré ce débit élevé, des gradients de température sont nettement visibles dans la partie basse (fig. 65), en particulier des exurgences depuis la rive droite. Sur environ 150 m la température d'eau moyenne baisse de 1.5°C d'amont en aval sur la zone illustrée. En rive gauche la thermographie révèle l'exurgence d'eau dans toute cette zone marécageuse, non connectée par l'amont avec le torrent.

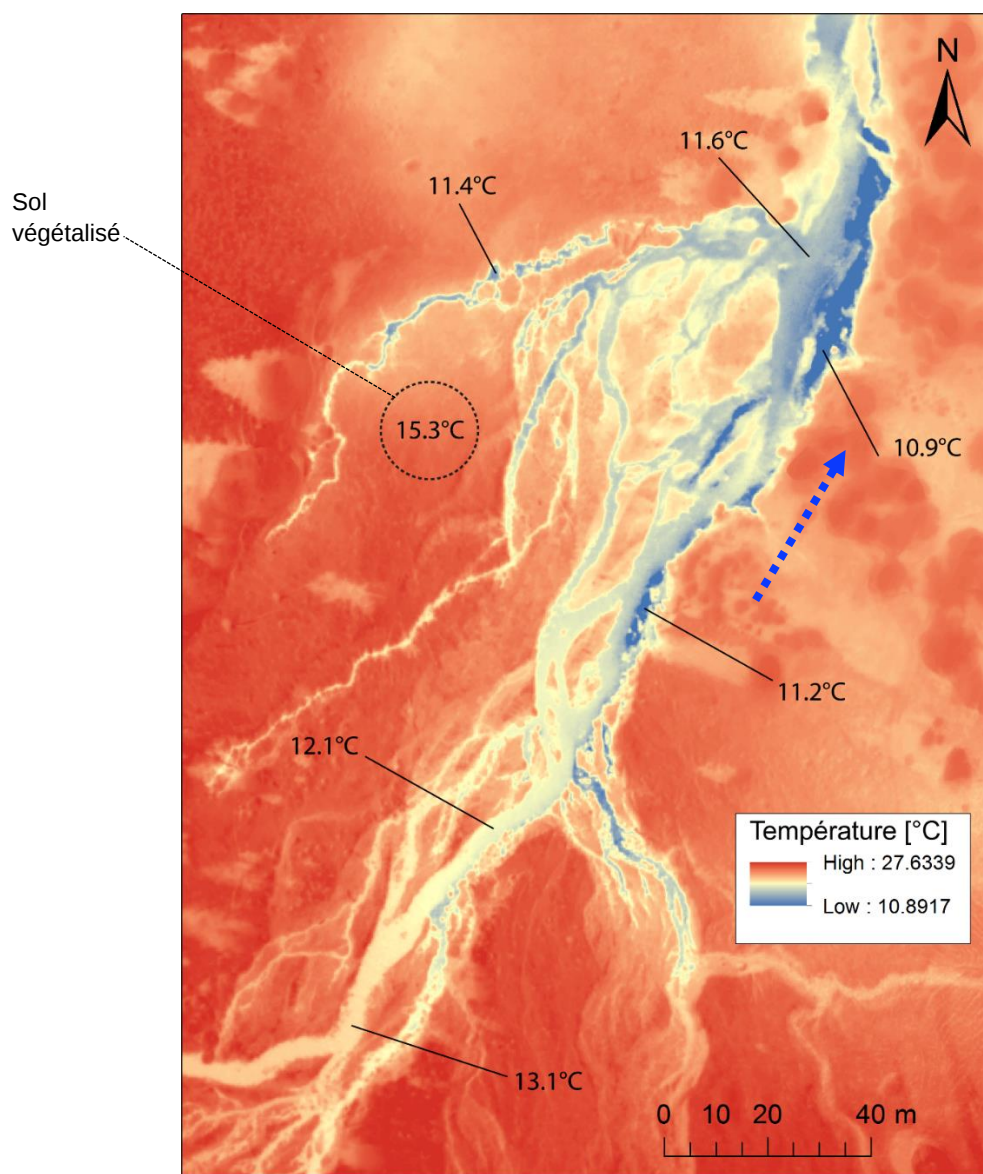


Figure 65 19.07.2016 VDN, partie aval, bande TIR. Mise en classe « percent clip », gamma stretch = 3.5

A l'amont de cette zone, la visualisation sans étirements Gamma met en évidence un gradient thermique progressif qui s'étend encore plus en amont (fig. 66). Ces motifs froids en structure de racines, ne présentent qu'un écoulement superficiel très fin voir seulement une zone humide. Sans données MS à cette date, il est difficile de vérifier quelle extension est réellement immergée et quelle partie est uniquement humide. Cette zone en racine, de plus en plus froide, jusque à rejoindre le torrent principal (TP) se développe progressivement dès 1540 m d'altitude en direction aval. Sur le chenal est, l'eau émerge également vers cette altitude.

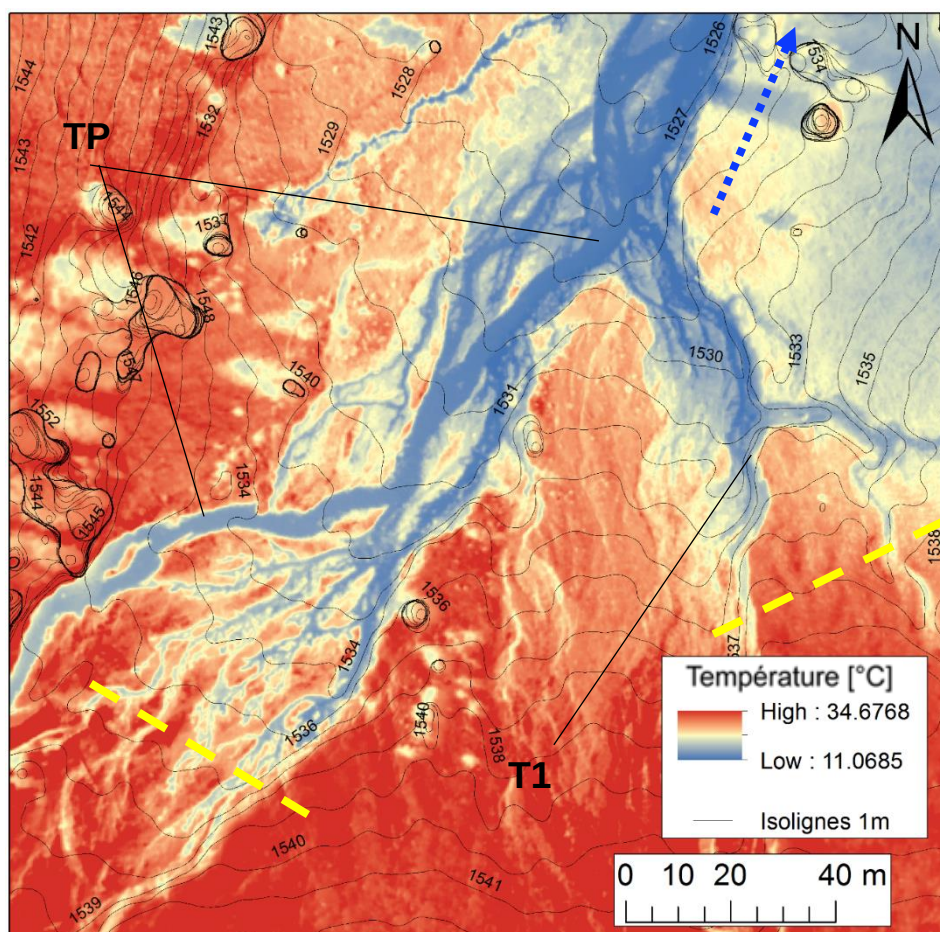


Figure 66 19.07.2016 VDN, partie aval, bande TIR. Mise en classe « percent clip », no gamma stretch, superposition d'isolignes d'altitude du DSM du 12.09.2016. Lignes traits tillés jaunes indiquant le possible niveau de l'aquifère. TP : torrent principal, T1 : tributaire 1.

Le 08.09.2016, au débit moins important ($0.46 \text{ m}^3/\text{s}$), la zone aval (fig. 67) présente sur la berge droite des contrastes thermiques similaires aux données du 19.07 (fig. 66), par contre il y a toute une zone froide à l'ouest de la zone d'exfiltration, marécageuse, vers 8.6°C , cette zone apparait comme beaucoup moins froide et moins étendue le 19.07. Le 12.09.2016, au débit de $0.42 \text{ m}^3/\text{s}$, la baisse de température est aussi significative dans la partie aval (annexe 8.7). La température moyenne passe de 9.8 à 9.3°C pour le torrent principal.

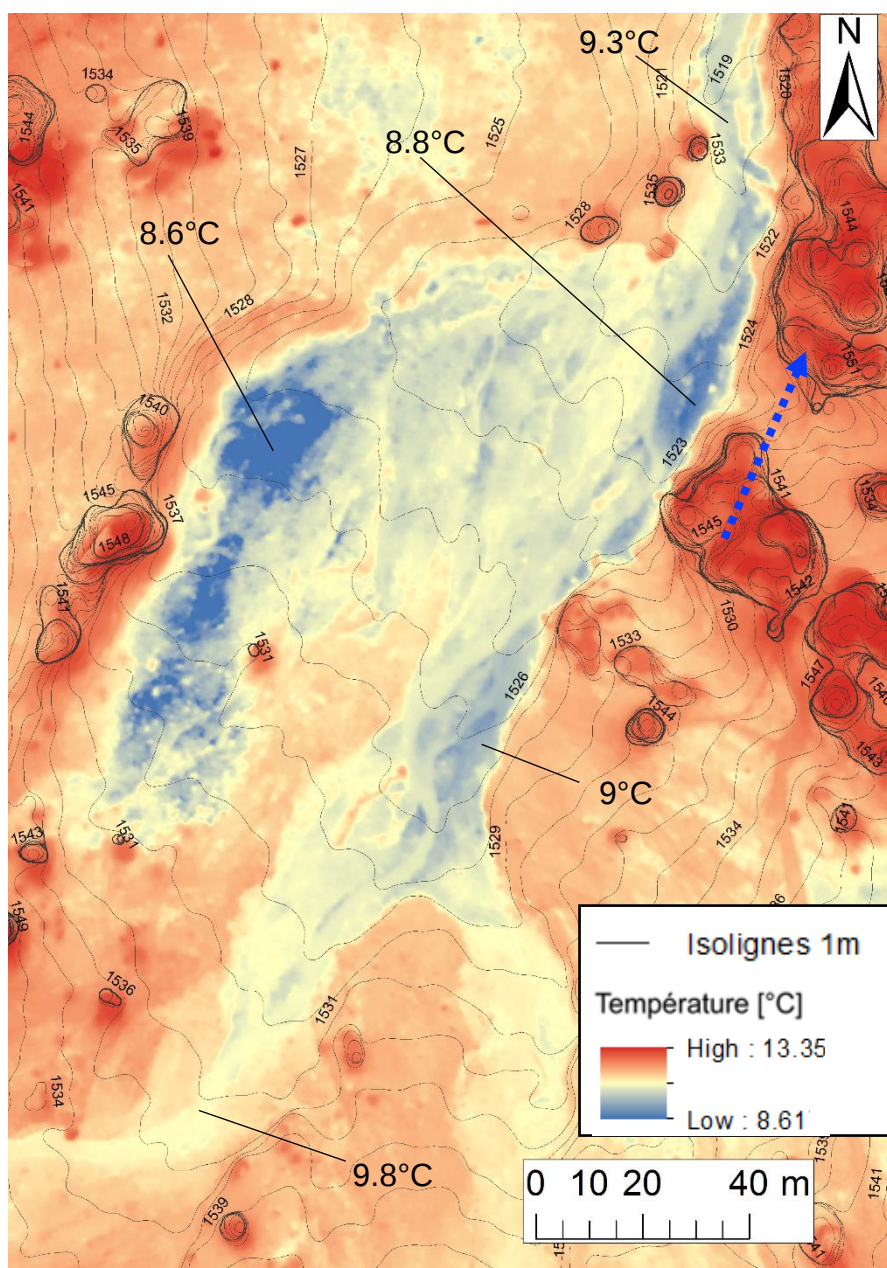


Figure 67 08.09.2016 VDN, partie aval, bande TIR. Mise en classe « percent clip », gamma stretch = 2

Les relevés du 07.12.2016 (fig. 40) au VDN se sont fait dans un contexte de quasi sécheresse (<20mm de précipitations cumulées les 25 jours précédents et 0mm les 10 jours précédant)⁵ et de températures de l'air négatives. Ces conditions sont favorables pour l'étude exclusive des eaux souterraines car d'autres sources d'écoulement peuvent être exclues dans ce vallon qui est un bassin versant topographique fermé. La visite du terrain et les images thermiques ont montrées que l'eau s'écoulait ce jour-là uniquement depuis l'aval de la plaine alluviale, à l'altitude de l'alpage de Nant.

Les premières exurgences d'eau de la nappe se font de manière nette, entre 1524m et 1527 m d'altitude (fig.40), puis progressivement vers l'aval, le débit augmente rapidement (observation visuelle), de nombreuses jonctions latérales de surfaces sont visibles (fig. 68).

⁵ <https://www.meteoblue.com/fr/meteo/prevision/archive/pont-de-nant-suisse-2659178?fcstlength=1m&year=2016&month=11> et station VDN_glacier_1 à l'alpage de Nant (Climap)

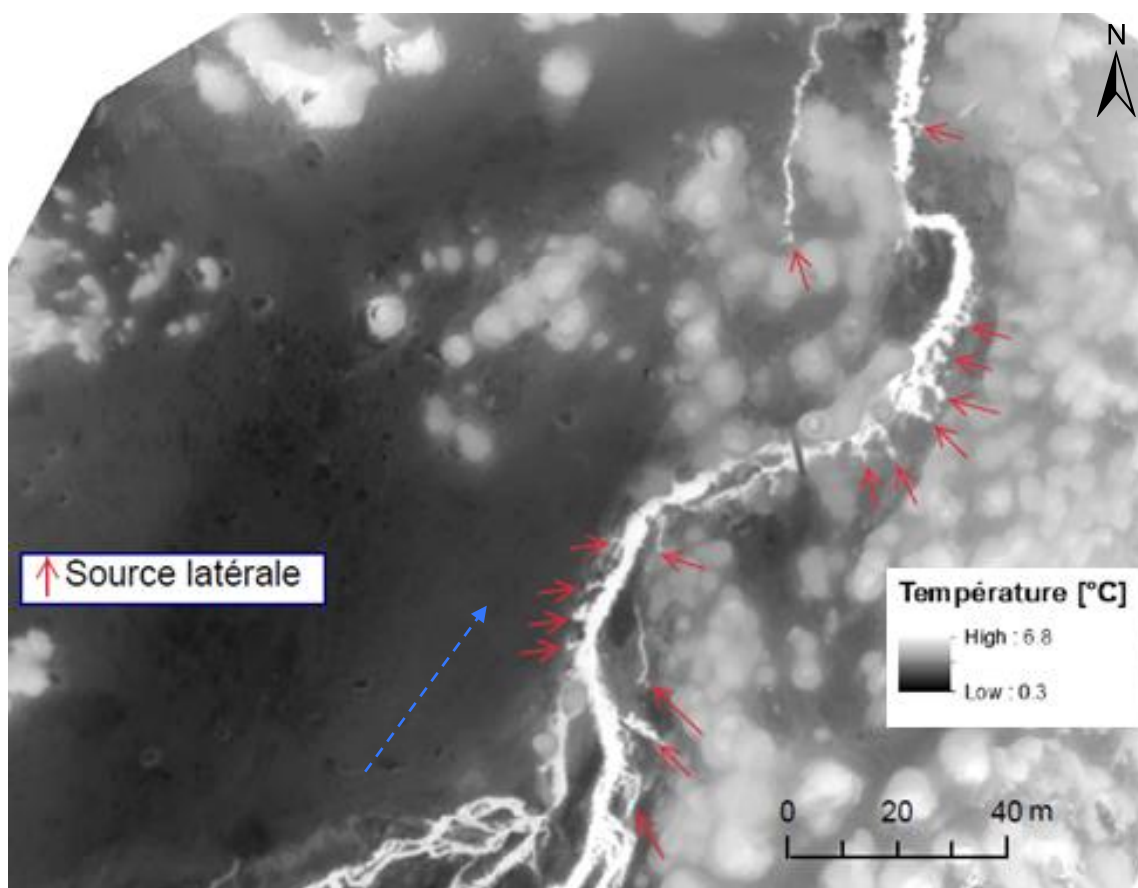


Figure 68 VDN, sources latérales identifiées visuellement sur la carte des températures, partie aval. Fond : orthomosaïque TIR du 07.12.2016. Mise en classe écart-type.

Toutes dates d'acquisition confondues, seul deux anomalies locales ont été identifiées sur les rasters TIR en partie médiane et haute. Elles sont de formes elliptique et circulaire de 2 m de diamètre environ, et présentes le 08.09.2016 uniquement (fig. 69). Elles montrent des différences de température de 0.7 à 0.9°C par rapport au cours d'eau à cet endroit. Les anomalies ne sont pas visibles sur les données TIR du 12.09.2016. De même lors d'une visite de terrain subséquente en octobre 2016, avec la caméra Flir ONE manuelle, aucune anomalie TIR ni de structure particulière n'ont été constatées en ces endroits.

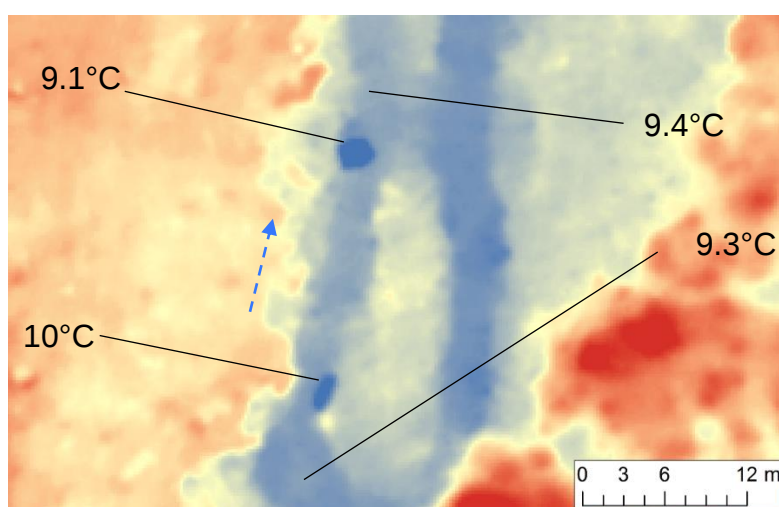


Figure 69 VDN, 08.09.2016, bande TIR. Deux anomalies thermiques dans le torrent principal en zone amont.

4.6.2. Anomalies locales Emme

Plusieurs anomalies de températures locales de petite taille ($r < 4$ m) ont été repérées visuellement (fig. 71). Les jeux de données thermiques du 15 novembre 2016 ainsi que ceux du 3 et 4 août 2017 présentent des anomalies de quelques mètres de diamètre au plus qui se distinguent de la température d'eau environnante. Certaines se présentent sous la forme de clusters, d'autres sont isolées. La plupart sont proches des rives.

Le 15.11.2016, seize anomalies chaudes ont été dénombrées. Elles sont souvent circulaires et regroupées par zone. La plupart se trouvent en rive gauche (S) mais il y en a des deux côtés. La différence moyenne de température entre le point le plus chaud et la moyenne environnante est de 0.42 °C, les différences dans l'ensemble vont de 0.13 à 0.84 °C (fig. 72). Toutes les anomalies se trouvent à proximité des rives comme celles illustrées (Fig. 70)

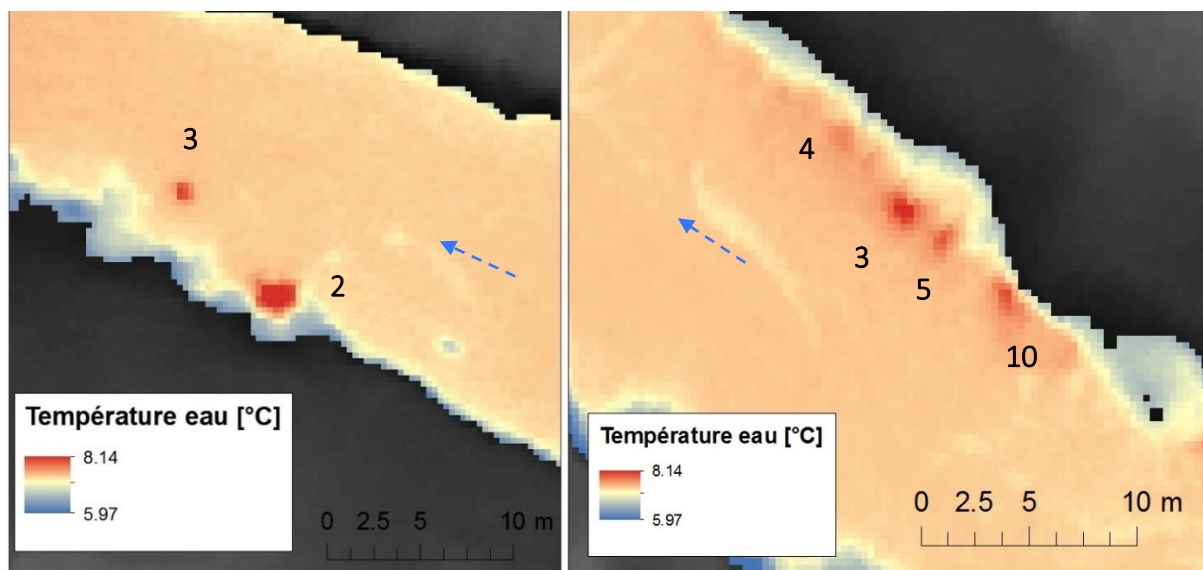


Figure 70 Exemple d'anomalies locales, numérotées, sur l'Emme, 15.11.2016.

Une partie importante des points chauds du 15.11.2016 correspondent parfaitement spatialement à des points froids du jeu de données d'août 2017 (fig. 71). Les orthomosaïques diffèrent légèrement en raison des problèmes de géoréférencement et du masque eau différent.

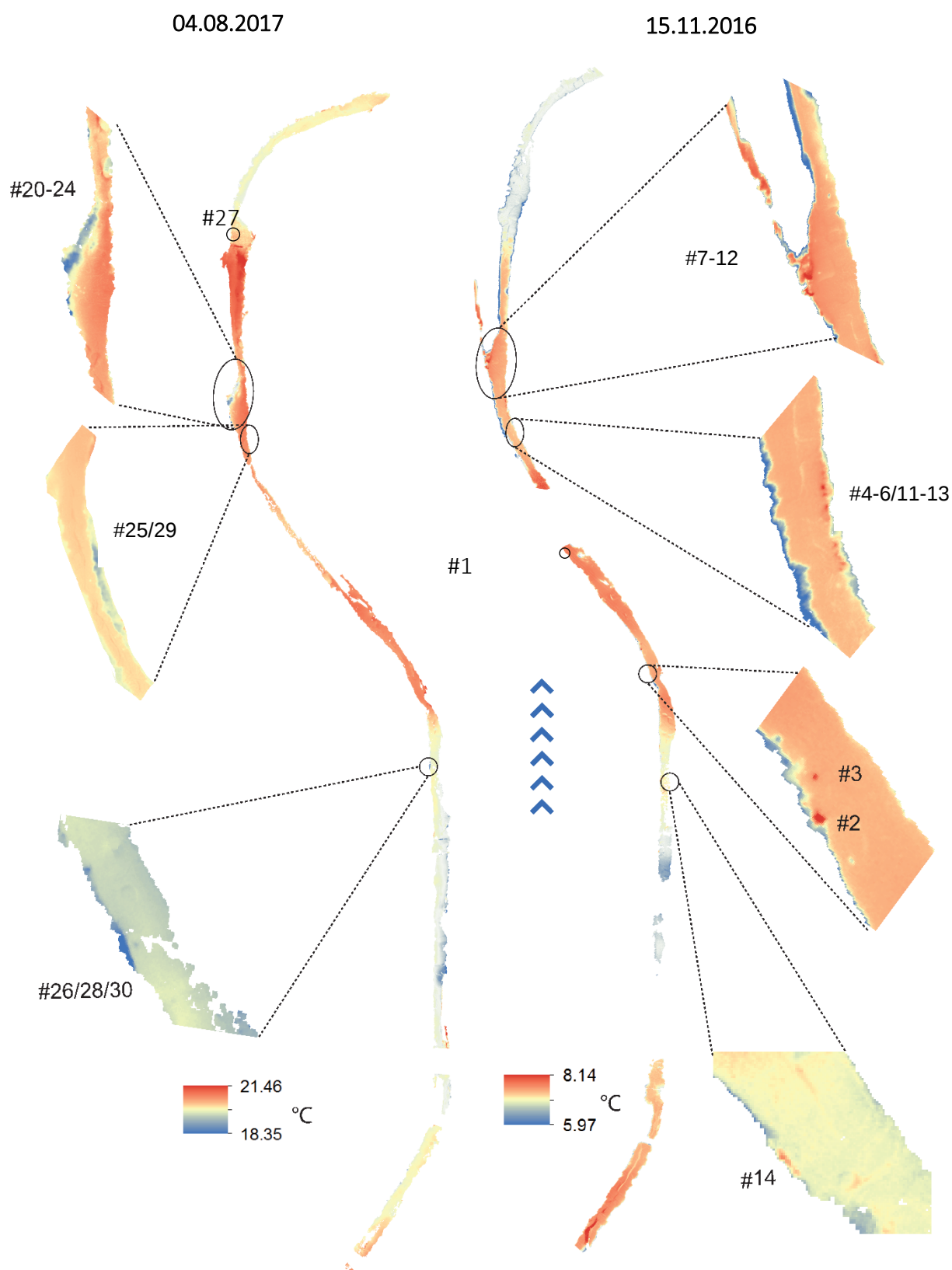


Figure 71 Emme, 03.08.2017 et 15.11.2016. Raster TIR à l'extension du masque eau K-means, emplacements et détails de certaines anomalies locales de températures. Mise en classe écart-type. Etirement spécifique pour chaque zone. Légende de température TIR pour rasters entiers.

Les différences de températures entre les anomalies et la surface eau environnante ($r < 10\text{m}$) varie en moyenne de 0.4° mais peut aller jusque à plus de 2°C (fig. 73) pour les anomalies froides d'août 2017. Une anomalie au moins (n°7 en hiver et n°22 en été) est le résultat d'un affluent, lui-même issu d'un rejet de la station de pompage adjacente et donc de l'aquifère, indirectement.

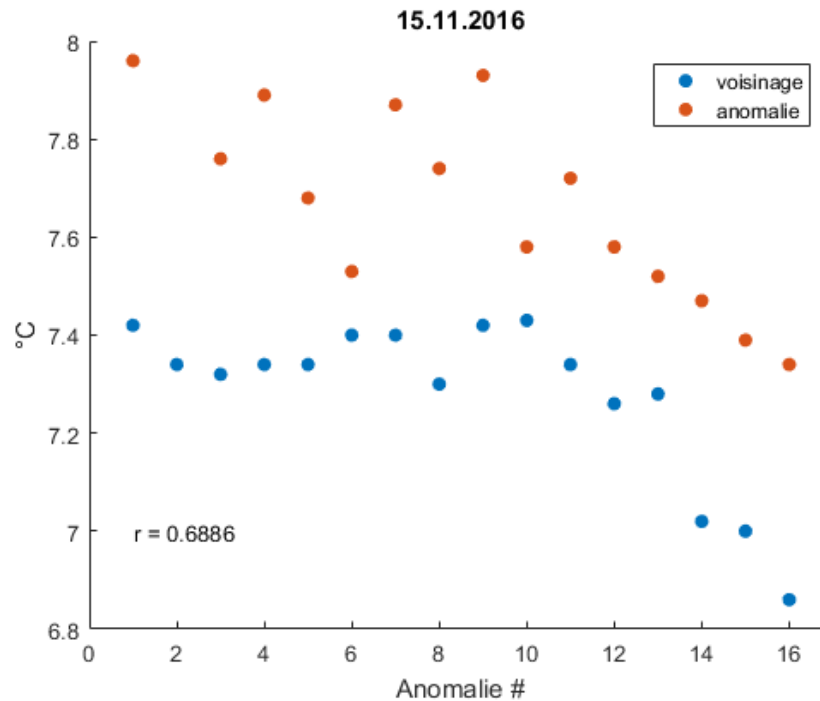


Figure 72 Anomalies de température de l'Emme le 15.11.2016 et température de l'environnement.

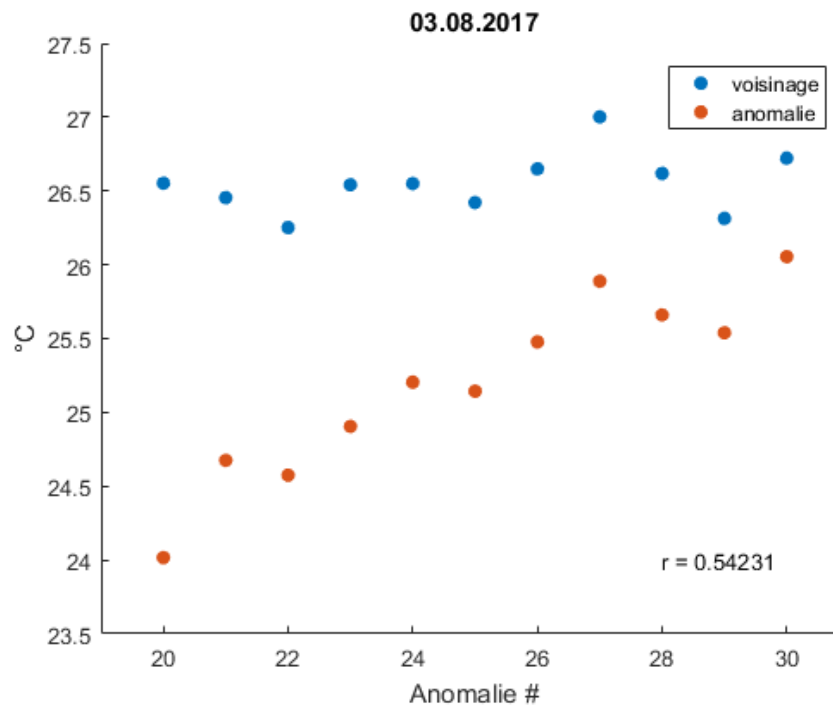


Figure 73 Anomalies de température de l'Emme le 15.11.2016 et température de l'environnement

Sur la partie basse, à la hauteur de la station de pompage (SP), tant en hiver qu'en été se trouvent les anomalies (#7 à 12) les plus importantes en terme de superficie, l'apport le plus important provient des rejets de la SP dont le canal de jonction avec la rivière est visible (fig. 74), davantage le 15.11.2016, sans feuillage que le 3 août (fig.75). De plus latéralement, plus au N, une source émerge en forêt, en hauteur, elle aussi mieux visible en novembre (fig. 74).

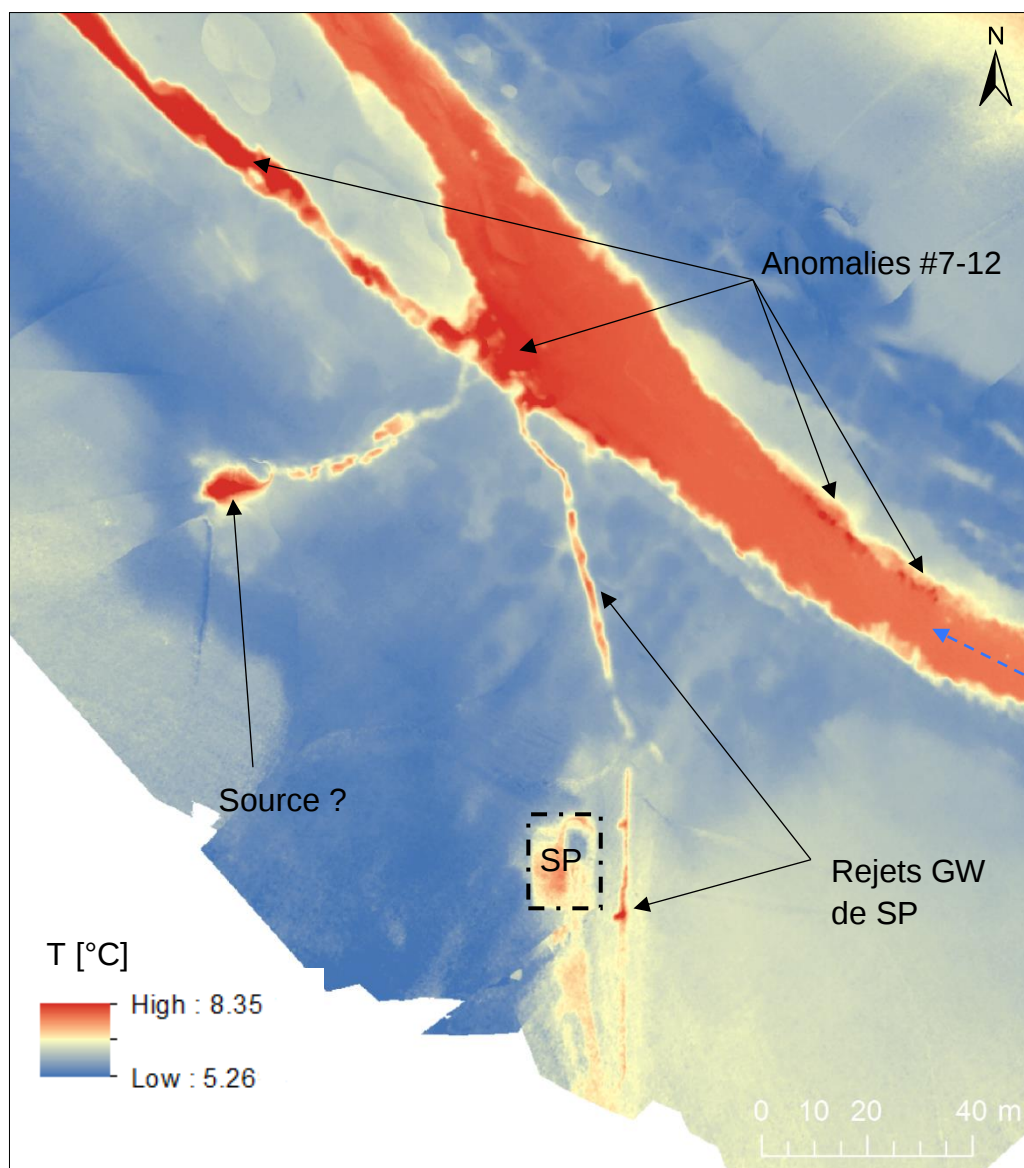


Figure 74 Emme, Orthomosaïque TIR, zone station de pompage (SP). 15.11.2016. Mise en classe « Percent clip »

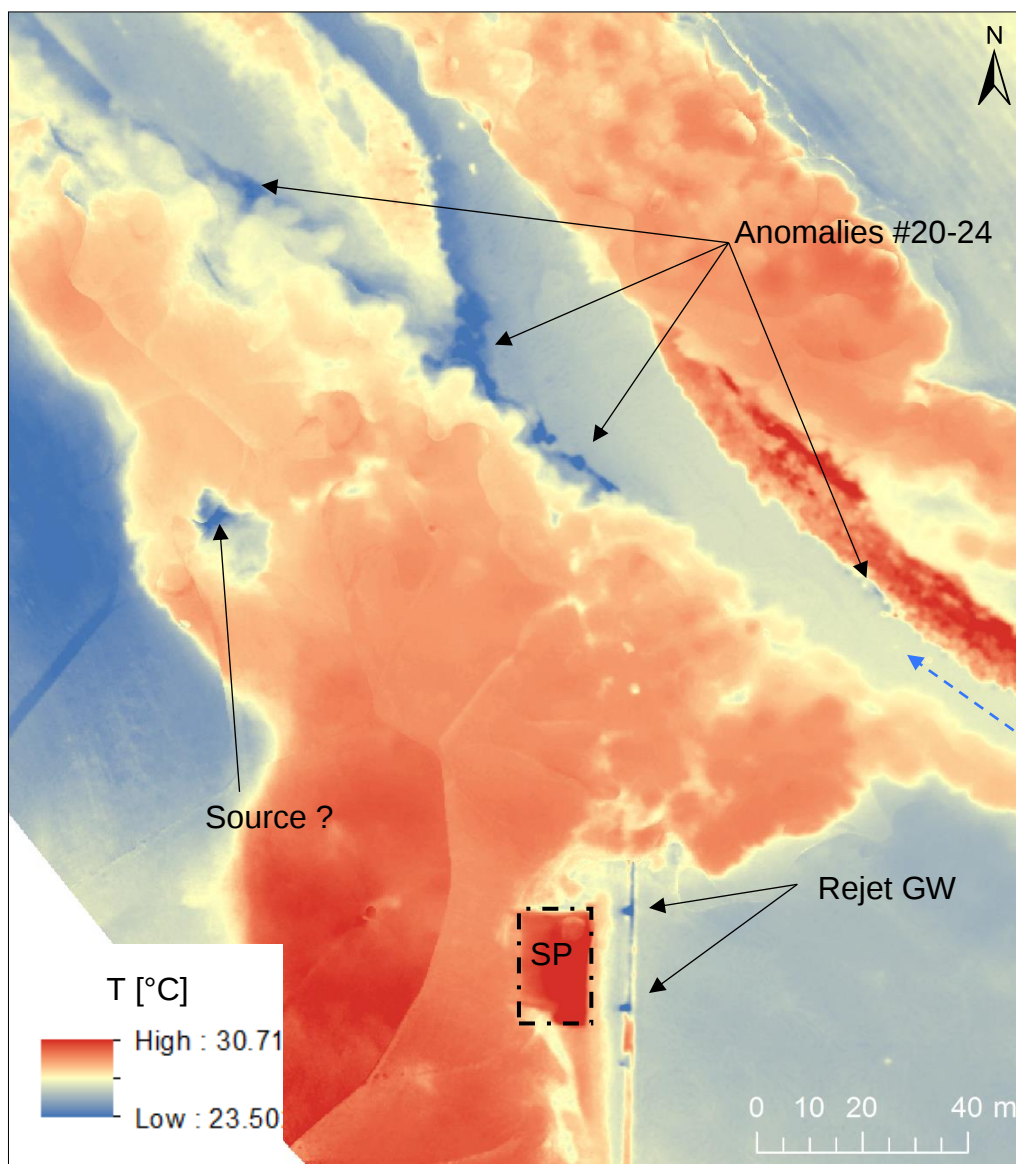


Figure 75 Emme. Orthomosaïque TIR, Zone station de pompage (SP), 03.08.2017, Mise en classe « Percent clip ».

Le 25.01.2017, l'orthomosaïque RGB (seule disponible) montre de zones gelées et d'autres non sur la section. Bien qu'aucune acquisition TIR n'ait été effectuée à cette date, on constate que toutes les anomalies, de novembre 2016 et d'août 2017 se trouvent sur des segments non gelée (annexe x).

4.7. Comparaisons avec une caméra thermique portative

Les captures faites avec la caméra thermique FlirOne (fig. 55 ; 56), tenue à la main confirment la littérature (Masuda et al, 1988) à propos des réflexions dans l'infrarouge thermique, soit un problème de reflets de la végétation dans l'eau du cours d'eau. Sur la figure x, le reflet d'arbre est bien visible à la fois dans le spectre thermique et le spectre du visible :

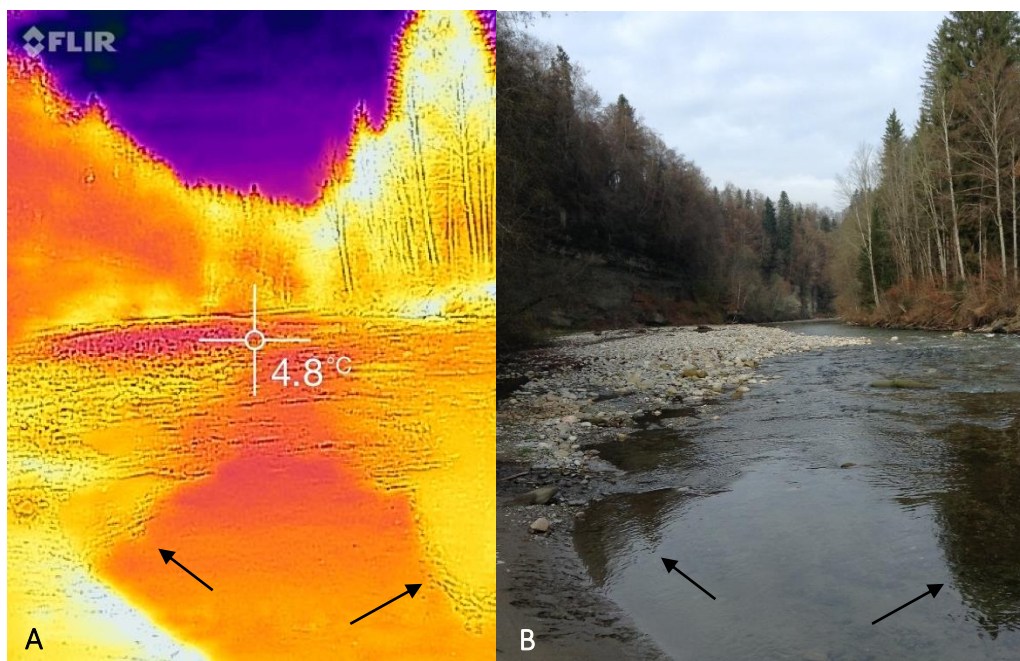


Figure 76 Emme, 15.11.2016. Image thermique (A) et image RGB (B) prises le 15.11.2016 sur l'Emme. Mise en évidence d'ombres thermiques et dans le visible.

Cela met en évidence une limite importante aux images terrestres thermiques: l'influence de l'angle de prise de vue par rapport à la surface (fig.5). Le reflet des arbres dans le cas des 2 images biaise clairement l'image TIR.

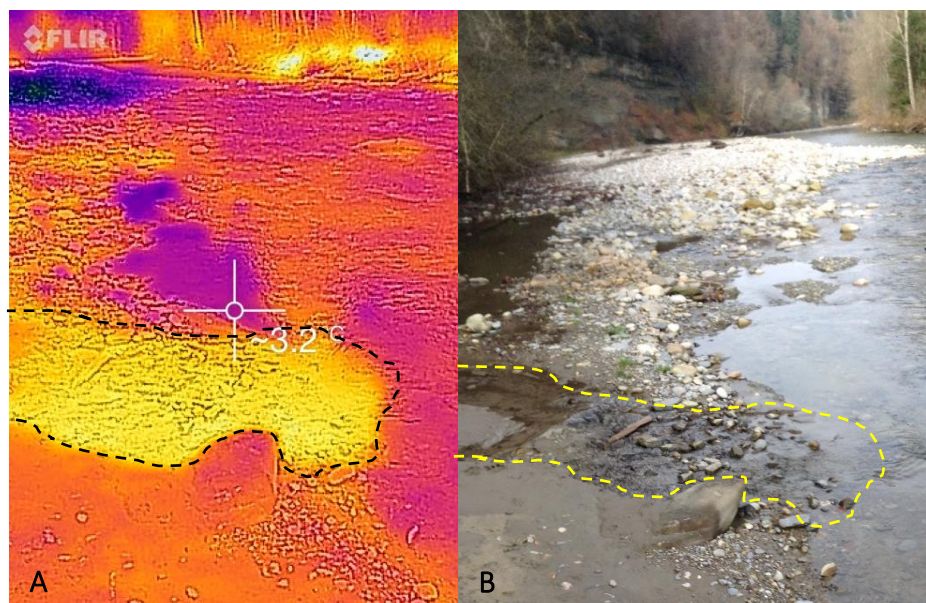


Figure 77 Emme, 15.11.2016. Image thermique (A) et image RGB (B). A la hauteur de la SP, jonction d'eau plus chaude entourée en traits tillés.

4.8. Modèle numérique d'altitude

Le MNA du VDN du 12.09.2016 a une résolution de 15.4 cm. Le MNA de l'Emme du 15.11.2016 de 30 cm. Les profils topographiques des lits de rivière de l'Emme (fig. 78) et du VDN (fig. 79) sont basés sur le MNA produit à partir de la bande spectrale du vert, par photogrammétrie. Les profils 1D sont tracés manuellement, le long du centre du cours d'eau, en se basant sur les bandes MS et un ombrage du MNA. Les profils d'altitude sont lissés en prenant la médiane dans une fenêtre passante de 10 m. Les

quelques artefacts restants tels que les ponts et les problèmes de projections d'arbres ont été exclus manuellement des profils.

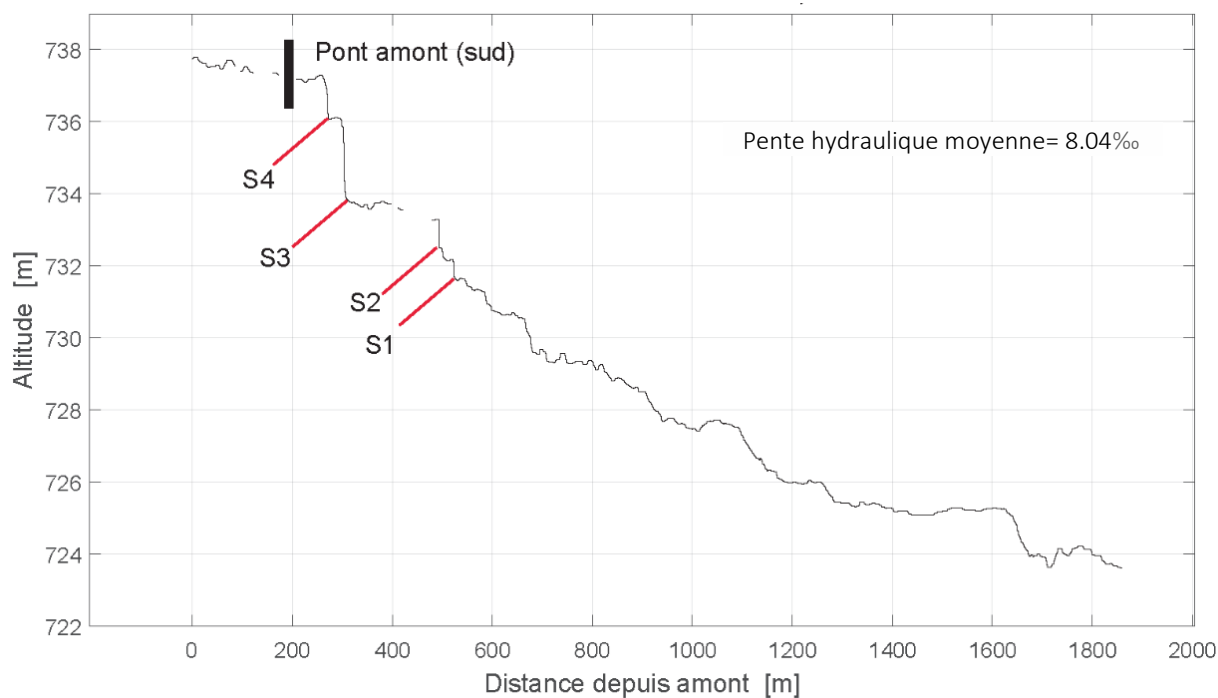


Figure 78 Emme, 15.11.2016. Profil d'altitude exagéré du lit de l'Emme basé sur le MNA créée à partir de la bande spectrale G. S1 à S4 : seuils anthropiques.

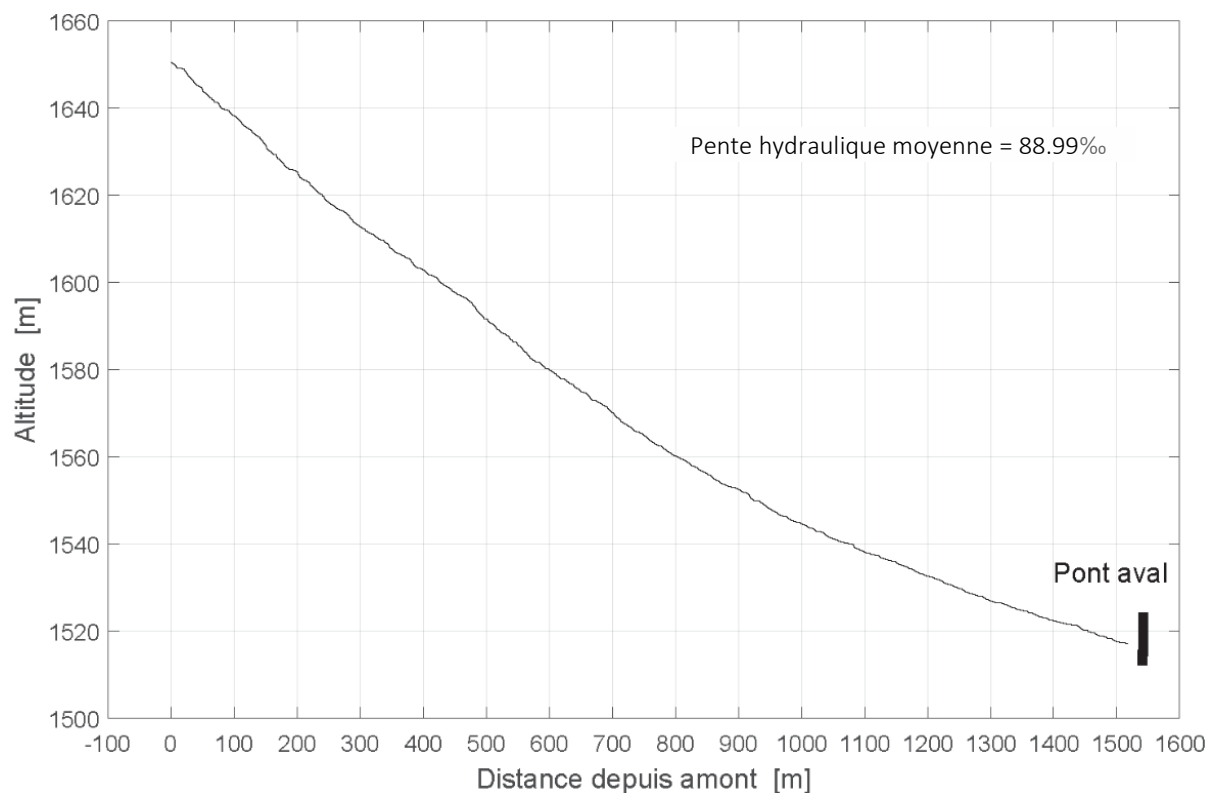


Figure 79 VDN, 12.09.2012. Profil d'altitude exagéré du lit principal de l'Avançon de Nant, basé sur le MNA créée à partir de la bande spectrale G.

5. Discussion

5.1. Températures télédétectées et températures in-situ

Globalement la température télédétectée est systématiquement supérieure à la température mesurée in-situ de 1.5 à 4°C (partie 4.2). Ceci est étrange sur le principe car l'estimation devrait être systématiquement inférieure avec une émissivité inférieure à 1. De plus la surestimation est largement au-dessus de plage d'erreur théorique et empirique des loggers, l'explication doit donc être trouvée ailleurs.

Si l'on calcule l'émissivité nécessaire pour que T-logger et T-teledetec correspondent selon l'équation simplifiée [5], vu la dispersion, on arrive à une émissivité entre 1.005 et 1.078 (annexe 8.29), par définition ces valeurs sont impossibles, ε variant de 0 à 1.

$$[5] \quad \varepsilon = \left(\frac{T_{irr}}{T_{cin}} \right)^4$$

Cette formule simplifiée néglige la température de l'environnement, non mesurée, est-ce la cause de l'erreur ? la nature « boîte noire » du calcul des températures irradiées de *Sensefly* empêche toute réponse claire à cette question, mais le reste de la procédure peut tout de même être analysée.

L'interprétation comparative doit aussi questionner la procédure de mesure in-situ, on peut faire deux analyses distinctes pour les deux sites d'études en raison de leur morphologie différentes.

D'une part le VDN est un cours d'eau peu large avec un débit faible et présentant une surface d'eau très bruitée par les pierres émergentes. La taille des pixels est de 14 à 24 cm or les loggers ont parfois été placés dans un lit très étroit (fig. 80, A), en conséquence chaque pixel peut être le résultat d'une intégration de la transmittance TIR de plusieurs surfaces, et ainsi être non représentatif de l'eau mais dans ce cas, les températures irradiées devraient être sous-estimées et non le contraire. Dans la rivière Emme, les surfaces d'eau sont assez larges et les loggers ont été placés à plus de 2 m du bord (fig. 80, B).



Figure 80 Exemples d'emplacements de loggers illustrés par les points orange, VDN, T1, 08.09.2016 (A) et Emme, 03.08.2017 (B), partie aval.

Les températures TIR sont exagérées de 2 à 4°C par rapport aux loggers, davantage que l'erreur théorique de $\pm 0.5^\circ\text{C}$ des loggers. Cela peut être expliqué par une multitude de facteurs incluant : la composition en vapeur d'eau de l'atmosphère, la température de l'environnement, la calibration des images TIR brutes faites par la fermeture de l'obturateur du capteur, le processus d'assemblages en orthomosaïques dans Pix4D. Tous ces paramètres sont inconnus soit parce que non divulgués par les fabricants soit parce que non mesurés ou difficilement mesurables. Il n'y a donc pas de base assez robuste pour corriger la température apparente mesurée par le capteur TIR.

Toutefois, plus que les températures absolues, ce sont les températures relatives des surfaces d'eau qui sont intéressantes dans ce travail.

Pour le 07.12.2016 au VDN (fig. 46), en absolu il y a très faibles écarts de température, donc le bruit de mesure domine. Il y a un mauvais rapport signal/bruit. La plage d'incertitude élevée des mesures télédétections peut aussi être due au faible débit du cours d'eau ce jour d'hiver, la colonne d'eau étant très faible, beaucoup de cailloux, graviers sont émergés, tel qu'illustré sur la figure 80, let. A.

L'intervalle d'enregistrement de mesure de 30 s programmé dans les loggers a probablement été superflus, un enregistrement à 2-3 min d'intervalle aurait suffi étant donné l'impossibilité de coordonner les données TIR et in-situ à une telle précision temporelle. Cela aurait permis d'éviter la saturation de la mémoire et donc obtenir des valeurs in-situ le 12.09.2016. Le 15.11.2016 sur l'Emme aucun logger n'a été placé pour des raisons logistiques (nécessité d'arriver le soir précédant sinon) et le fait que cette opportunité de collaboration s'est présentée au dernier moment.

5.2. Conditions environnementales et planification des vols

Certaines orthomosaïques TIR n'ont pas pu être générées sur l'entier des zones d'étude en raison des défauts importants (15.11.2016).

Les images MS et du 12.09.2016 au VDN sont entachées par des ombres, elles ont pu être réduites par le sous-indice NDWI_RE utilisant la bande RE moins ombragée. Toutefois certaines subsistent et les valeurs de réflectances des zones ombragées correspondent à d'autres surfaces, différentes, non ombragées également, ceci nuit à la classification.

De manière générale les vols effectués en hiver ont produit de meilleures orthomosaïques TIR (annexe 8.10, 8.16, fig. 40), l'inertie thermique, favorisée par un ensoleillement limité, pourrait être un facteur déterminant. En été les variations de températures de l'air et de la surface du sol peuvent être importantes entre la nuit et le jour, ce qui crée des variations en cours de vols plus rapides que l'hiver, lorsque les variations temporelles de températures sont moindres. L'évaporation et l'évapotranspiration sont sans doute des facteurs non négligeables qui existent essentiellement en été, l'air chaud ayant une plus grande capacité en vapeur d'eau. Ces facteurs atmosphériques contribuent à l'hétérogénéité temporelle des irradiances et donc des hétérogénéités spatiales des orthomosaïques TIR. La nature ramifiée et en hauteur des arbres, perturbe l'assemblage en orthomosaïques des images, même sans feuillage, du fait de leur projection différencié dans le plan selon l'angle de prise de vue des images.

Une considération pratique des vols est la conséquence directe de la durée longue de l'aube en hiver, en effet la fenêtre de vol idéale, entre le moment où le ciel commence à s'éclaircir et avant que le soleil apparaisse à l'horizon. L'hiver est donc une période avec plus de marge de manœuvre pour les vols et où les hétérogénéités thermiques temporelles entre les différents vols sont un risque moindre. En été,

au contraire, la fenêtre de vol est très réduite et les risques de réchauffement entre les vols est plus élevée.

La planification des vols a beaucoup évolué au cours de ce travail, différents taux de recouvrement, différentes largeurs de corridors d'acquisition et différentes altitudes ont été testées. Pour les échelles de mesures de ce travail, il a été trouvé qu'une altitude de vol minimale techniquement possible (75m-85m) est nécessaire pour les relevés TIR. Cela permet une résolution moyenne entre 15 et 30 cm. Une altitude supérieure (120m par ex) entraîne des résolutions insuffisantes, en particulier pour détecter les anomalies locales, cela péjore aussi la distinction des surfaces (eau VS roches/végétaux). Pour des surfaces d'eau plus grandes, une altitude de vols supérieure peut être nécessaire pour couvrir une plus grande surface sur chaque image thermique, ce qui améliore le matching subséquent des images. Un taux de recouvrement latéral de 80% et longitudinal de 90% permet la création de mosaïques significativement meilleures que à 70 et 75% latéralement, particulièrement lors de présence d'arbres proches des rives, il faut cependant veiller à ce que le plus de lignes de vols soient proche de nadir au-dessus de la rivière pour minimiser les effets de la végétation riparienne (Garner et al, 2017). Une altitude de vol minimale de 75 m n'est pas toujours possible en raison de la topographie. Sur l'Emme par ex. les affleurements de 20-30 m de la rive gauche à l'aval de la zone (fig.14) obligent à élever d'autant le plan de vol, et ce pour tout le plan de vol, c'est une des limites d'un drone à ailes. Un quadrotère s'avérerait plus flexible sur les terrains de ce travail. Particulièrement pour l'inspection spécifique d'anomalies locales, un quadrotère est sans doute plus adapté, des meilleures résolutions et des images individuelles exclusivement au nadir étant possibles. Mais cette alternative serait aussi plus lente, ce qui étendrait le temps d'acquisition et péjorerait l'instantanéité des données TIR.

La génération d'orthomosaïque au-dessus de surfaces d'eau exclusivement (essais au lac, embouchure Chamberonne) s'est révélé un échec en raison du manque de points de correspondances, la texture de l'eau étant trop homogène et/ou trop dynamique. Il faut donc des berges sur au moins 20% de chaque image TIR individuelle. Une surface de pure forêt ne permet pas non plus un matching satisfaisant.

Au vu du temps consacré à compenser les défauts des orthomosaïques, obtenir un jeu de données brut MS et TIR de qualité la plus homogène possible peut être défini comme l'objectif fondamental et devrait toujours être la priorité. Lorsque ce n'est pas le cas, des méthodes comme des indices, minimisant les erreurs systématiques en prenant les proportions plutôt que les valeurs absolues parviennent à les mitiger. Mais lorsque les erreurs ne sont pas systématiques entre les bandes, des corrections plus complexes, non développées dans ce travail, doivent éventuellement être appliquées. Ceci est nécessaire afin de pouvoir traiter l'ensemble d'un jeu de données de la même manière. Si non, des méthodes différenciées comme dans ce travail (Wi et K-means) ou un compromis non idéal doivent être utilisés.

De manière globale, selon les étapes de ce travail, il y a quelques conflits stratégiques quant aux conditions idéales d'acquisitions d'images TIR : D'une part pour éviter le réchauffement diurne de l'eau et les réflexions TIR, effets d'ombres, il est préférable d'éviter les conditions d'ensoleillement directes. D'autre part pour la classification des surfaces d'eau (incluant notamment la bande TIR), particulièrement en été, il peut être avantageux de bénéficier du réchauffement dû au soleil. En effet il y a alors un contraste plus important entre l'eau et les autres surfaces (fig. 37). On pourrait envisager deux acquisitions TIR différées, une le matin tôt pour la température d'eau à proprement parlé comme préconisée dans ce travail et une en milieu de journée ensoleillée, à plus haute altitude (pour un meilleur matching et pour une acquisition plus rapide) pour la classification. Cela augmenterait toutefois le temps d'acquisitions et la classification ne correspondrait pas nécessairement à la surface d'eau

effective à l'aube car les niveaux d'eau se sont avérés fortement variable au cours d'une journée (fig. 26). Le compromis idéal est donc complexe car il dépend des conditions hydrologiques et météorologiques du jour, le premier paramètre étant compliqué à prévoir. Des conditions atmosphériques stables les 3 jours précédant (dépend de la taille du BV) l'acquisition contribue à de probables bonnes conditions.

Les essais de prise de vue TIR de la caméra portative (partie 4.7) depuis le sol montrent qu'une ortho-image est donc en tous les cas préférable pour l'identification d'anomalies locales, réduisant de manière importante réflexions TIR. Pour l'étude de zones d'anomalies très restreintes et dont l'emplacement est connu ou supposé, un capteur TIR portatif peut être suffisant. Pour la cartographie des anomalies locales sur une zone élargie, la thermographie aérienne paraît être la seule méthode raisonnable. L'utilisation de capteur TIR depuis le sol pour l'étude à l'échelle de la section peut s'avérer pertinent dans une topographie très marquée et cela permet l'usage d'une qualité de précision supérieure, (Cardenas et al, 2014). La vue à nadir de la perspective aérienne est cependant idéale et réduit nettement les risques de réflexions TIR.

5.3. Drone

Techniquement, le drone eBee a montré une efficacité impressionnante lorsque tous les paramètres étaient au mieux, comme les acquisitions du 3 et 4 août 2017 sur l'Emme, sans aucun problème. Cependant le cumul d'une topographie difficile l'emport de capteurs relativement lourds, et des températures parfois basses ont poussé le drone aux limites de ces performances. L'inexpérience de l'usage du système a aussi joué un rôle important au début. Les batteries ont constituées une limitation importante et sont le paramètre principal à surveiller. Le signal satellite très réduit, changeant et peu prévisible dans le VDN a aussi précarisé voir empêcher des acquisitions. Aujourd'hui, une nouvelle campagne de mesures au VDN, serait beaucoup moins problématique avec les connaissances accumulées. De plus la navigation du drone et l'interface *Emotion* de *Sensefly* ont été considérablement améliorées par le fabricant depuis le début de ce travail. Le système est plus stable, il y a moins de bugs d'interaction entre capteurs et drone et la planification des vols, par le système de blocs de missions (annexe 8.24), est beaucoup plus aisée.

La législation relativement libérale quant aux drones en Suisse permet un bon développement de leurs applications. Des limitations réglementaires sont toutefois apparues au cours de ce travail⁶ et la situation pourrait évoluer rapidement ces prochaines années. Le eBee pouvant s'éloigner de manière importante (>2km) de l'opérateur, une reprise de contrôle à distance face à un aéronef (comme imposer par la loi), avec la perspective à la 3^{ème} personne, est relativement aléatoire. Heureusement, avec un poids de 700 g et essentiellement constitué de mousse expansible, le eBee constitue à priori un danger limitée pour d'autres acteurs. A l'avenir, l'usage professionnel de drones semble voué à devenir encore plus courant en raison de la fiabilité et de l'accessibilité grandissante de cet outil. L'accessibilité technique au grand public et la miniaturisation des capteurs sont des facteurs qui permettent une acquisition de données peu onéreuses, de manière rapide et régulière. La procédure de traitement des données, encore chronophage, impose toutefois de maximiser la qualité des conditions d'acquisitions pour augmenter celle des données. Le risque est grand de récolter « trop » de données, ce qui a été en partie le cas dans ce travail.

⁶ <https://www.bazl.admin.ch/bazl/fr/home/bonasavoir/drones-et-modeles-reduits.html>

5.4. Géoréférencement et photogrammétrie

Dans ce travail, aucun GPS différentiel, n'a été utilisé, ni pour les images prises par drone, ni pour la localisation des loggers. En conséquence, l'erreur du positionnement absolu des images et des loggers est importante. Une erreur de co-référencement entre les bandes aussi élevée que la taille du phénomène nuit à la comparabilité des données, chaque pixel d'image thermique mesurant environ 20 cm, si l'erreur est de 50 cm, il peut y avoir jusqu'à 5-6 pixels de décalage entre la position réelle du logger et celle indiquée par le GPS portable. Ceci a par exemple pour conséquence de potentiellement situer le logger à l'extérieur du cours d'eau, ce qui rend la comparaison invalide.

Pour des calculs d'indices et de statistiques spatiales entre les bandes spectrales, ainsi que l'intégration de mesures in-situ, il est indispensable d'avoir une haute précision de co-référencement des orthomosaïques TIR, MS qui soit suffisante pour pouvoir les combiner, classifier les surfaces et interpréter les distributions de températures. 2-3 cellules de décalage latéral par rapport à l'emplacement effectif est une limite indicative qui ressort de ce travail pour ne pas perdre toute information utile sur des cours d'eau de parfois moins de 1 m de large (VDN) ou aux anomalies situées proche des berges (Emme). Les différences de projections d'objets verticaux (arbres, bâtiments) entre les bandes peuvent localement faire baisser la correspondance de surface entre les couches.

Pour remédier à ce problème régulier et comme l'erreur n'est pas systématique et peut être distribuée dans n'importe quelle orientation, les emplacements géolocalisés des loggers ont été manuellement déplacés dans la partie centrale du cours d'eau la plus proche du point original du logger en question. On pose donc deux hypothèses 1) la partie du raster plus froide en été, respectivement plus chaude en hiver décrit le cours d'eau 2) la température au centre d'une section du cours d'eau sur le raster est représentative de la température de la zone de la rivière, sur une longueur de quelques mètres. Cela contribue à l'incertitude.

Le géoréférencement de base (par positionnement GPS du drone) des rasters présente des erreurs de plusieurs mètres. Pour la bande TIR, l'erreur de projection est hétérogène, il y a donc des distorsions issues de l'assemblage des images, en particulier en partie externe des rasters. Lors de l'inspection des images individuelles, on constate des flous (annexe 8.25), les images trop floues sont exclues par le logiciel Pix4D, cependant beaucoup d'images utilisées présentent encore toujours des flous plus légers, dus au mouvement du drone et à la faible irradiance de l'étendue de la bande thermique considérée (comparées aux réflexions du spectre visible en journée).

Il a été établi que pour référencer le raster thermique les points de correspondance manuels ne doivent préférentiellement pas être placés sur des bâtiments ou des structures élevées qui sont géoréférencées avec plus d'erreur en raison de l'angle de vue différentiel selon la position du drone, cela crée des « ombres » sur certaines zones et rend le matching difficile. Faute de quoi les résidus du fitting sont plus élevés et ceci péjore le référencement global au niveau du sol. Ceci est un désavantage car les coins de bâtiments sont facilement reconnaissables dans les rasters des différentes longueurs d'onde, tandis que les surfaces naturelles présentent peu de caractéristiques reconnaissables (angles droits, contraste élevé) dans la bande thermique. Des structures anthropiques peu élevées, des blocs rocheux isolés, des points de confluences, et le contraste herbe-sédiments peuvent constituer de bons repères. Mais la nature des objets, en hauteur ou non, est parfois difficile à déterminer.

Le placement de cibles géoréférencées comme points de contrôle aurait été bénéfique, cependant cela demande le développement de cibles visibles dans le thermique et les autres bandes MS. De plus cela

demande un GPS différentiel ainsi qu'une distribution régulière sur la zone à survoler. Tout cela aurait demandé une logistique importante, contraire au but de ce travail.

5.5. Classifications

L'évaluation des classifications K-means et à l'aide de l'indice W_i s'est faite qualitativement, et par inspection visuelle. Une comparaison quantitative serait intéressante mais demande une référence fiable, qui aurait pu être une délimitation cartographique manuelle des surfaces d'eau, ou un modèle d'écoulement numérique, par exemple à partir de l'algorithme D8⁷. Cela n'a pas été fait car la première méthode est très chronophage et subjective, une modélisation de l'écoulement nécessiterait un MNT (et non MNA) très précis, incorporant la bathymétrie du lit de rivière ainsi que des valeurs de débits. Ces limitations impliquent des erreurs potentielles élevées. Une comparaison de ces différentes méthodes de détermination des surfaces d'eau serait toutefois intéressante. De manière réaliste, il aurait été pertinent d'acquérir sur le terrain quelques points au DGPS, dans chacune des zones (humides, eau, sec) comme points de contrôles, donnant ainsi des références visuelles sur les véritables surfaces d'eau.

Ci-après sont discutées la qualité des classifications du VDN du 12.09.2016 et de l'Emme du 15.11.2016 et du 04.08.2017 pour lesquelles des données TIR et MS concomitantes ont été acquises.

5.5.1. Vallon de Nant

La qualité radiométrique des données MS et TIR du 12.09.2016 est insuffisante (voir parties 4.1) pour obtenir une méthode satisfaisante de discrimination des surfaces d'eau sur l'ensemble de la zone d'étude. Les hétérogénéités de réflectance des images rendent inévitable soit des faux positifs soit des faux négatifs. C'est en particulier les ombres de nuages en MS et l'illumination solaire directe et réfléchie tant en MS que en TIR qui créent ces différences de valeurs de réflectance pour des mêmes surfaces. Les vols TIR et MS du 12 septembre ont été effectués trop tard, entre 10 :46 et 11 :57, à une période de l'année où le soleil est à une hauteur angulaire relativement élevée et illumine progressivement la face S du vallon (fig. 37 let. B). L'incidence directe au fond du vallon à la hauteur de l'alpage se produisant vers 11h30. L'ordre chronologique des vols, de l'aval vers l'amont, tout comme les pentes ont une influence directe sur l'hétérogénéité. La partie aval, encaissée, présente des variations importantes de réflectance le long de la pente de la face S. La partie supérieure du vallon, plus ouverte que la partie basse et quasi dépourvue d'arbres, est plus homogène. L'hétérogénéité a pu être mitigée en prenant en compte les proportions entre les bandes G et RE dans l'indice W_i (annexe 8.6).

Au final la classification à la base de l'indice W_i (fig. 49) est de qualité médiocre en l'évaluant sur l'ensemble de la zone d'étude, visuellement. L'analyse mérite cependant d'être plus détaillée : sur la partie amont de la zone, la qualité de classification est très satisfaisante (fig. 81). La raison en est un gradient élevé entre l'eau et les autres surfaces dans la bande TIR, ce gradient est bon en raison de l'ensoleillement de cette zone lors des acquisitions. En revanche en partie aval, la classification binaire présente beaucoup de faux positifs, en particulier : le lit de rivière, constitué de sédiments grossiers (blocs et galets) et de sédiments fins dans une moindre mesure sont inclus dans la surface « eau » (fig. 82, 83), quelques faux négatifs sont également présents en raison des hétérogénéités de réflectance (en raison des nuages passants) des bandes MS et des ombres d'arbres.

⁷ <http://www.niu.edu/landform/nonlinearRules.htm>

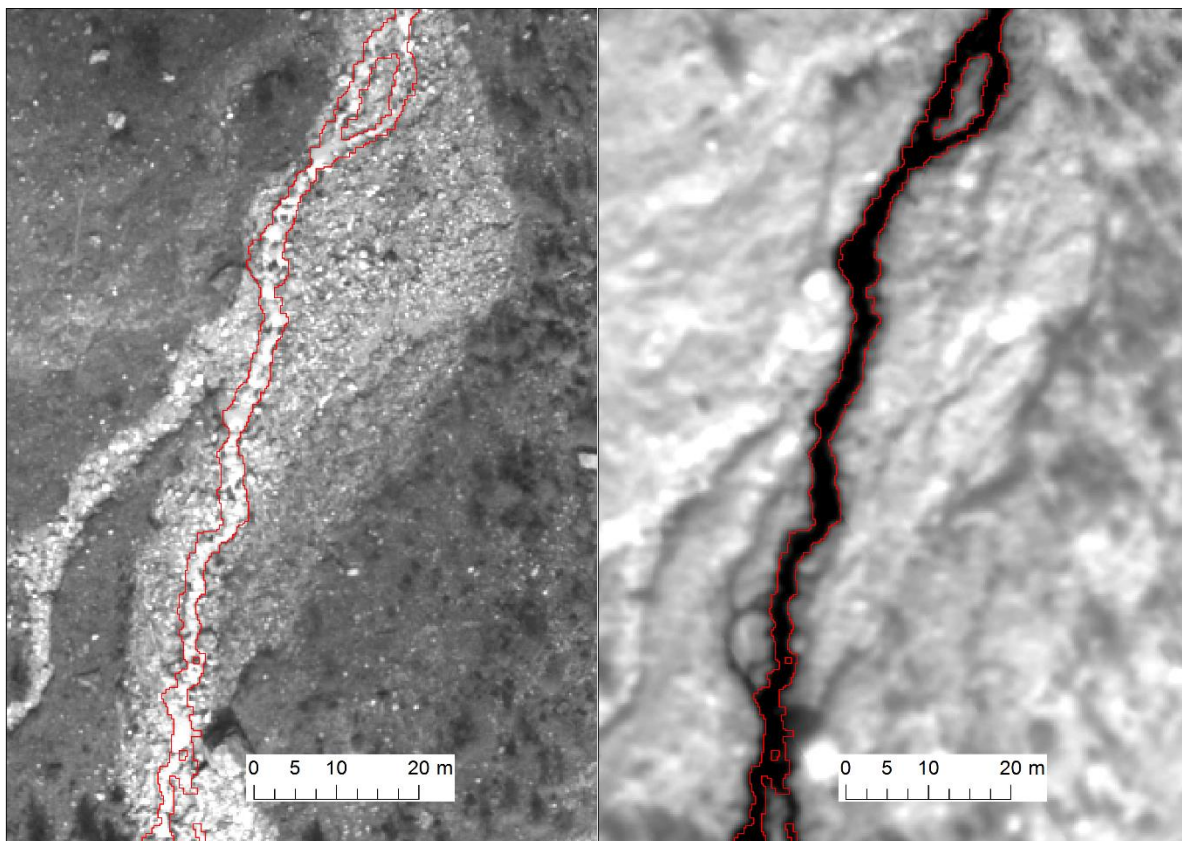


Figure 81 VDN, 12.09.2016, extrait zone amont. Contours des surfaces d'eau en rouge, d'après la classification basée sur l'indice W_i , Fond : bande G et bande TIR.

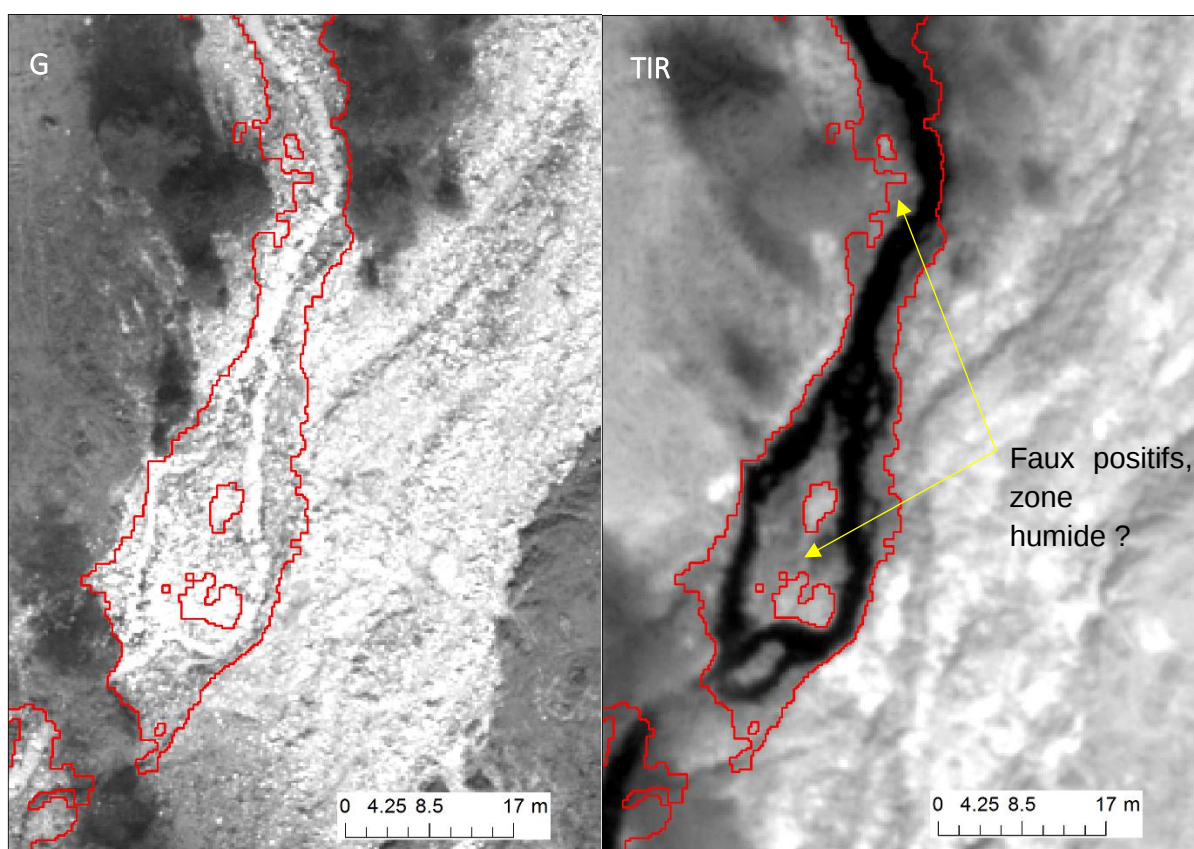


Figure 82 VDN, 12.09.2016, extrait zone médiane. Contours des surfaces d'eau en rouge, d'après la classification basée sur l'indice W_i , Fond : bande G et bande TIR. Exemples de faux positifs.

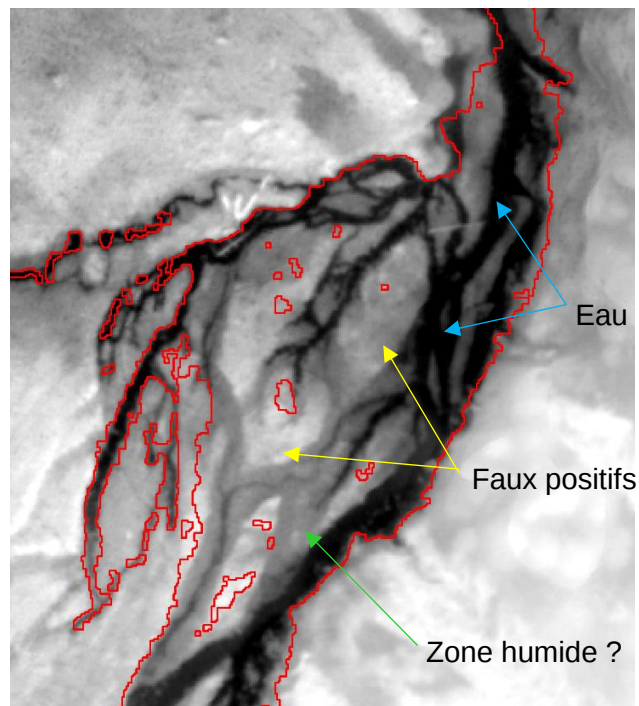


Figure 83 VDN, 12.09.2016, extrait zone aval. Contours des surfaces d'eau en rouge, d'après la classification basée sur l'indice Wi, Fond : bande TIR.

La classification K-means du VDN est moins satisfaisante que celle basée sur l'indice Wi, et comme celle du Wi, elle aurait probablement été meilleure avec des données plus homogènes.

5.5.2. Emme

Pour définir les surfaces recouvertes d'eau, l'indice NDWI paraissait idéal notamment car indépendant de la bande TIR. Un des problèmes dans le cas de la rivière de l'Emme, est sa faible hauteur de colonne d'eau le 15.11.2016 (condition pourtant indispensable pour la détection des échanges SW-GW comme expliqué dans la partie 3.4). La haute transparence de l'eau dans le spectre optique rend le lit sédimentaire visible, il influence la classification, en particulier sur la bande verte (fig. 68, G). On voit que sur toute la portion intérieure de ce méandre (à droite), les sédiments dans l'eau peu profonde sont visibles sur la bande verte, dans le proche infrarouge la distinction entre sédiments immergés et émergés est beaucoup plus nette. C'est pour cette raison aussi que la classification de grands fleuves est plus facile.

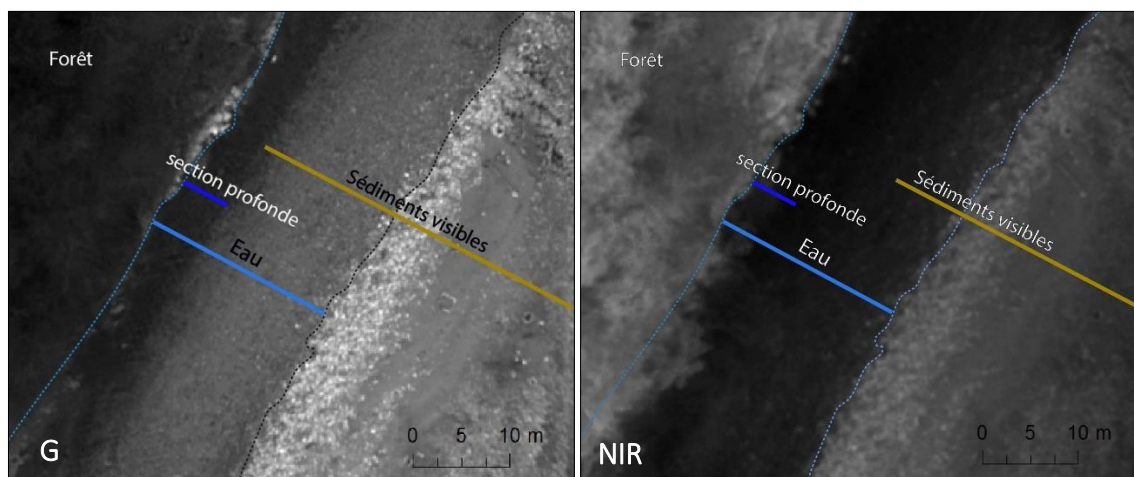


Figure 84 Réflectances de la bande verte (G) et proche infrarouge (NIR), rivière Emme, 15.11.2016.

Le MNA et MNT produits à partir de la bande verte, et leurs superposition aux orthomosaïques permet de voir plus clairement où des arbres obstruent la vue sur la rivière.

Les différences de géoréférencement de la bande TIR du 15.11.2016 par rapport aux bandes MS se voient sur la différence de classification, surtout dans la zone près de la station de pompage (fig. 85). On voit que le K-means pondère moins la bande TIR, et l'ignore lorsque elle est mal géoréférencée.

On constate que l'indice Wi intègre mieux les zones d'eau de faible profondeur (fig. 86), en revanche à proximité des berges, proche des arbres, il tronque une partie de la rivière et certaines pierres émergées sont faussement classifiées comme surface d'eau. La méthode K-means omet certaines zones de faible profondeur, la sélection de classes supplémentaires pour les intégrer aurait créé des faux positifs à d'autres endroits. Les pierres émergées semblent être mieux repérées, cependant définir visuellement ce qui est émergé/immergé en réalité est complexe.

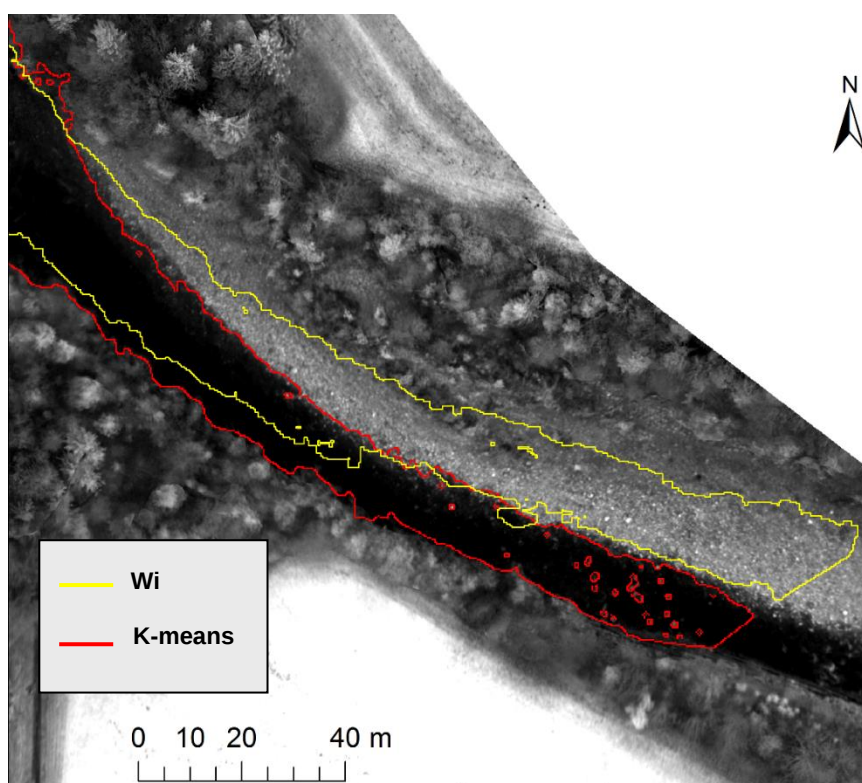


Figure 85 Emme, 15.11.2016. Extrait zone aval station de pompage. Contours des masques eau pour la classification K-means et indice Wi, fond : bande RE.

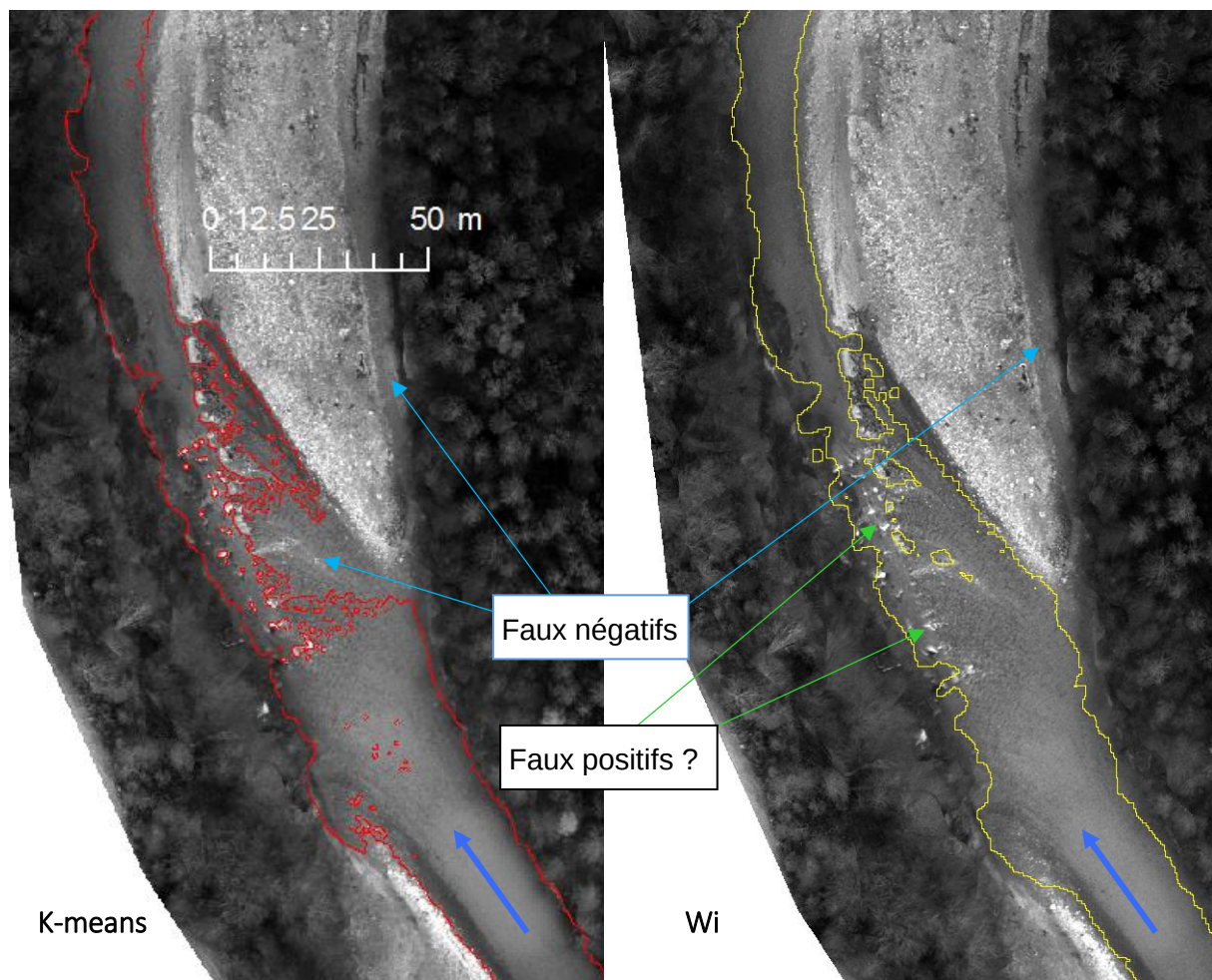


Figure 86 Emme, 15.11.2016. Extrait zone amont station de pompage. Contours des masques eau pour la classification K-means et indice W, fond : bande G.

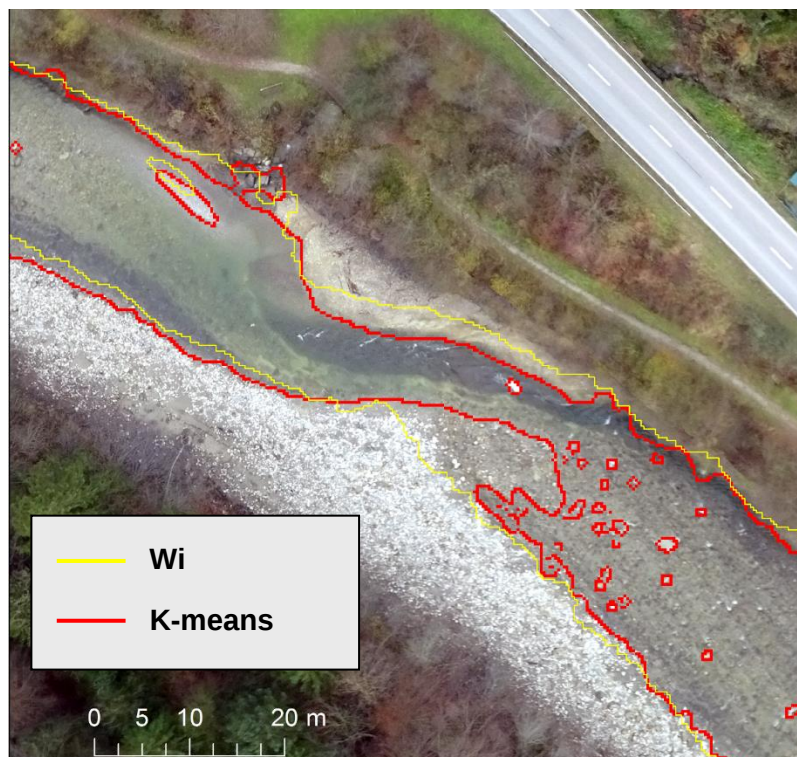


Figure 87 Emme, 15.11.2016. Extrait zone médiane. Contours des masques eau pour les classifications K-means et indice W, fond : raster RGB.

La qualité de la classification K-means du 04.08.2017 présente les mêmes qualités et défauts que celle du 15.11.2016 (Annexe 8.30). Celles-ci ayant donné des résultats très satisfaisants, le calcul de la classification W_i a été jugée superflu.

5.5.3. Synthèse de la partie classification

Au final la classe eau du VDN est très bruitée avec beaucoup de faux positifs tandis que celles de l'Emme le sont très peu. Pour chacune des classifications, les nuances suivantes peuvent être émises :

- Indice **W_i** : La pondération des bandes est discutable et particulièrement la bande TIR, qui est prépondérante alors que c'est la variable d'intérêt. Le seuil est choisi de manière empirique, après plusieurs essais et contrôle sur les différentes parties des zones d'études. La valeur seuil n'ayant pas de réalité physique, son choix dépend des valeurs de rasters sources (et donc des conditions environnementales d'acquisition). La valeur est donc différente pour chaque date d'acquisition.
- La classification **K-means** a l'avantage de s'appuyer sur un algorithme établi, le nombre d'itérations et le nombre de classes sont cependant des facteurs déterminants, à choisir subjectivement et en essayant plusieurs valeurs. Le résultat de la classification brute ne permet pas de directement identifier les surfaces d'eau du reste. Il demande encore un choix manuels des classes pertinentes (entre 5 et 8 pour l'eau dans ce travail, sur 35 classes au total). Les classes à sélectionner ne sont pas identifiées de manière identique selon la date d'acquisition. La méthode K-means montre de meilleurs résultats pour les pierres émergées isolées. De plus la méthode prend en compte les 4 couches (R, G, NIR, RE, TIR) de manière égale, contrairement à l'indice W_i qui est largement influencé par la bande TIR (au carré). La méthode présente donc l'avantage d'être plus indépendante.

Les méthodes de classification développées ne sont pas généralisables à d'autres jeux de données sans une calibration empirique qui demande plusieurs essais. De nombreux faux positifs et faux négatifs sont créés par les deux méthodes. Dans le but d'une extraction des températures du cours d'eau, les méthodes sont plutôt bien adaptées. Il faut cependant avoir conscience que de larges surfaces peuvent ne pas représenter les températures de l'eau mais celles d'autres surfaces, particulièrement sur les berges. Les projections d'arbres et leur ombres (parfois différentes selon les bandes) dans le plan sont sources fréquentes d'erreur de classification. Enfin le co-référencement précis entre les bandes spectrales constitue le préalable indispensable aux deux méthodes. Les problèmes de géoréférencement des rasters ont constitué un problème central de cette étape d'extraction des surfaces d'eau et a été la cause de fausse classification sur une zone importante avec l'indice W_i . Une classification totalement indépendante de la bande TIR aurait été idéale, mais n'a pas été possible dans ce travail.

Dans l'idéal les classifications auraient permis d'isoler les surfaces d'eau de manière exhaustive et sans faux positifs ou de manière marginale, ceci a été davantage le cas pour l'Emme que pour l'Avançon de Nant. Avec des masques eau de meilleure qualité, une méthode automatique de cartographie des anomalies thermiques locales aurait pu être développée. Notamment avec des arguments géométriques et de gradients sur l'extension du masque eau de la bande TIR. Par exemple en calculant l'écart-type de chaque pixel dans un rayon X et en sélectionnant un seuil de gradient minimal. Ceci serait particulièrement pertinent si les anomalies circulaires, tel que celles de l'Emme, étaient encore plus nombreuses ou pour l'analyse de sections de rivière plus longues.

5.6. Gradients thermiques à l'échelle de la section

Sur les orthomosaïques thermiques de l'Avançon de Nant comme sur celles de l'Emme, il apparaît que les températures des rivières contrastent davantage avec les rives les jours de campagnes d'hiver que ceux d'été.

Les températures d'eau dans l'Emme présentent davantage de contraste en hiver, cela pourrait être expliqué en partie par la convection, en effet l'eau souterraine plus chaude, moins dense que l'eau environnante, remonte plus rapidement à la surface que l'eau froide, plus dense, dans l'eau environnante plus chaude en été. Le volume des échanges a toutefois un rôle important et probablement prépondérant. Ces volumes et leurs variabilités étant inconnus, ceci ne peut être vérifié dans ce travail. Une comparaison avec les mesures piézométriques et la modélisation sur l'Emme de Schilling et al, 2017 serait intéressante.

La carte de variations thermique de l'Emme entre le 3 Août au soir et le 4 août au matin (annexe 8.21) montre des zones plus stables que d'autres thermiquement, alors que les températures absolues télédéetectées ont baissé de 3-4°C du soir au matin.

5.7. Anomalies locales

L'**Emme** est relativement homogène thermiquement en surface, les anomalies ponctuelles ressortent donc clairement, avec des différences de l'ordre de 0.1 à 0.4°C. Le gradient est modeste mais relativement à l'écart moyen environnant, il est significatif. Deux morphologies d'anomalies ont été identifiées : (1) l'une ponctuelle et limitée à 2m de diamètre, à proximité des river mais pas en contact direct. Principalement du type jonction ponctuelle (fig. 2, let B) par. L'autre de type jonction de surface (fig2 let A) est identifié uniquement proche de la zone de la station de pompage (fig. 75)

Les anomalies froides, en été, présentent généralement un ΔT plus important par rapport à l'eau environnante que les anomalies chaudes en hiver. Ceci peut être expliqué par les eaux exceptionnellement chaudes lors de l'acquisition d'Aout. Les eaux souterraines étant stables thermiquement, elles sont proches de 10°C tout au long de l'année dans la nappe (Schilling et al 2017). Le gradient et la taille des anomalies dépendent également des débits relatifs (SW vs GW). Ce ΔT important entre SW et GW et un bas débit SW (0.6 m³/s) crée des conditions idéales pour la détection d'anomalies.

Pour le **VDN**, les anomalies locales, dans une dimension comparable à l'Emme sont limitées à deux anomalies le 08.09 sur la partie médiane de la zone, la cause de ces deux anomalies froides ne peut pas être expliquée clairement. On peut émettre l'hypothèse que ce sont des zones plus profondes, isolées du courant, qui de par leur nature stagnante, représentent la température d'eau d'une période précédente. Il pourrait aussi s'agir d'artefacts.

En zone aval (fig. 65, 67) en revanche, d'importants apports d'eau apparaissent en été le 08 et 12.09.2016. Ils sont plus diffus que ceux de l'Emme et impactent de manière significative la température moyenne du torrent. La baisse de la température de 1.5°C se fait sur une centaine de mètres, les apports latéraux, plus froids de 2°C sur la rive droite et la zone froide dans la partie marécageuse en rive gauche témoignent d'un apport important de GW. Cet apport semble se faire avant par écoulement de subsurface depuis les berges, mais il y a sans doute aussi des jonctions diffuses depuis la zone hyporhéique (fig. 2, let C) et donc de l'aquifère sous-jacent supposé.

Les données d'hiver, le 07.12.2016, prise après une longue période sèche, corroborent ces observations. On observe en effet sur cette partie aval des émergences multiples qui forment le début et l'apport d'eau à l'Avançon de Nant (fig. 40) à cette date. Plus en amont, il n'y a aucun écoulement, la rivière est sèche et recouverte de glace (observation et inspection bandes MS). Pour le VDN, l'apport de GW constitue une part très importante du débit, des analyses isotopiques aideraient à déterminer cela.

Il est important de mentionner que les anomalies locales permettent d'attester de jonctions souterraines de manière assez certaine car il est improbable que d'autres causes les expliquent. Ceci en raison de :

- Leur pérennité spatiale entre l'hiver (points chaud) et l'été (points froids).
- De leur placements systématique proches des rives mais ne les touchant rarement de manière directe.
- Leur rassemblements en clusters groupés relativement proches les uns de autres exclu la possibilité d'erreurs radiométriques isolées.
- Au niveau des températures en hiver, une zone plus chaude en TIR ne peut pas être expliquée autrement, l'eau ayant une émissivité quasi maximale. Enfin les zones d'anomalies ont été inspectées en MS et RGB et il n'a été constaté aucun corps étranger

On peut également dire que l'absence d'anomalies locales en certaines zones n'exclut absolument pas des jonctions de GW. Elles peuvent en effet se produire dans des zones plus profondes et donc se diluer et influencer de manière plus diffuse sur la température, par exemple à l'échelle de la section. De plus avec les courants et les turbulences, l'influence de l'eau souterraine en en température de surface peut être décalée vers l'aval. Des acquisitions plus nombreuses, au cours d'une même saison mais lors de débits différents serait intéressant. Tout comme la combinaison avec des données piézométriques et de température de la nappe.

5.8. Modèle numérique d'altitude

Le modèle numérique d'altitude a constitué une aide à l'interprétation que tardivement dans ce travail. Son potentiel n'a pas été pleinement exploité, il a particulièrement servi de couche supplémentaire de contrôle pour les interférences d'arbres, en permettant d'exclure les zones d'eau thermiquement biaisées par l'obstruction d'arbres entre le capteur et la surface d'eau. Une intégration de MNA, ou MNT, dans la méthode de classification serait sans doute bénéfique, comme couche d'information supplémentaire, avec un modèle d'écoulement, même sommaire, cette couche permettrait d'exclure les zones trop en amont par rapport au talweg. Cela permettrait en tout cas d'exclure les obstructions d'arbres, leur ombre de la classe « eau ». L'inspection visuelle du MNA a montré que la photogrammétrie au-dessus de surfaces de forêts et d'eau en large partie

6. Conclusion

Dans ce travail il a été tenté de montrer le potentiel et les limites de la télédétection thermique par drone à renseigner sur les dynamiques thermiques de surface de cours d'eau de montagne. En particulier les apports d'eaux souterraines. La condition d'acquérir des données homogènes apparaît essentielle : Le géoréférencement, l'absence d'illumination solaire ou en tout cas sa stabilité, des gradients spatiaux de températures de surface stables et un temps d'acquisition réduit ont été trouvés comme les points déterminants d'une acquisition réussie. Ces conditions permettent une combinaison des différentes bandes pour classifier les surfaces, et ainsi améliorer l'interprétation hydrologique. Cela permet également des comparaisons spatio-temporelles plus fiables par la suite.

Ce travail étant avant tout méthodologique, la procédure a été développée au fur à mesure des résultats, de nombreuses adaptations ont été nécessaires. En conséquence il y a un certain manque de systématique apparent : Les mesures in-situ et les relevés MS n'ont pas été effectués à chaque campagne, les données n'ont pas été toujours acquises dans des conditions environnementales stables, et des méthodes de classification différentes ont été utilisées. Les températures irradiées ont été comparées aux mesures in-situ et ont mis en évidence des erreurs relativement systématiques. Mais davantage de données seraient nécessaires pour corriger les températures absolues. Les températures relatives demeurant l'intérêt principal pour la détection d'échanges entre aquifère et rivière, l'interprétation n'en est pas péjorée.

Au niveau de l'interprétation hydrologique, l'acquisition de données à différentes périodes de l'année, avec des températures et des gradients différents a permis de montrer les apports d'eaux souterraines par les identifications nombreuses d'anomalies locales et de gradients à l'échelle de la section de rivière. Les résultats cartographiques, les profils longitudinaux et les histogrammes des températures de surface d'eau permettent différents angles d'analyses.

Pour l'**Emme** les résultats ont montrés les nombreux apports concentrés d'eaux souterraines, des zones chaudes et froides alternant à l'échelle hectométrique, laissant supposer à un flux d'eau souterraine diffus se joignant à la rivière par le fond également. La corrélation apparente des variations des TSE le long de la section entre l'hiver et l'été laisse penser qu'il y a d'autres paramètres que l'eau souterraine qui expliquent les variations de TSE. Au **VDN**, les profils thermiques ont également montrés certaines correspondances significatives entre les différentes périodes. Les hétérogénéités de réflectance ont perturbé la classification des surfaces d'eau et ainsi réduit les possibilités d'interprétation. Cependant l'illumination solaire hétérogène spatialement et entre les périodes n'a pas rendu les données TIR caducs pour autant. Les profils longitudinaux et les cartes thermiques montrent des apports d'eaux souterraines importants en zone aval. L'altitude des premières exurgences et des zones froides semble indiquer le niveau de l'aquifère sous-jacent.

Dans une perspective futur, l'utilisation de données TIR en relation avec des données hydrogéologiques in-situ ou modélisées serait intéressante. La dimension spatiale constitue un atout important qui peut potentiellement contribuer à des calibrations ou comme données de validation.

7. Bibliographie

- Anderson, J. Duck, J. Mc Manus, J. (1995). Thermal radiometry: a rapid means of determining surface water temperature variations in lakes and reservoirs. *Journal of Hydrology*, 173, 313–344.
- Belknap, W. Naiman, R. (1998). A GIS and TIR. Procedure to detect and map wall-base channels in Western Washington. *Journal of Environmental Management*, 52, 147-160.
- Cardenas, M. Wilson, J. (2007). Effects of current–bed form induced fluid flow on the thermal regime of sediments, *Water Resources Research*, 43, W08431, doi: 10.1029/2006WR005343.
- Cardenas, B. Neale, C. Jaworowski, C. Heasler, H. (2011). High-resolution mapping of river- hydrothermal water mixing: Yellowstone National Park. *International Journal of Remote Sensing*, 32 (10), 2765-2777, doi: 10.1080/01431161003743215.
- Cardenas, M. B. Doering, M. Rivas, D. S. Galdeano, C. Neilson, B. T. & Robinson, C. T. (2014). Analysis of the temperature dynamics of a proglacial river using time-lapse thermal imaging and energy balance modeling. *Journal of Hydrology*, 519, 1963 – 1973.
- Constantz, J. Tyler, S. Kwicklis, E. (2003). Temperature-profile methods for estimating percolation rates in arid environments, *Vadose Zone Journal*, 2, 12–24.
- Constantz, J. (2008). Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. *Water Resources Research*, 44, 4. doi: 10.1029/2008WR006996.
- Dubas, O. (2017). La thermographie dans le domaine du rocheux : éléments d’influence et corrections de la température apparente en température réelle. Mémoire de master. Université de Lausanne.
- Dugdale, S. (2016). A practitioner's guide to thermal infrared remote sensing of rivers and streams: Recent advances, precautions and considerations. *WIREs Water*. doi: 10.1002/wat2.1135.
- Fausch, K. Torgersen, C. Baxter, C. Li, H. (2002). Landscapes to Riverscapes: Bridging the Gap between Research and Conservation of Stream Fishes. *BioScience*, 52, 483-498.
- Garner, G. Malcolm, I. A. Sadler, J. P. & Hannah, D. M. (2017). The role of riparian vegetation density, channel orientation and water velocity in determining river temperature dynamics. *Journal of Hydrology*, 553(Supplement C), 471-485. doi: 10.1016/j.jhydrol.2017.03.024
- Gleick, P. H. (1996). Basic Water Requirements for Human Activities: Meeting Basic Needs. *Water International*, 21, 83-92. doi: 10.1080/02508069608686494.
- Handcock, R.N. Torgersen, C.E. Cherkauer, K.A. Gillespie, A.R. Tockner, K. Faux, R.N. Tan, J. (2012). Chapter 5- Thermal infrared remote sensing of water temperature in riverine landscapes In Carbonneau, P., Piegay, H., eds., *Fluvial Remote Sensing for Science and Management*, first edition: Chichester, UK, John Wiley & Sons, Ltd., p. 85-113.
- Hannah, D. Malcolm, I. Soulsby, C. Youngson, A. (2004). Heat exchanges and temperatures within a salmon spawning stream in the Cairngorms, Scotland: seasonal and sub-seasonal dynamics. *River Research and applications*, 20, 635–652. doi: 10.1002/rra.771.

- Henderson, Bradley & Theiler, James & Villeneuve, Pierre. (2003). The polarized emissivity of a wind-roughened sea surface: A Monte Carlo model. *Remote Sensing of Environment*. 88. 453-467. doi: 10.1016/j.rse.2003.09.003.
- Konda, M., Imasato, N., Nishi, K., & Toda, T. (1994). Measurement of the sea surface emissivity. *Journal of Oceanography*, 50(1), 17-30. doi: 10.1007/BF02233853.
- Krause, S. Boano, M. Cuthbert, J. Fleckenstein, H. Lewandowski, J. (2014). Understanding process dynamics at aquifer-surface water interfaces: An introduction to the special section on new modelling approaches and novel experimental technologies, *Water Resource Research*, 50, 1847–1855. doi: 10.1002/2013WR014755.
- Loheide, S. Gorelick, S. (2006). Quantifying Stream–Aquifer Interactions through the Analysis of Remotely Sensed Thermographic Profiles and In Situ Temperature Histories. *Environmental Science and Technology*, 40 (10), 3336–3341. doi: 10.1021/es052207.
- Maheu, A., Poff, N. L., and St-Hilaire, A. (2016) A Classification of Stream Water Temperature Regimes in the Conterminous USA. *River Res. Applic.*, 32: 896–906. doi: 10.1002/rra.2906.
- Mallat, U. Schwonke, F. Gloaguen, R. Geyer, S. Sauter, M. Siebert, C. (2013). Airborne Thermal Data Identifies Groundwater Discharge at the North-Western Coast of the Dead Sea. *Remote Sensing*, 5, 6361-6381.
- Masuda, K & Takashima, T & Takayama, Y. (1988). Emissivity of pure seawater for the model sea surface in the infrared window regions. *Remote Sensing of Environment*. 24. 313-329. doi: 10.1016/0034-4257(88)90032-6.
- McFeeters, S. K. 1996. "The Use of the Normalized Difference Water Index (NdwI) in the Delineation of Open Water Features." *International Journal of Remote Sensing* 17 (7): 1425–1432. doi: 10.1080/01431169608948714.
- MontanAqua. Anticiper le stress hydrique dans les Alpes – Scénarios de gestion de l’eau dans la région de Crans-Montana-Sierre (Valais) Résultats finaux et recommandations, (2013). http://www.hydrologie.unibe.ch/projekte/20131107_Synthesis_F.pdf
- Pai, H. Malenda, H. F. Briggs, M. A. Singha, K. González-Pinzón, R. Gooseff, M. N. the AirCTEMPS Team (2017). Potential for small unmanned aircraft systems applications for identifying groundwater-surface water exchange in a meandering river reach. *Geophysical Research Letters*, 44, 11,868–11,877. doi: 10.1002/2017GL075836
- Perret, A. Martin, S. (2014). Carte géomorphologique du vallon de Nant et étude de la marge proglaciare des martinets. *Bulletin de la Murithienne*, 132, 69 – 82.
- Sass, G. Creed, I. Riddell, J. Bayley. S. (2013). Regional-scale mapping of groundwater discharge zones using thermal satellite imagery. *Hydrological Process*. doi: 10.1002/hyp.10068.
- Schilling, O. S. Gerber, C. Partington, D. J. Purtschert, R. Brennwald, M. S. Kipfer, R. Hunkeler, D. & Brunner, P. (2017). Advancing physically-based flow simulations of alluvial systems through atmospheric noble gases and the novel ³⁷Ar tracer method. *Water Resource Research*, doi: 10.1002/2017WR020754

Schmidt, C. Conant, B. Bayer-Raich, M. Schirmer, M. (2007). Evaluation and field-scale application of an analytical method to quantify groundwater discharge using mapped streambed temperatures, *Journal of Hydrology*, 347, 292–307.

Schuetz, T. Weiler, M. (2011). Quantification of localized groundwater inflow into streams using ground-based infrared thermography. *Geophysical research letters*, 38, 3. doi: 10.1029/2010GL046198.

Tamborski, J.J. Rogers, A.D. Bokuniewicz, H.J. Cochran, J.K. Young, C.R. (2015). Identification and quantification of diffuse fresh submarine groundwater discharge via airborne thermal infrared remote sensing. *Remote Sensing of Environment* 171, 202–217. doi: 10.1016/j.rse.2015.10.010.

Torgersen, C. R. Faux, B. McIntosh, N. Poage, and D. Norton (2001), Airborne thermal remote sensing for water temperature assessment in rivers and streams, *Remote Sens. Environ.*, 76(3), 386–398, doi: 10.1016/S0034-4257(01)00186-9.

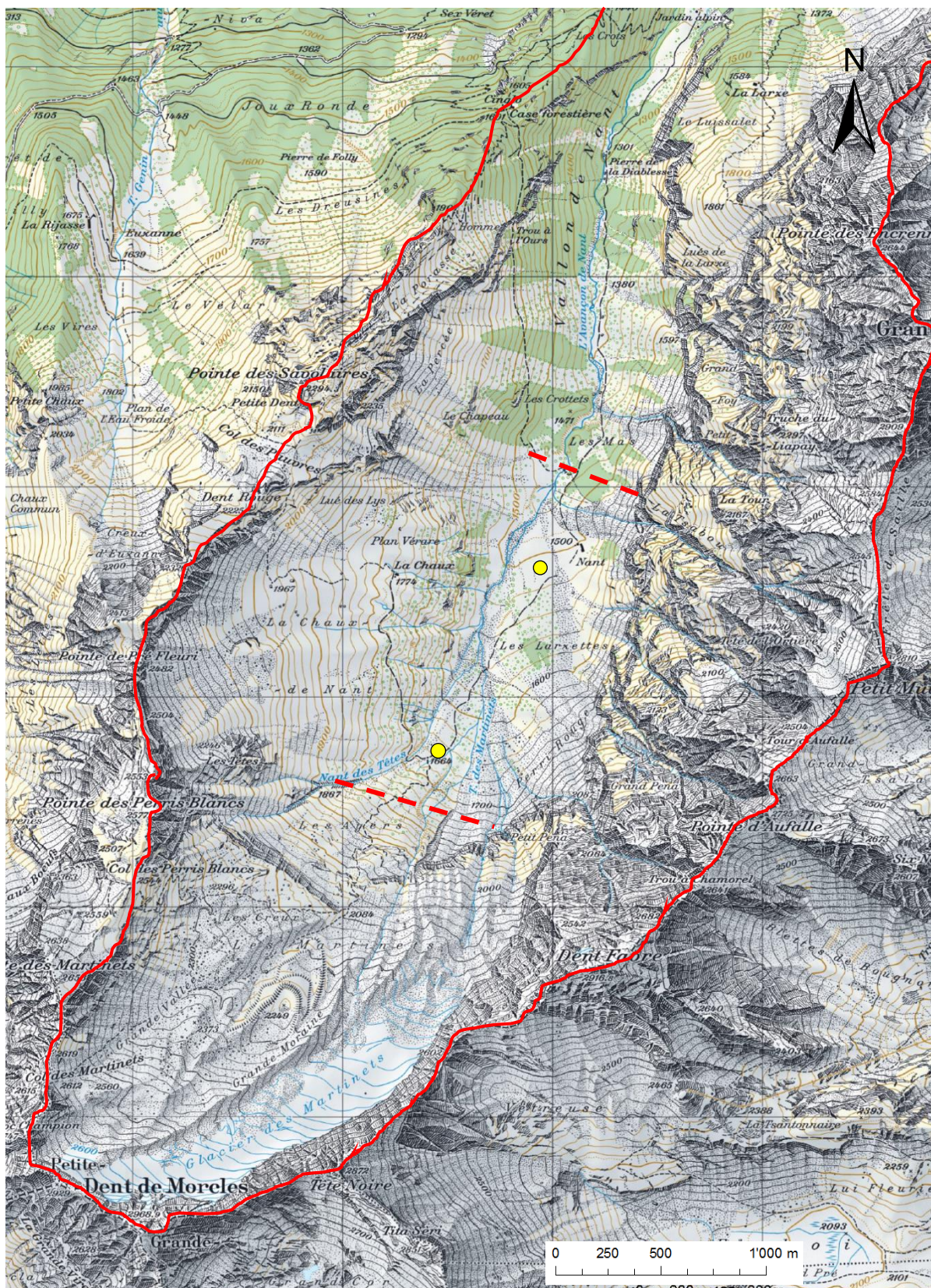
Usamentiaga, R. Venegas, P. Guerediaga, J. Vega, L. Molleda, J. Bulnes, F.G. (2014). Infrared Thermography for Temperature Measurement and Non-Destructive Testing. *Sensors (Basel)* 14, 12305–12348. doi: 10.3390/s140712305.

Webb, B. Hannah, D. Moore, Brown, L. Nobilis, F. (2008). Recent advances in stream and river temperature research. *Hydrological Processes*, 22, 902–918. doi: 10.1002/hyp.6994.

Winter, T.C. Harvey W. J. Franke, O.L. Alley, W.M. Ground Water and Surface Water A Single Resource. U.S. Geological Survey Circular 1139, Denver, Colorado, 1998.

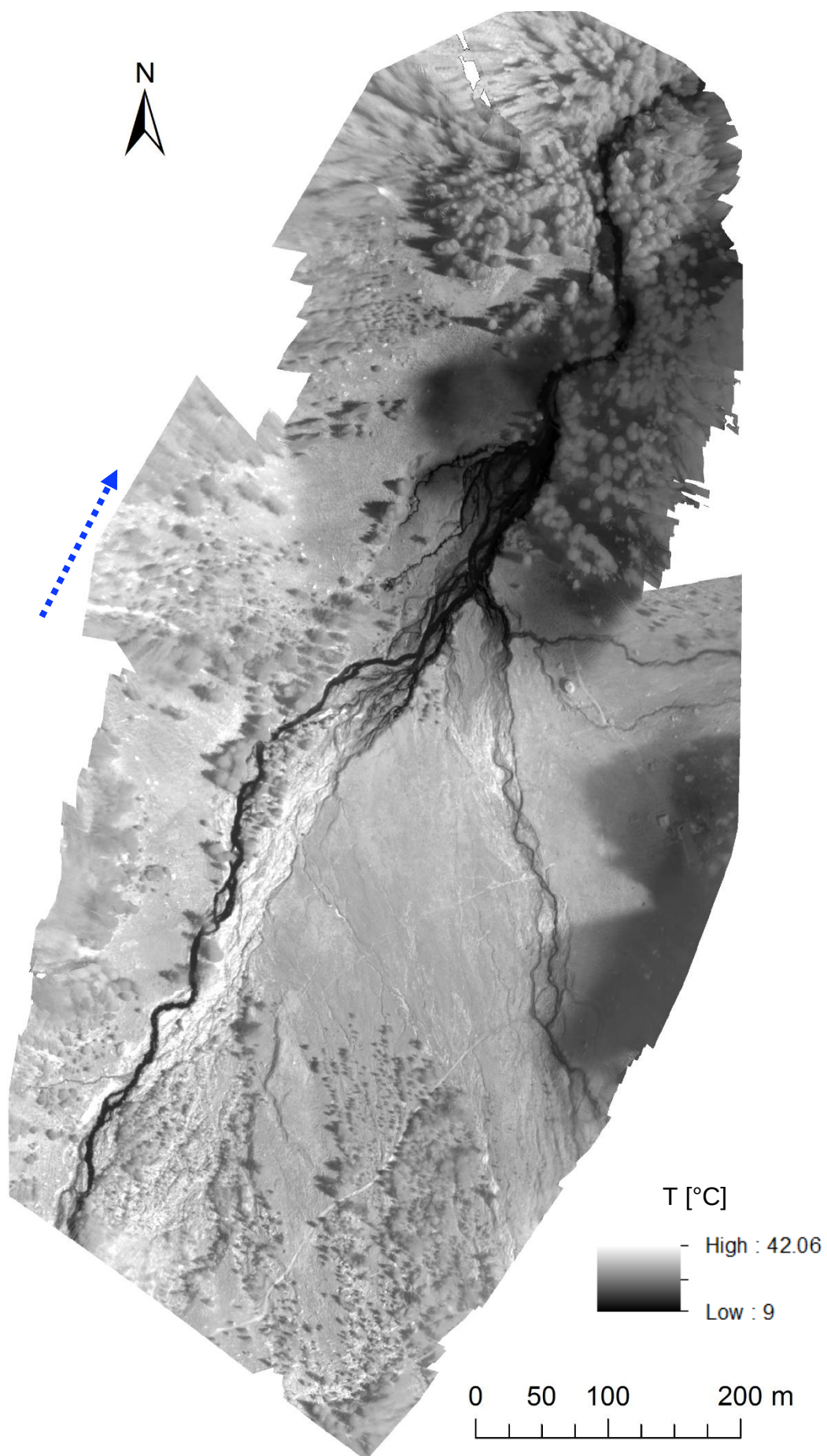
8. Annexes

8.1. VDN, Situation, fond de carte: Swisstopo 1:25'000, 2017.

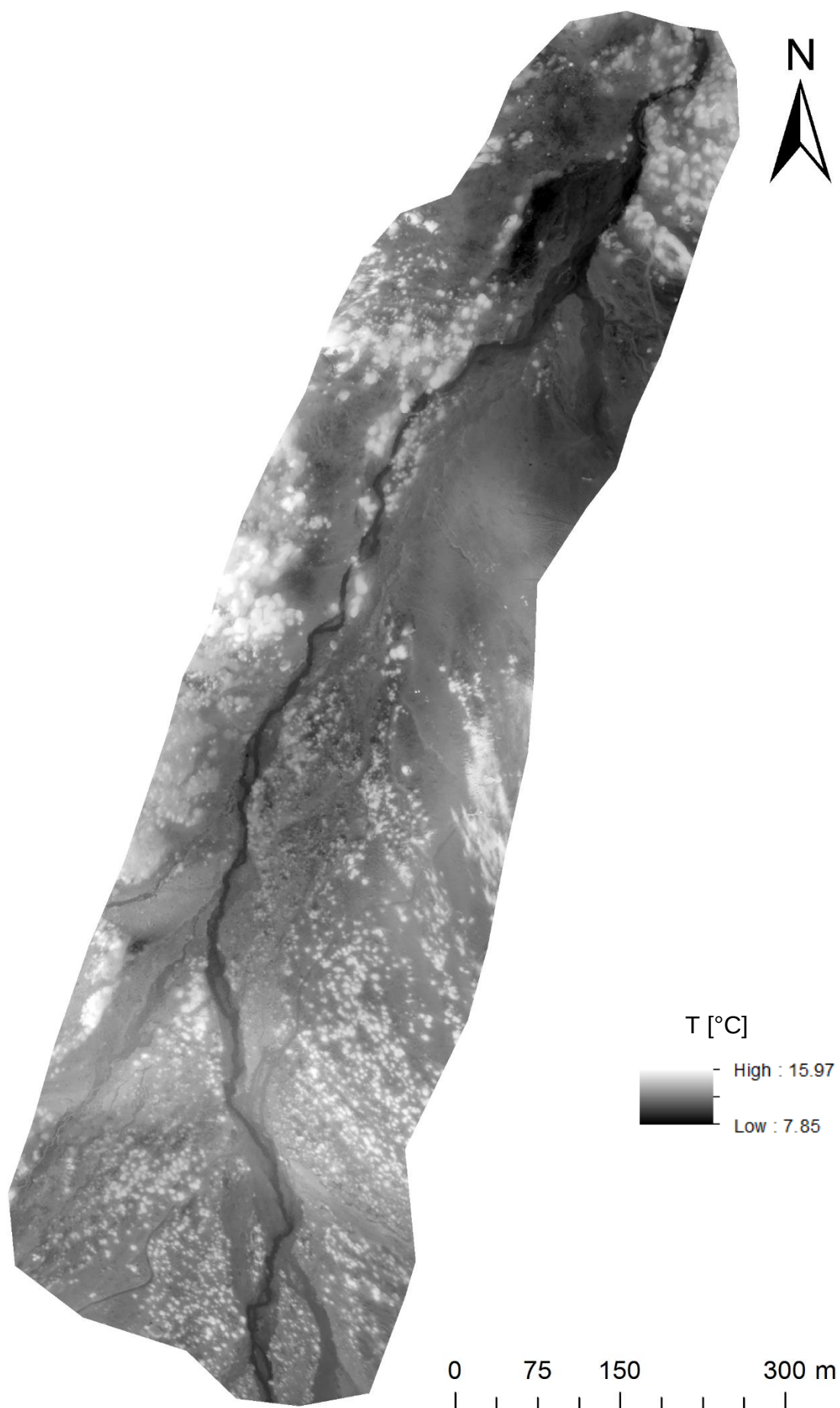


Site d'étude délimité en aval et en amont par des traits tillés rouges. Limites du bassin versant topographique en ligne rouge. Lieux de décollage en jaune.

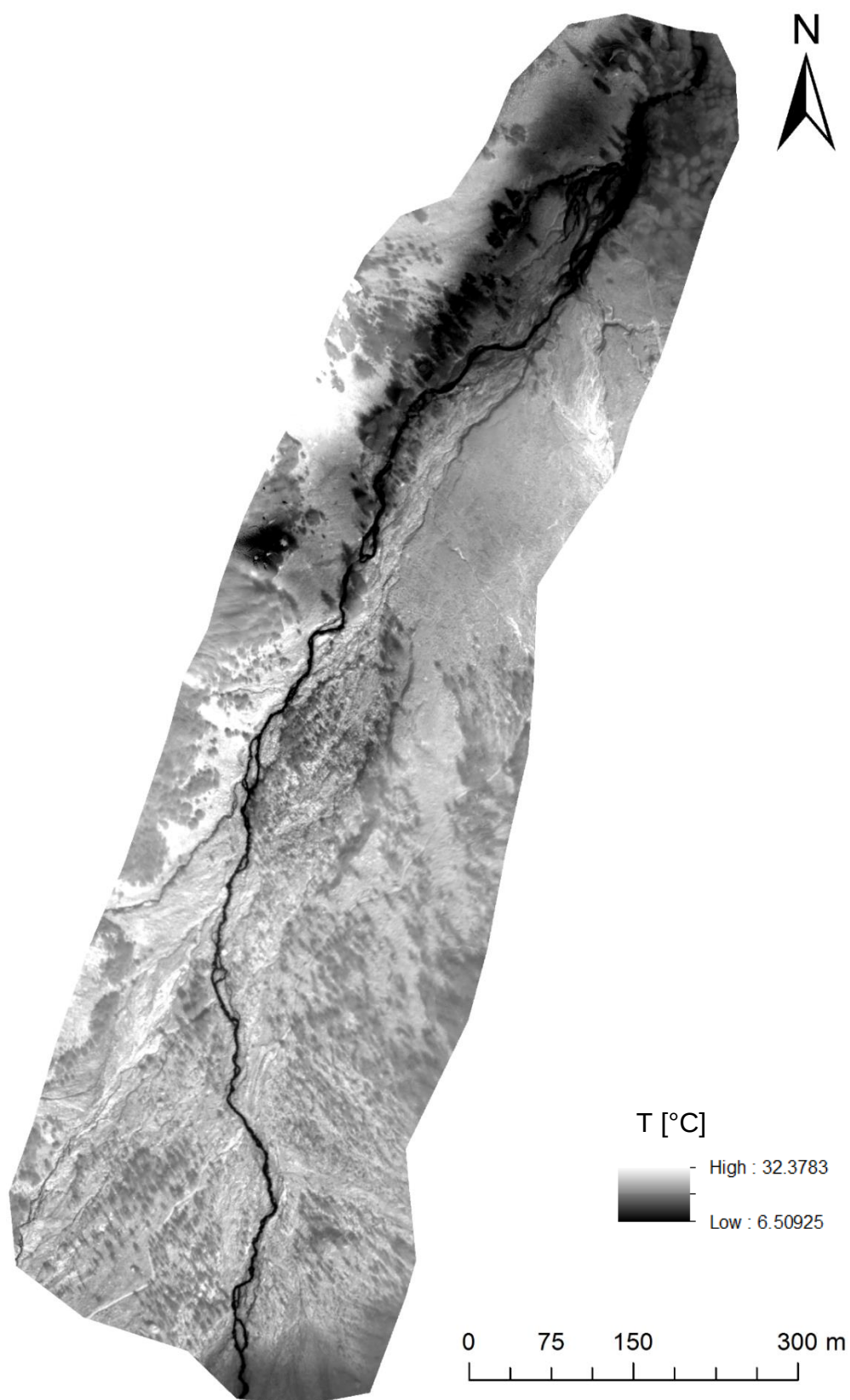
8.2. VDN, 19.07.2016, 09:44 – 10:29. Orthomosaïque TIR.



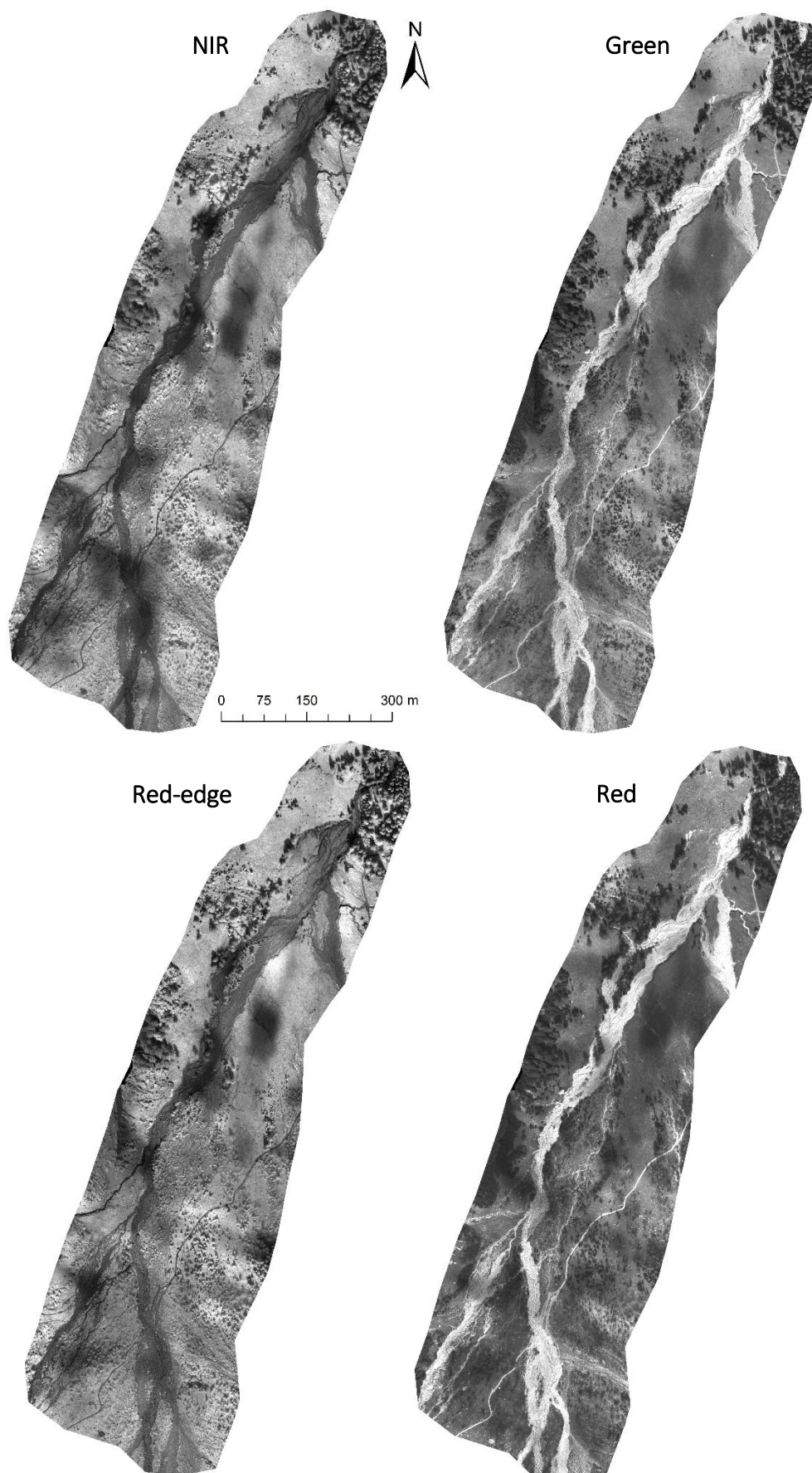
8.3. VDN, 08.09.2016, 07:30 – 08:53. Orthomosaïque TIR.



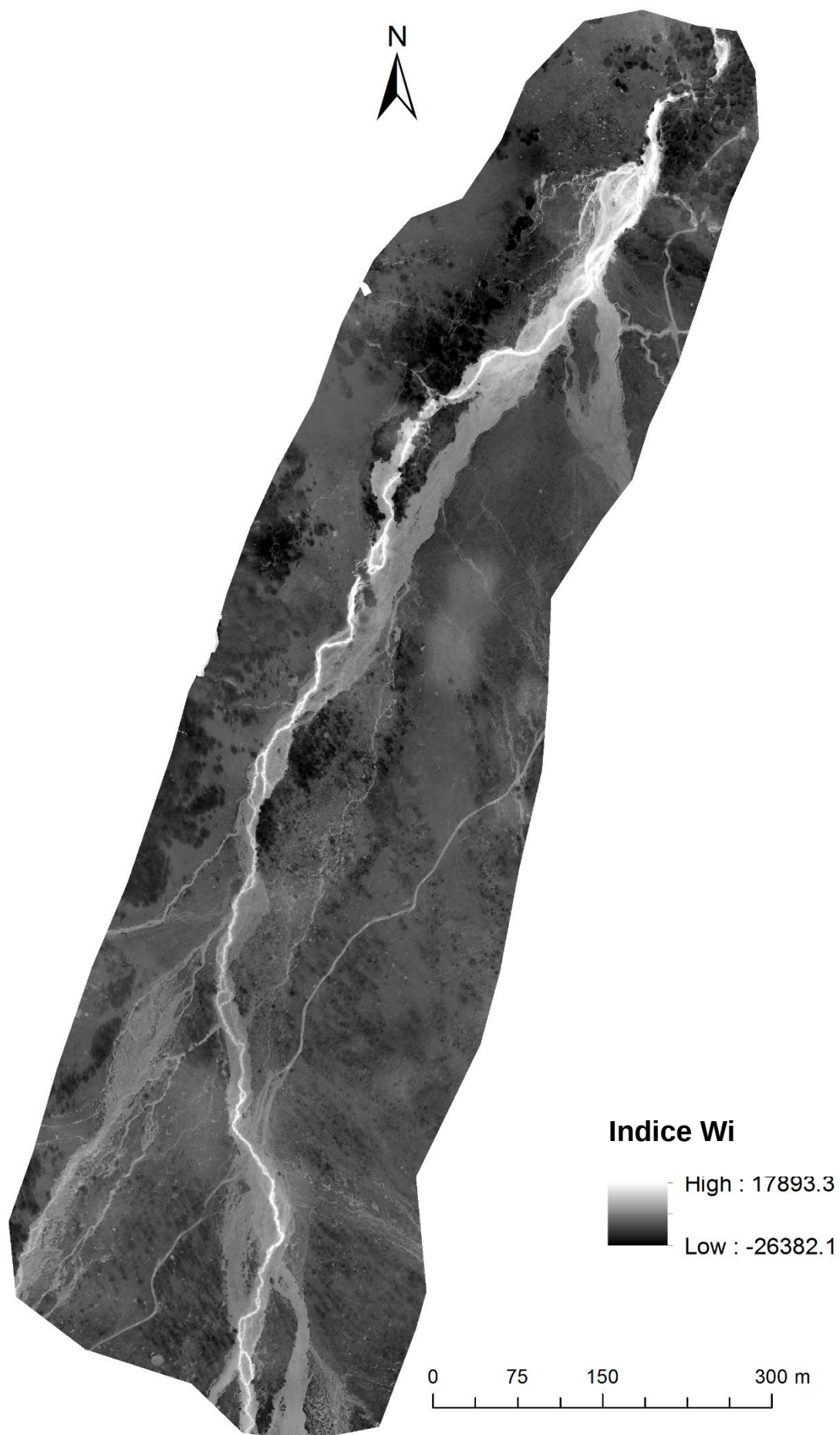
8.4. VDN, 12.09.2016, 10:46 – 11:57. Orthomosaïque TIR.



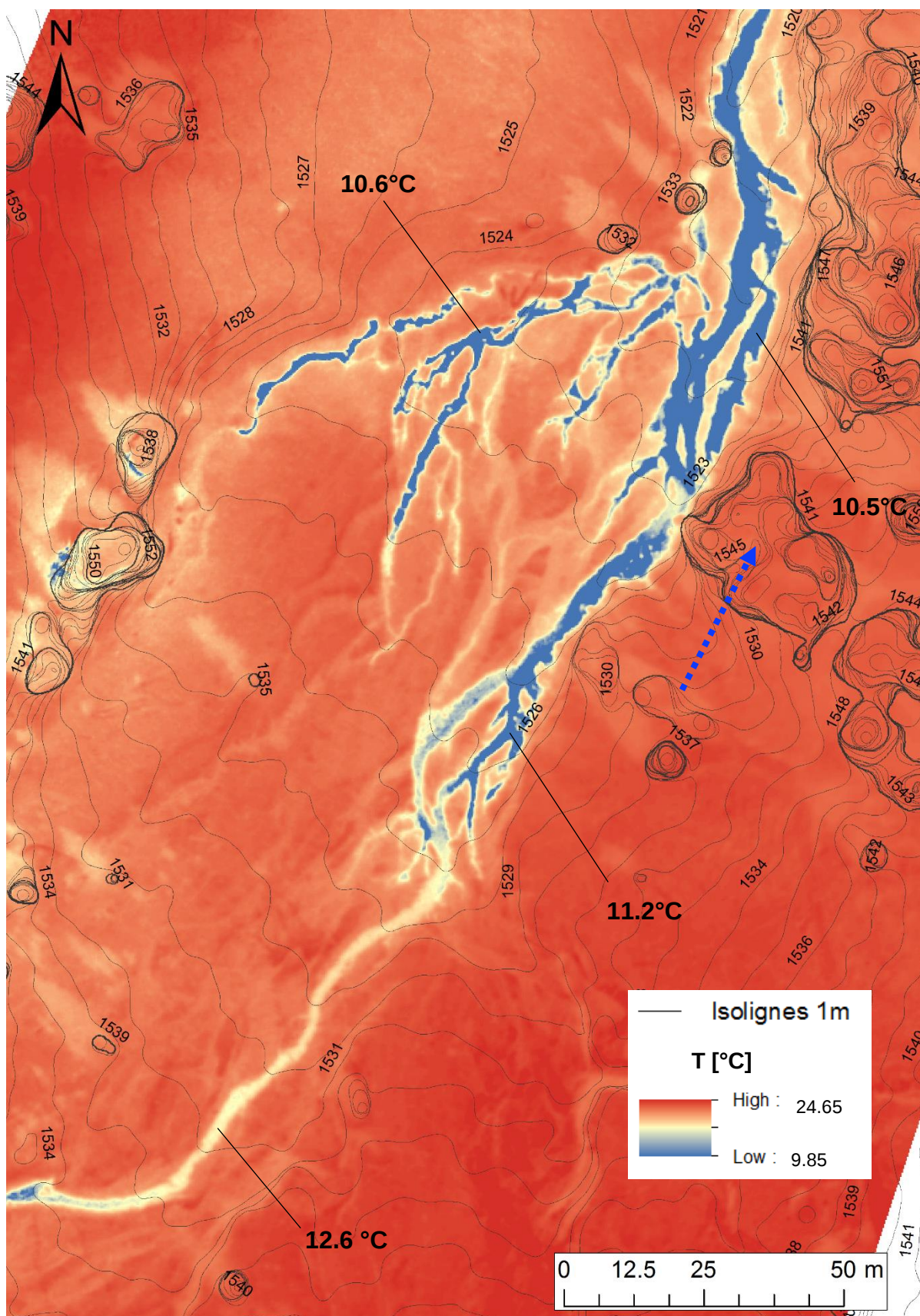
8.5. VDN, 12.09.2016. Orthomosaïques NIR, G, RE, R.



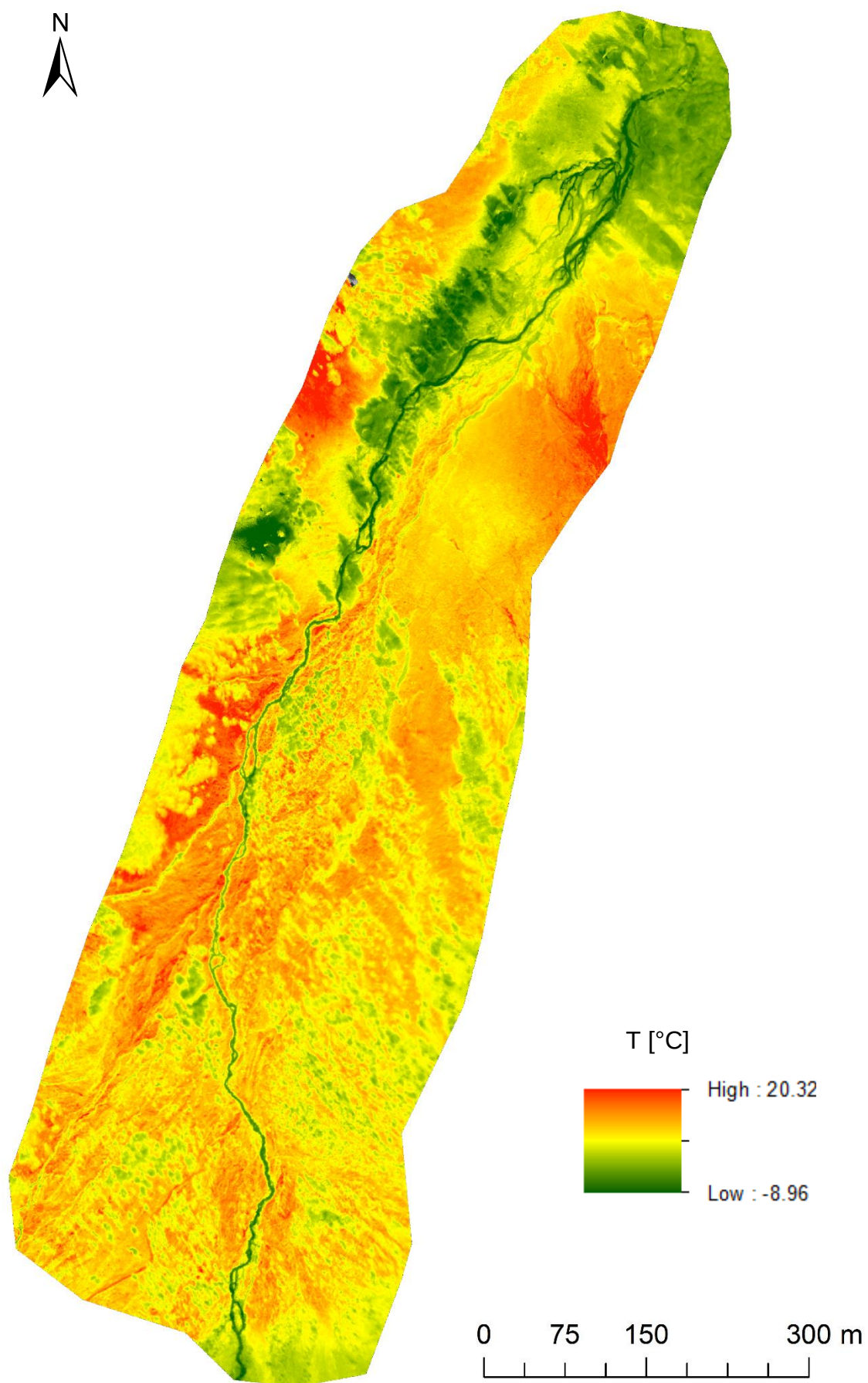
8.6. VDN, 12.09.2016. Raster de l'indice Wi.



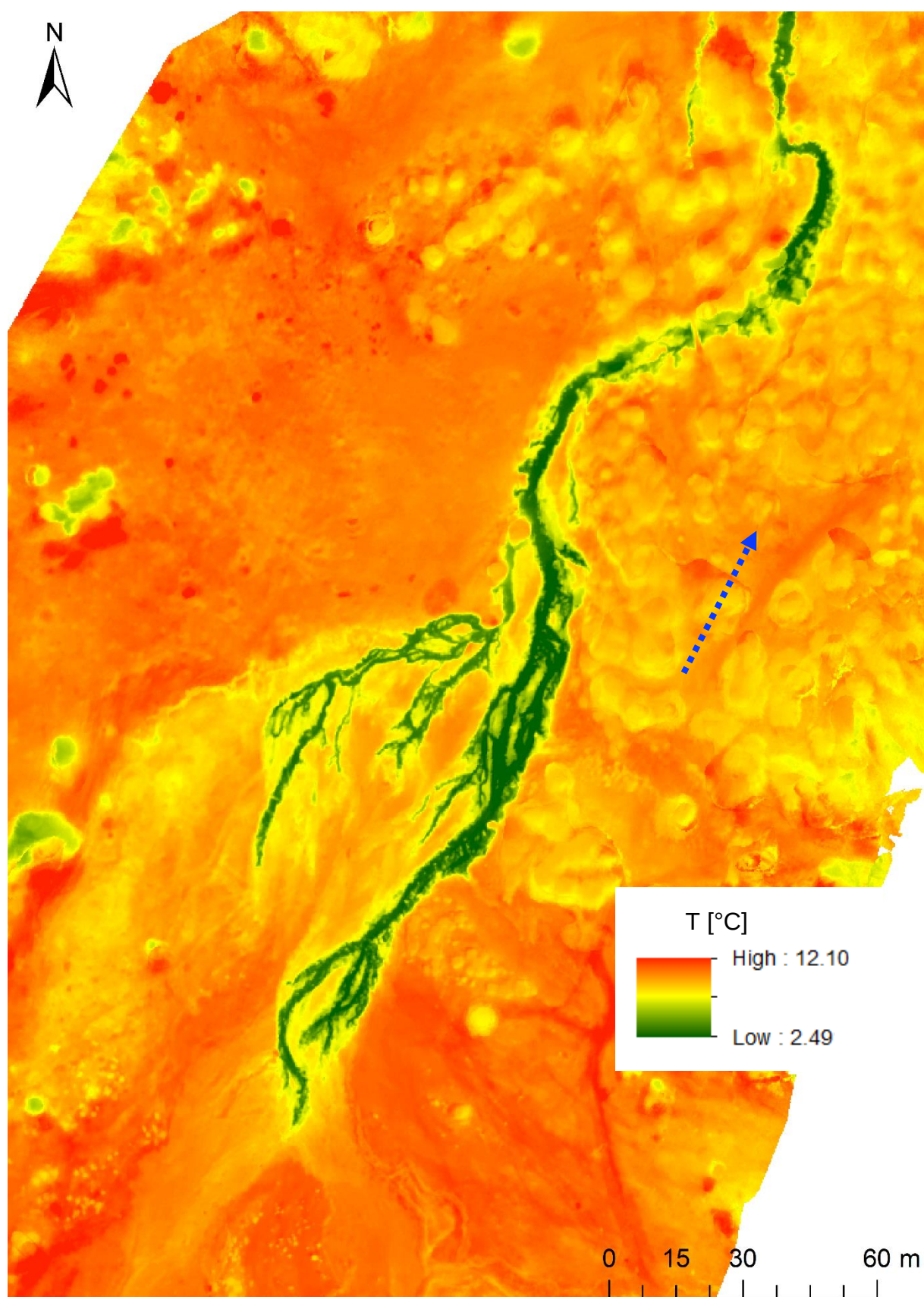
8.7. VDN, 12.09.2016. Zone aval, mise en classe percent clip, gamma stretch=3.5



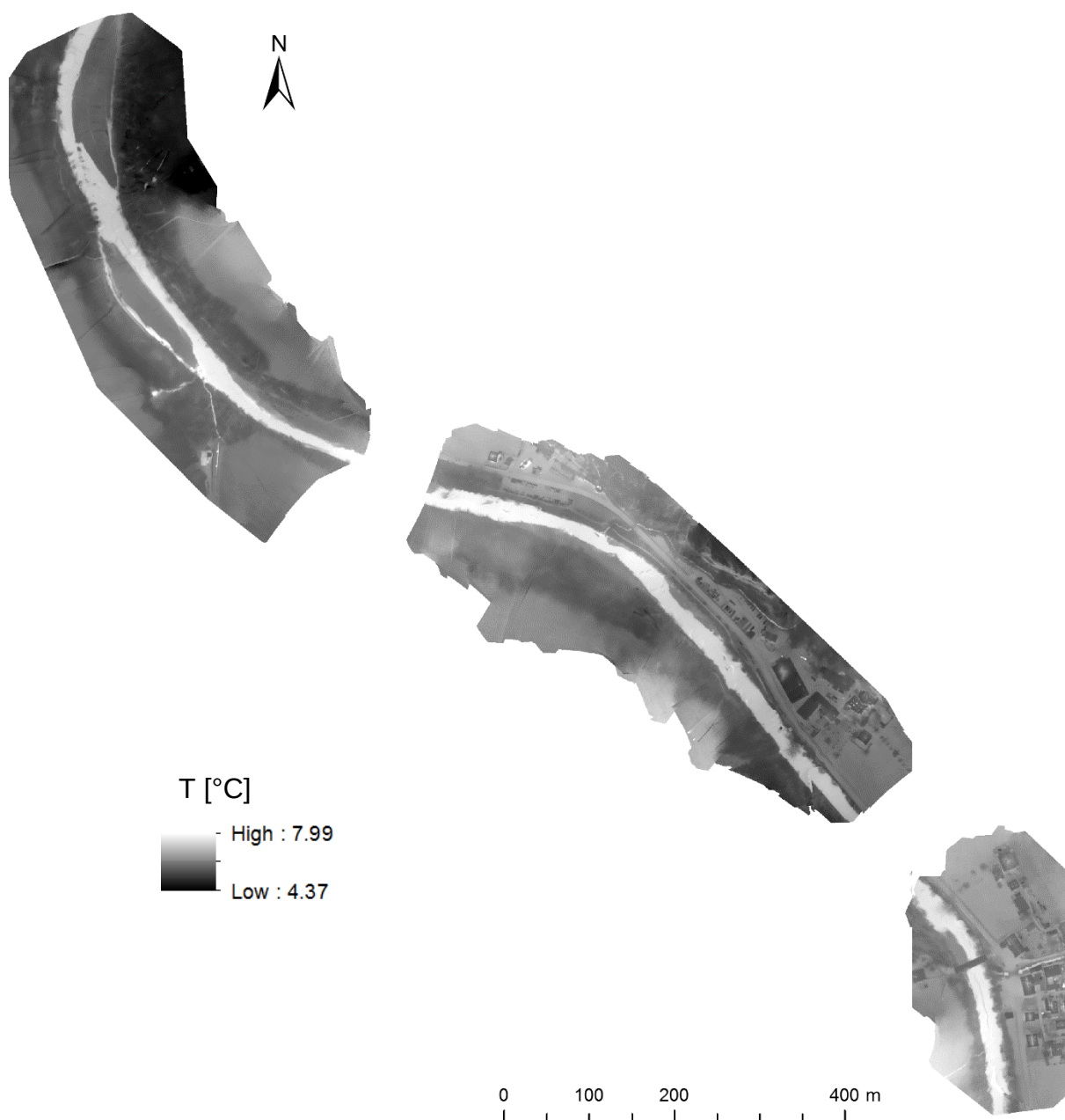
8.8. VDN, différence des rasters de températures TIR entre le 12.09 et le 08.09.2016



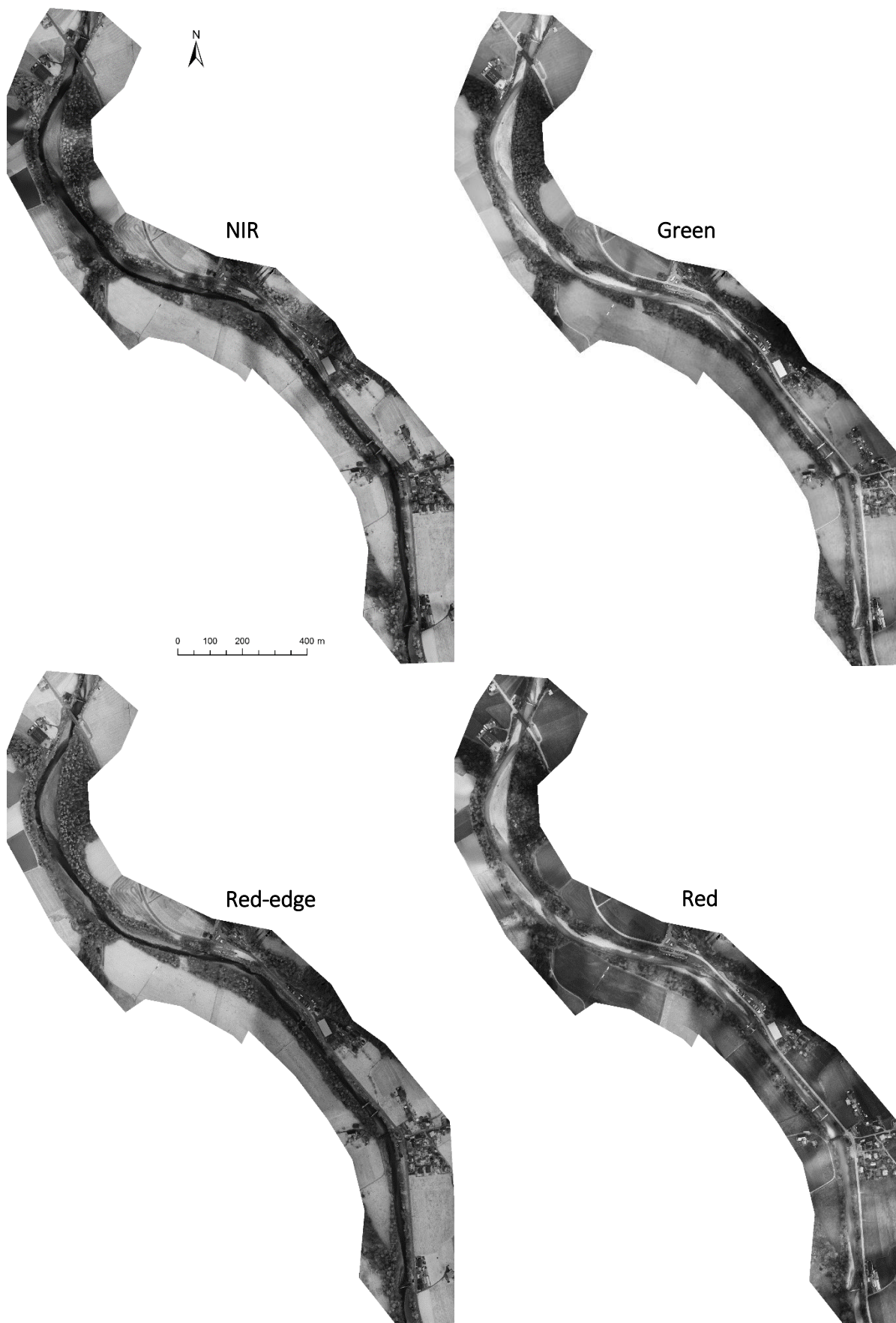
8.9. VDN, différence des rasters de températures TIR entre le 08.09 et le 07.12.2016



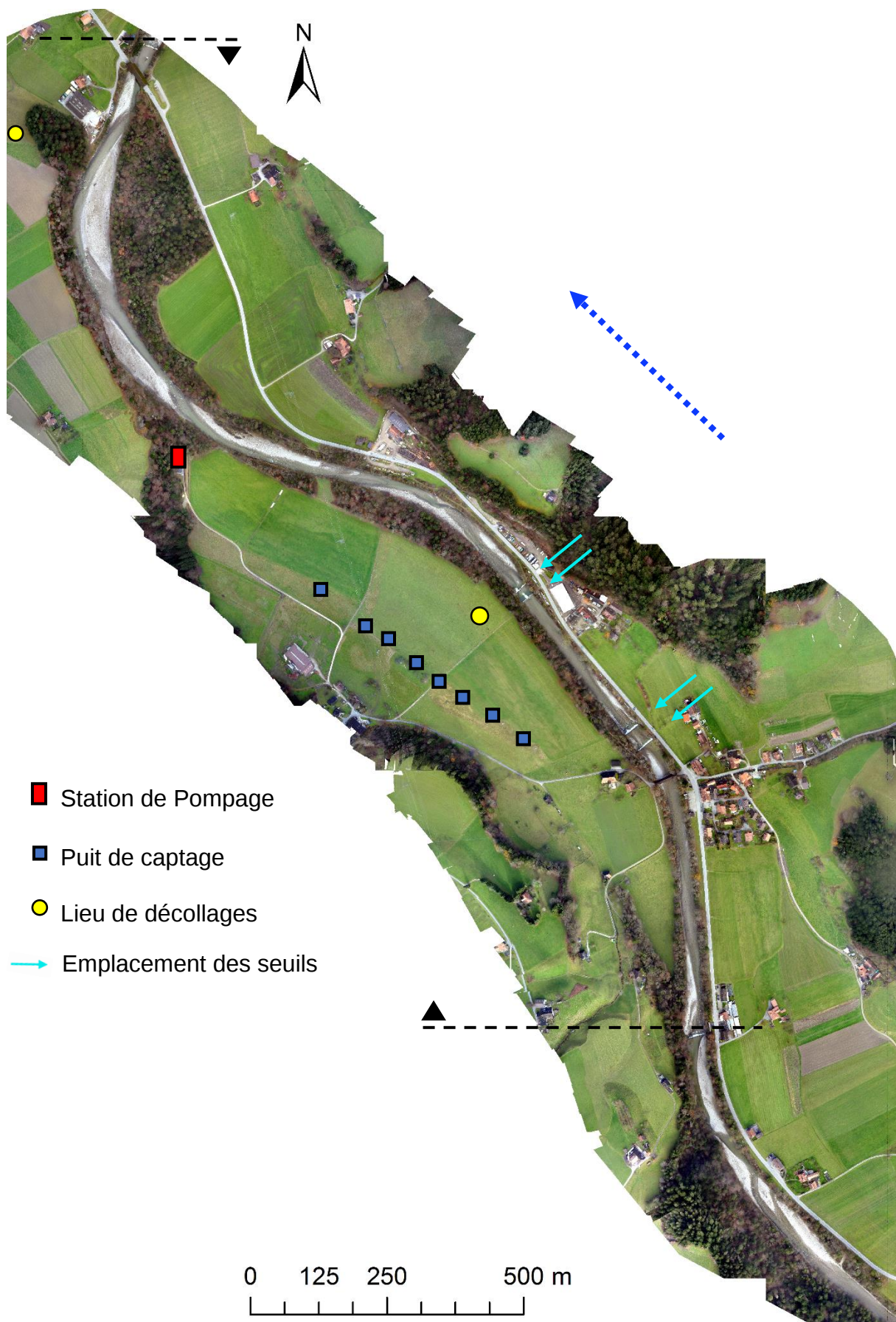
8.10. Emme, 15.11.2016, 07:20 – 08:22. Orthomosaïque TIR.



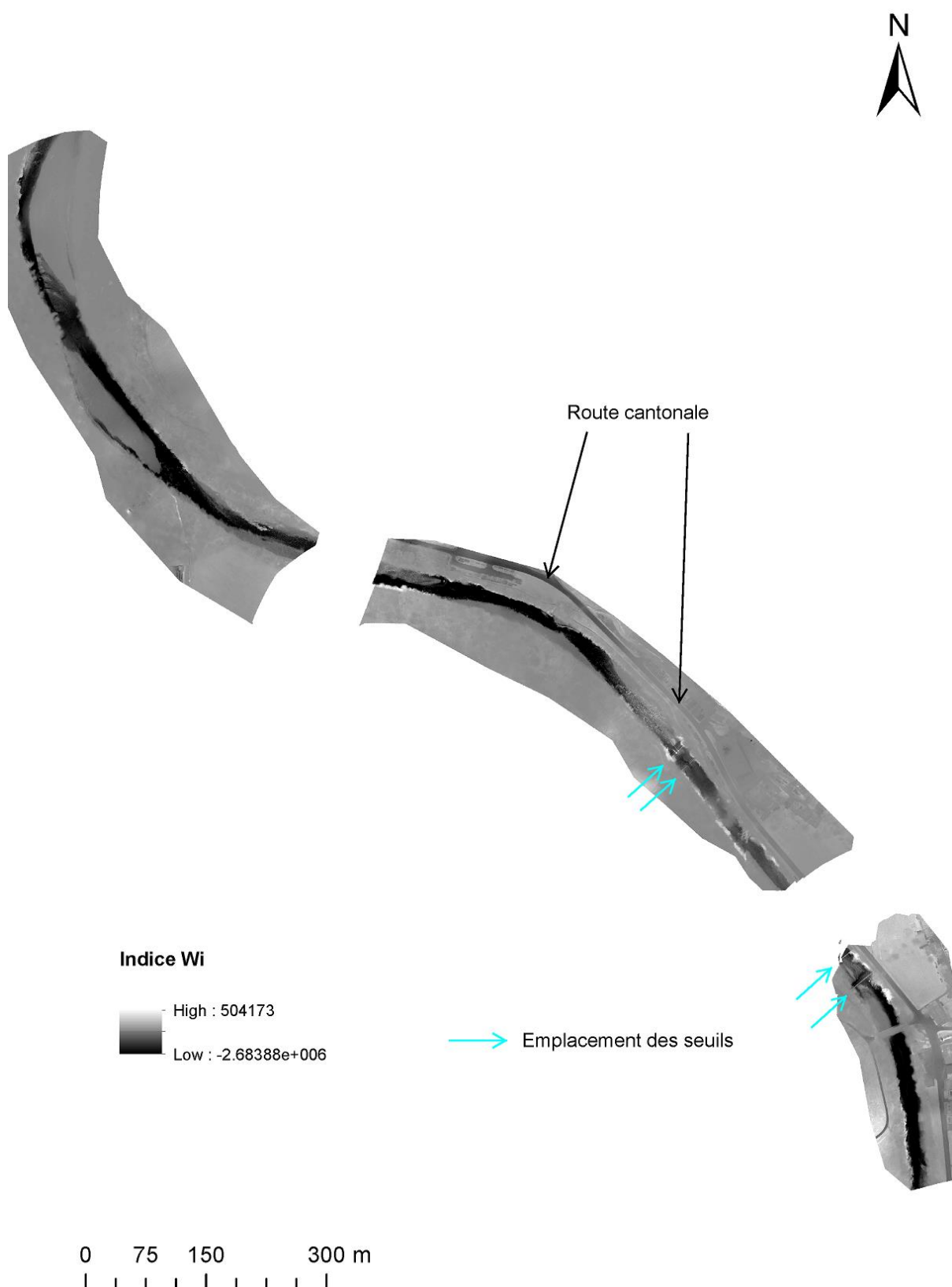
8.11. Emme, orthomosaïques NIR, G, RE, R, 15.11.2016



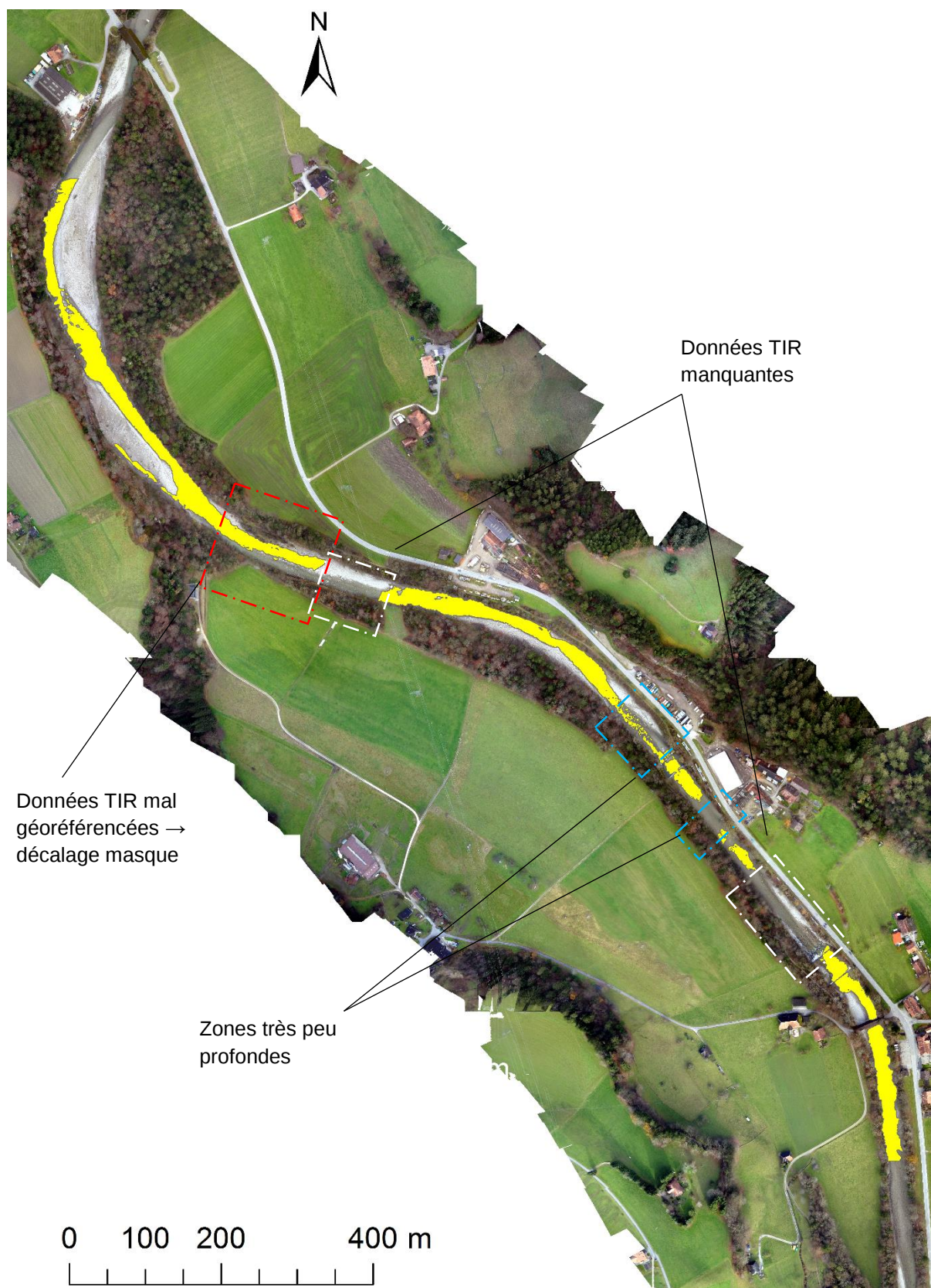
8.12. Emme, 15.11.2016. Orthomosaïque RGB et situation,



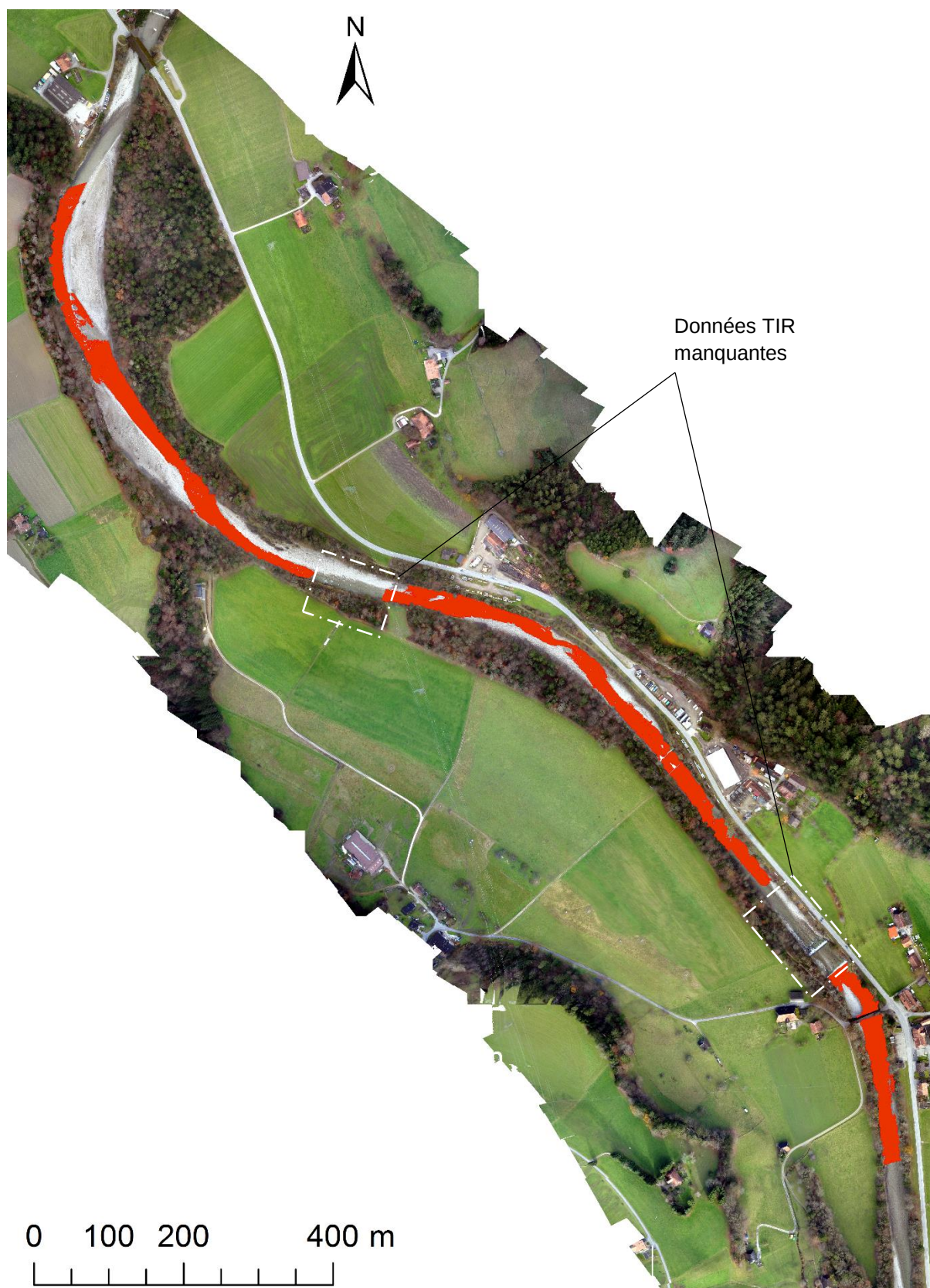
8.13. Carte de l'indice Wi du 15.11.2016, rivière Emme. Mise en classe écart-type.



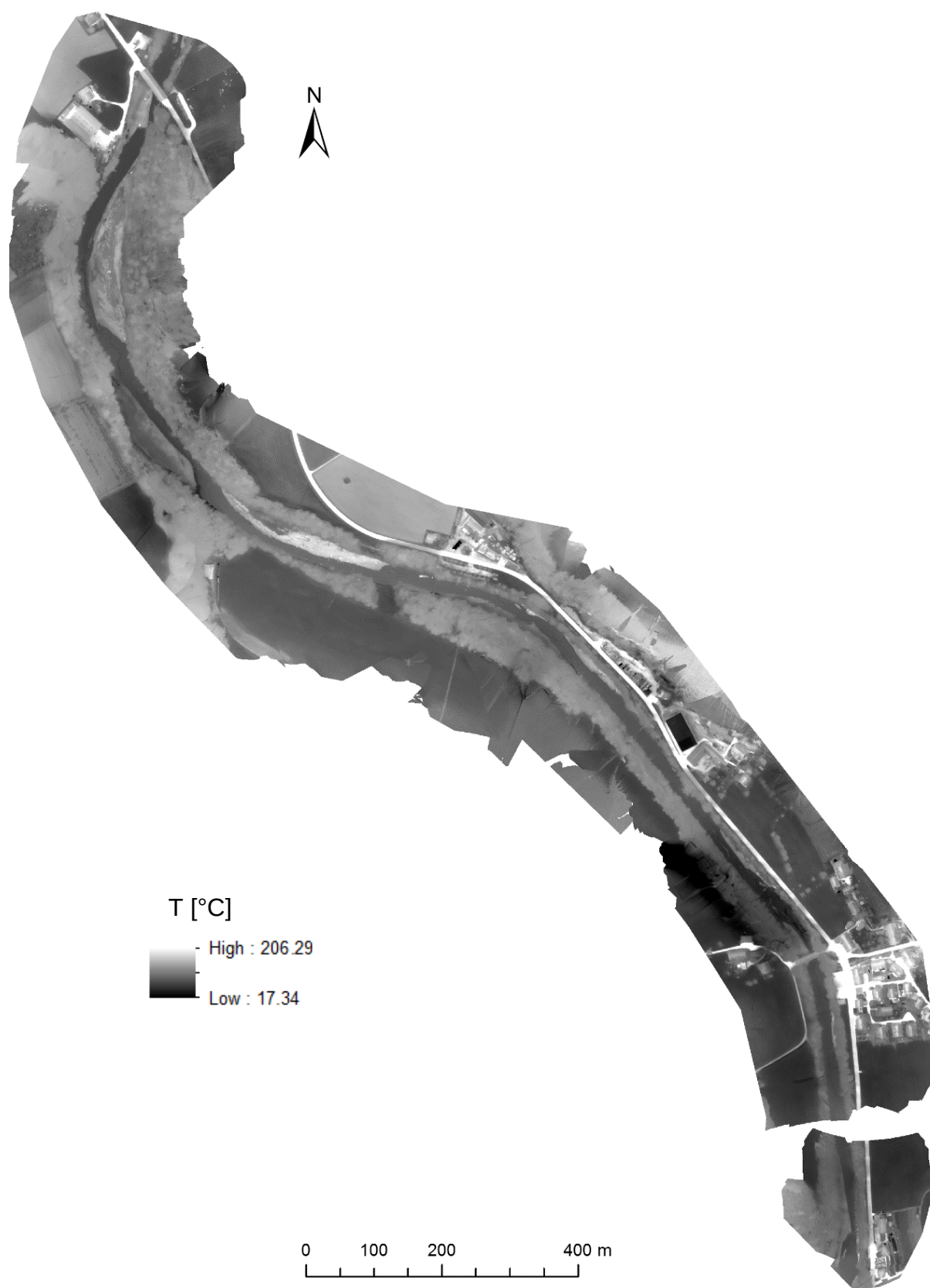
8.14. Emme, 15.11.2016. Masque eau, indice Wi. Fond de carte : RGB.



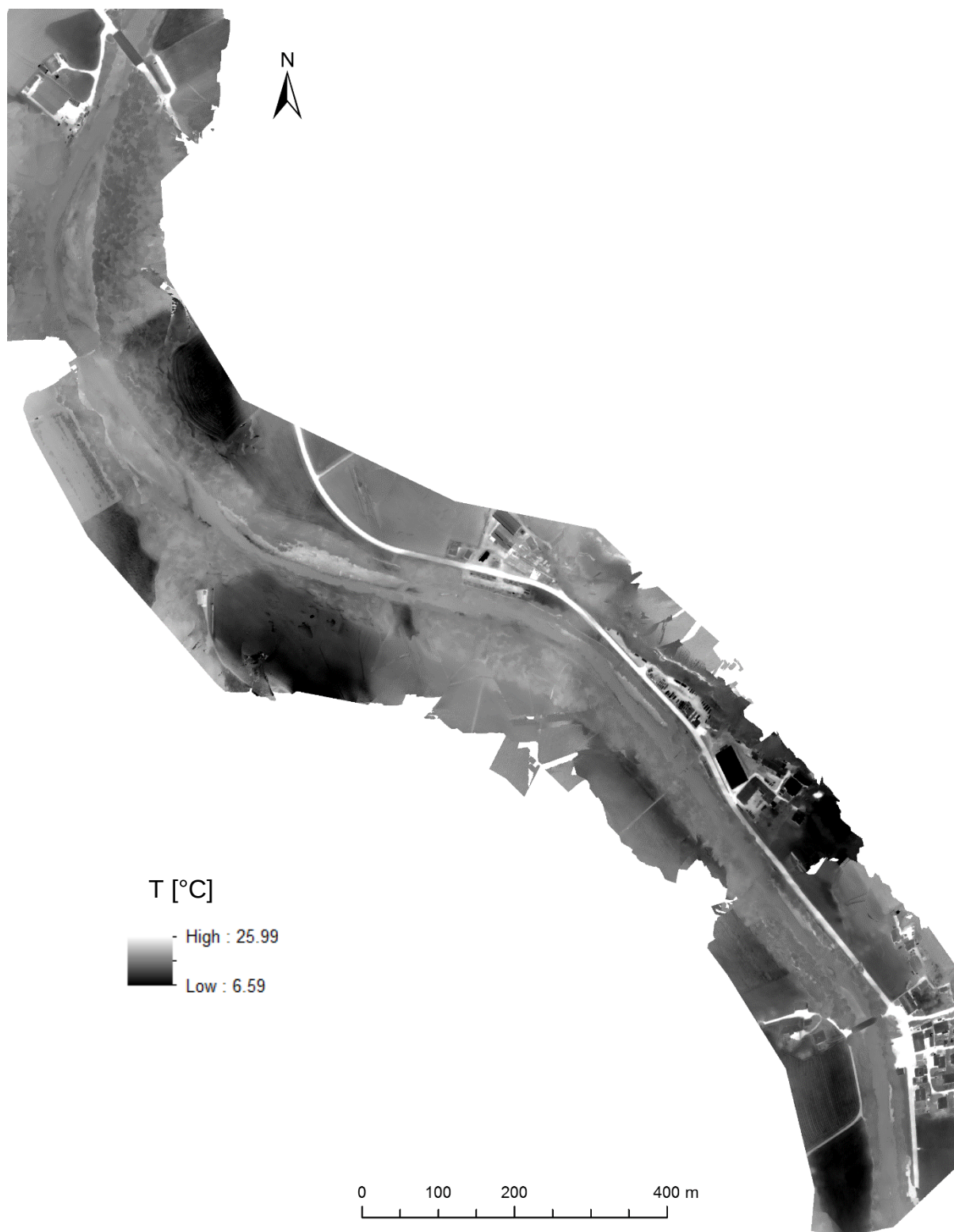
8.15. Emme, 15.11.2016. Masque eau, K-means. Fond de carte : RGB



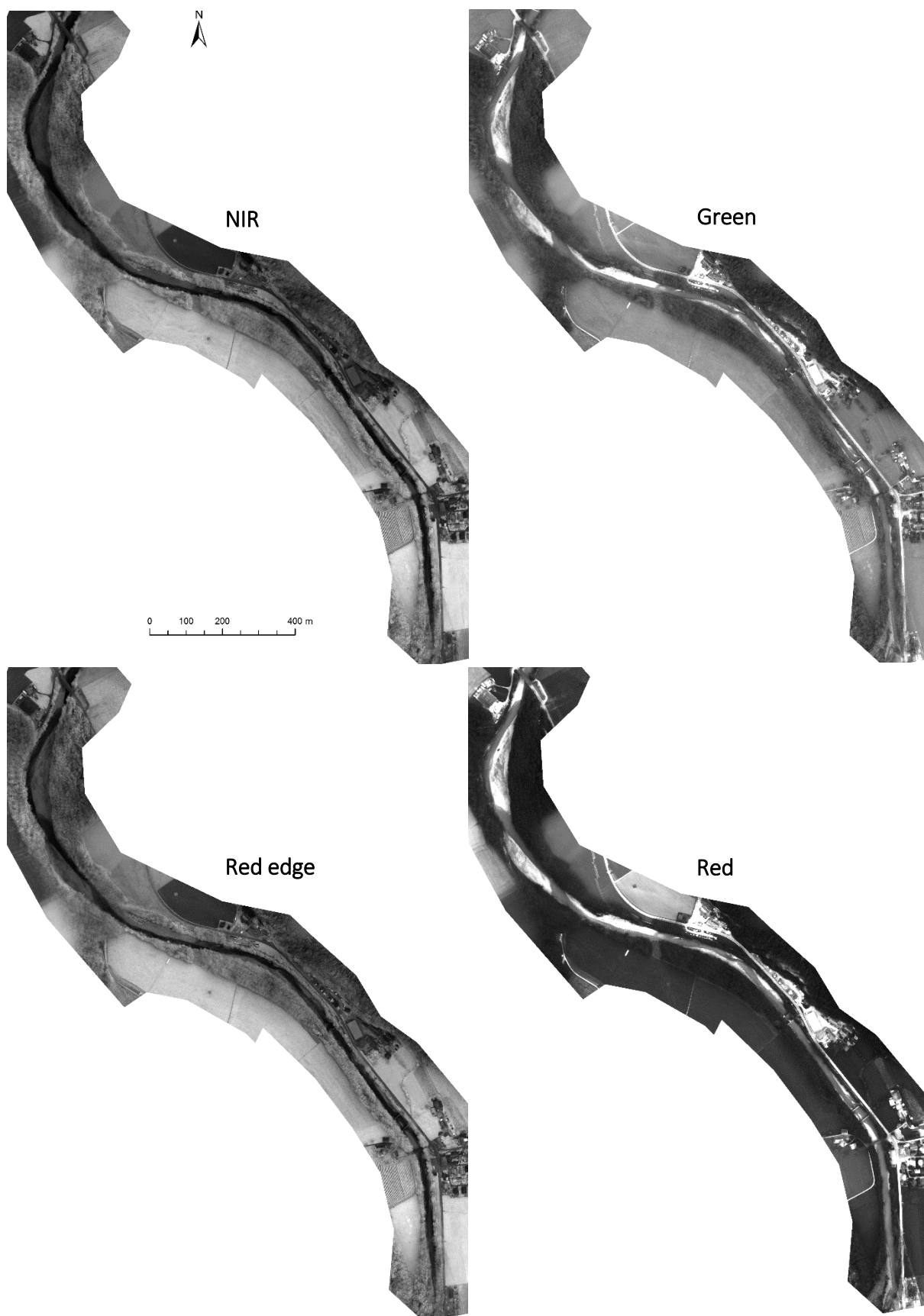
8.16. Emme, 03.08.2016, 19:30 – 20:17. Orthomosaïque TIR.



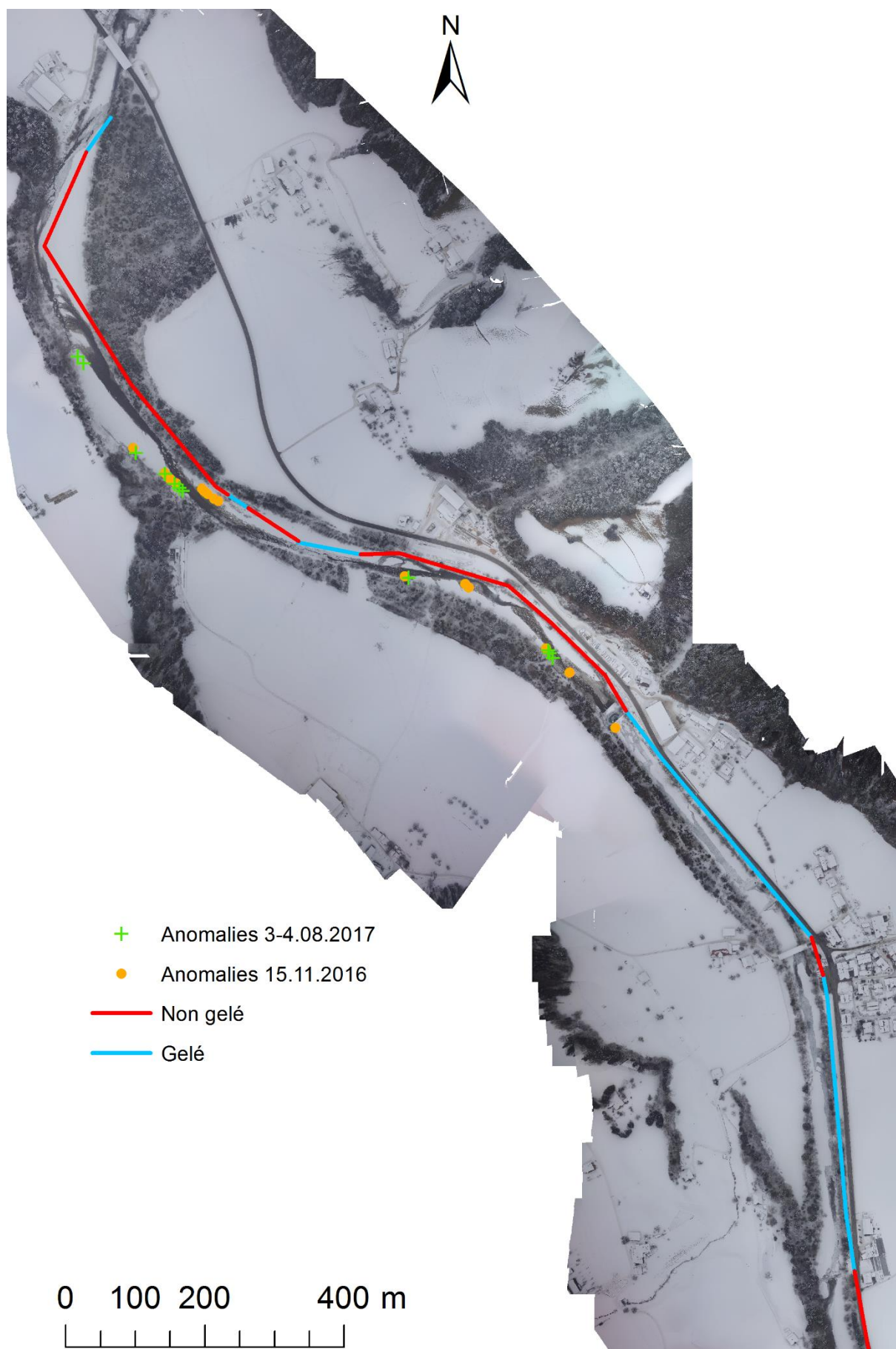
8.17. Emme, 04.08.2016, 05:19 – 06:18. Orthomosaïque TIR.



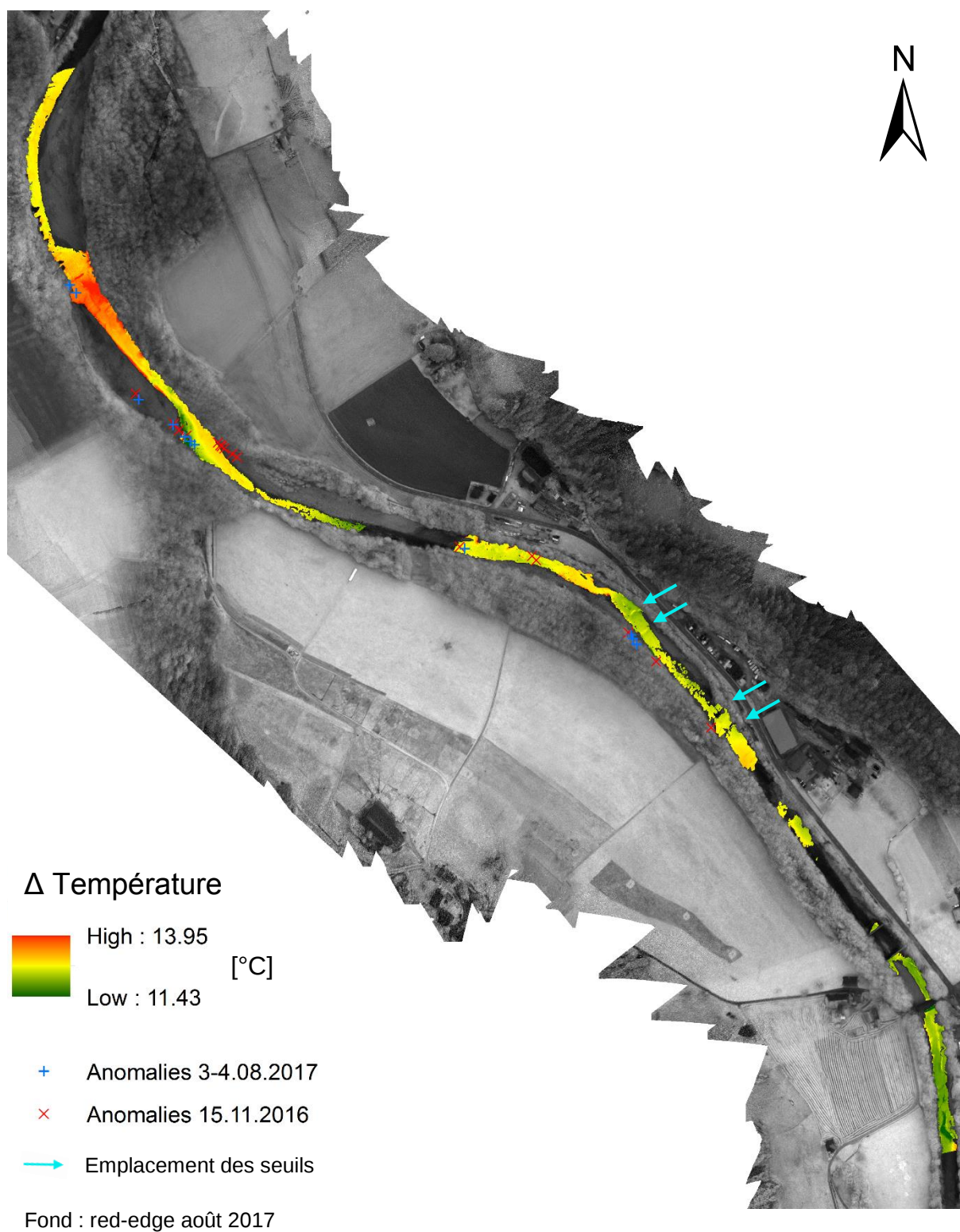
8.18. Emme, 04.08.2017. Orthomosaïques NIR, G, RE, R,



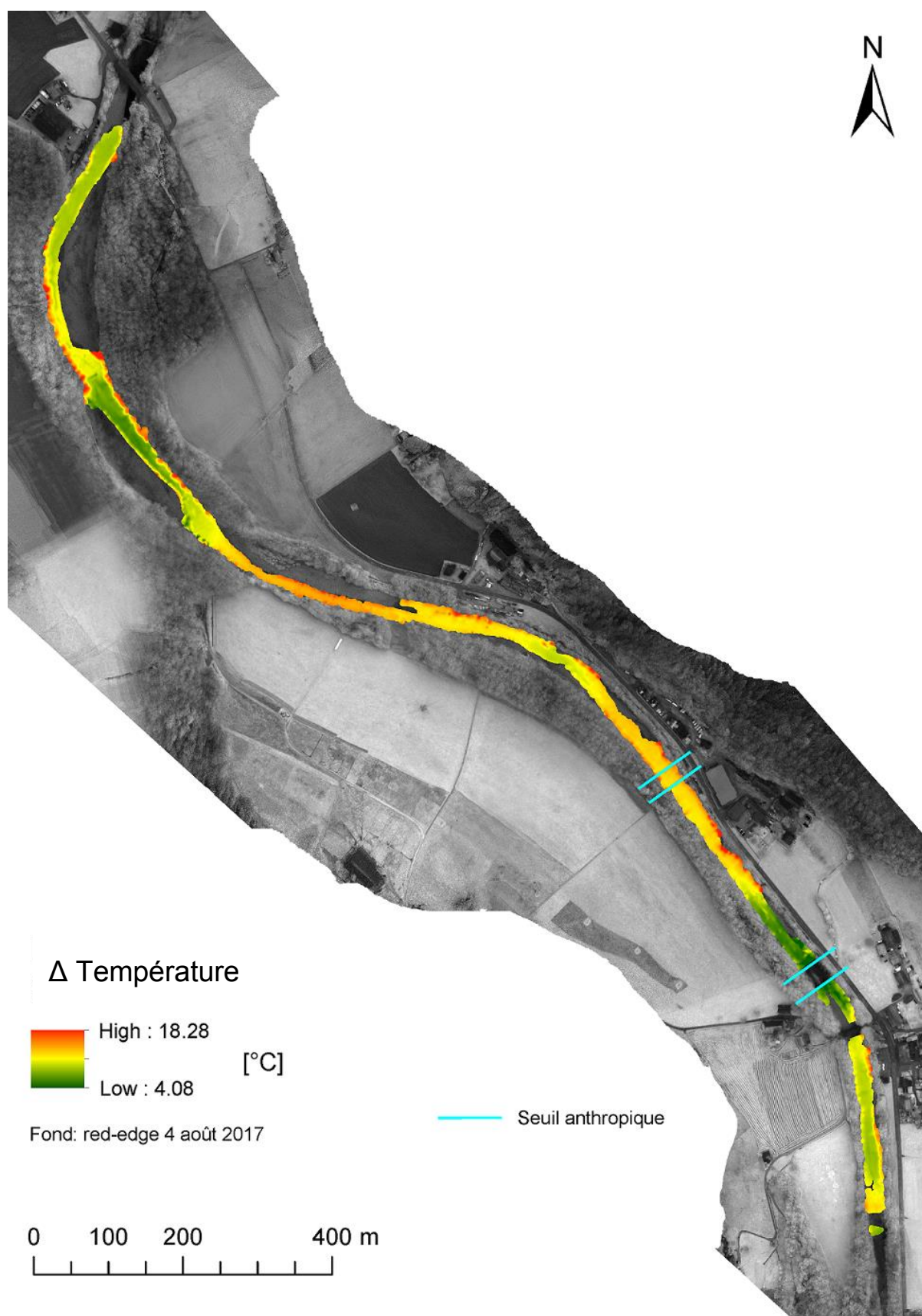
8.19. Emme, 25.01.2017. Orthomosaïque RGB annotée



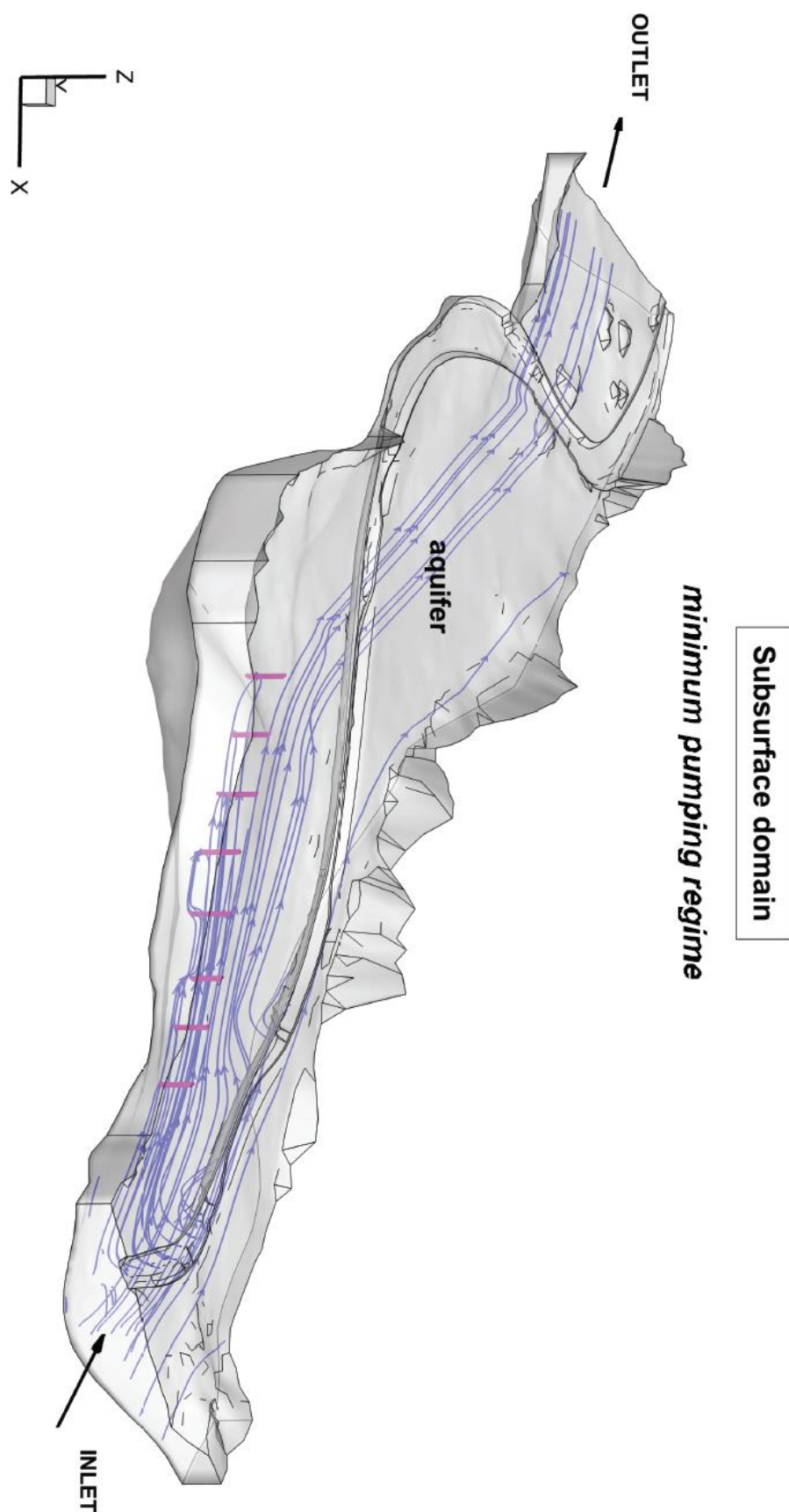
8.20. Carte des différences de températures TIR de l'Emme, entre le 04.08.2017 et le 15.11.2016, mise en classe écart-type.



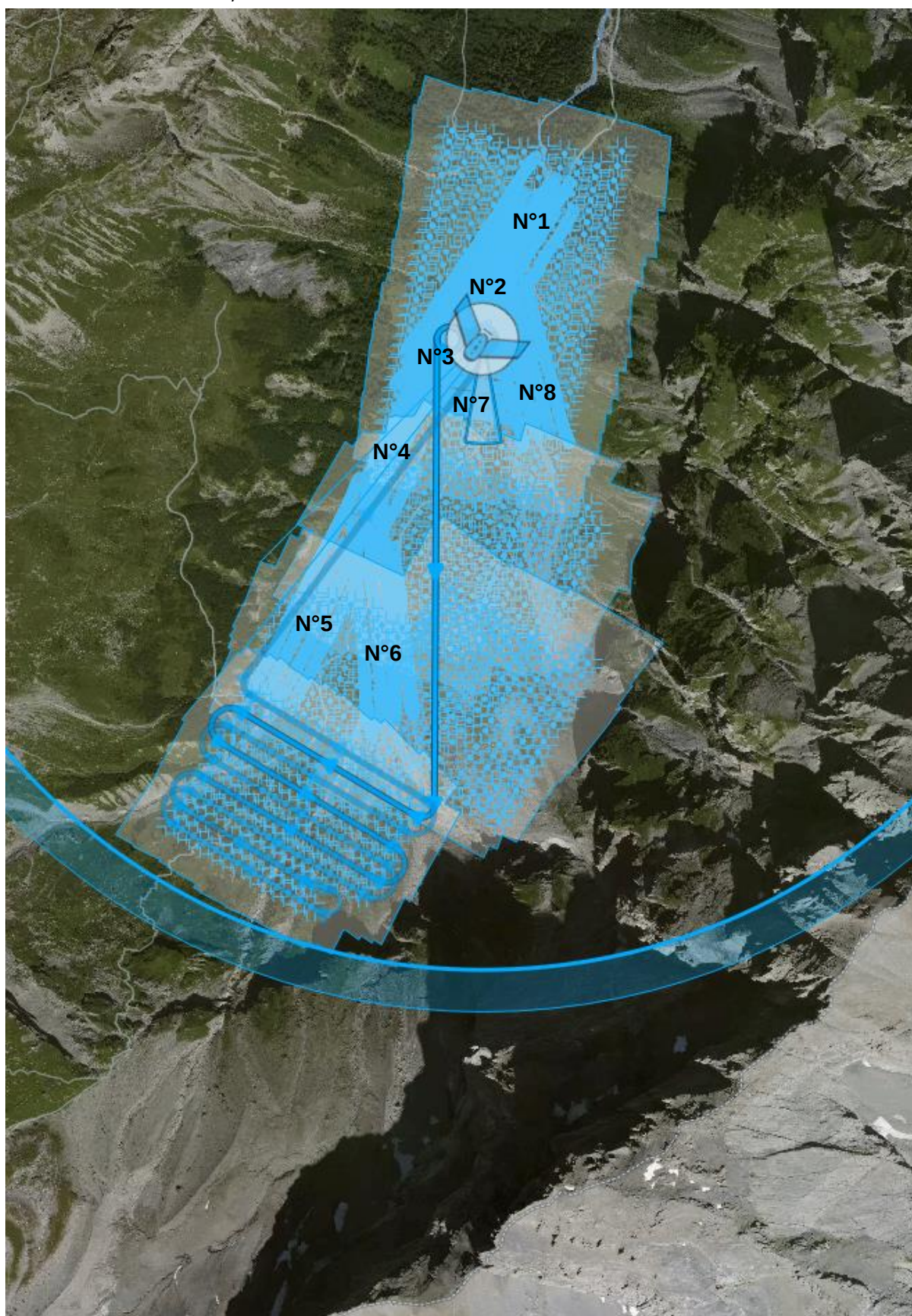
8.21. Carte des différences de températures TIR de l'Emme, entre le 3 et 4 août 2017, mise en classe écart-type.



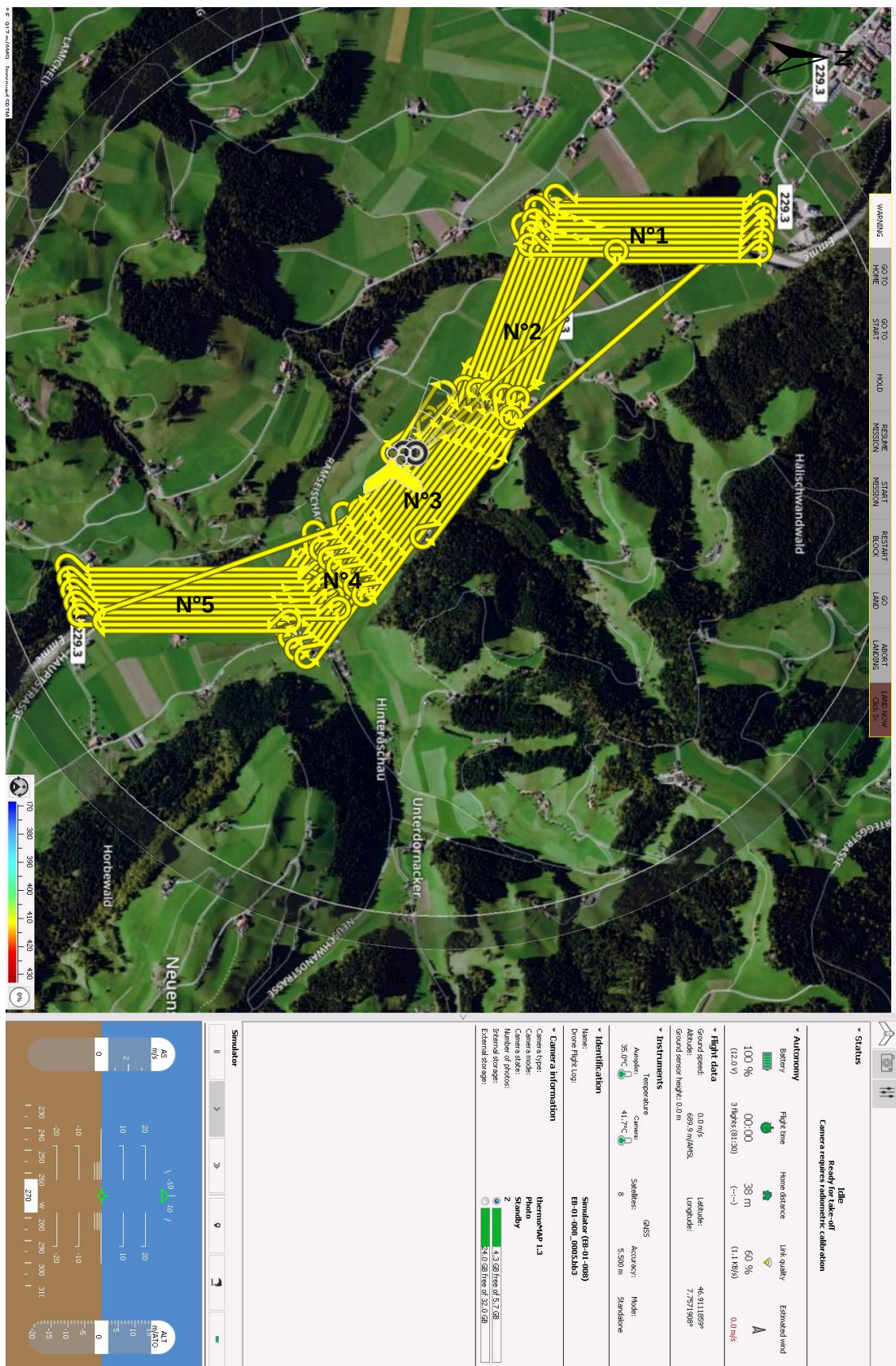
8.22. Emme, modélisation de l'aquifère d'Aeschau (Schilling et al, 2017)



8.23. VDN, Plans de vol TIR (N°) planifiés du 3 et 4 août 2017 Interface Emotion3 de Sensefly Ltd.



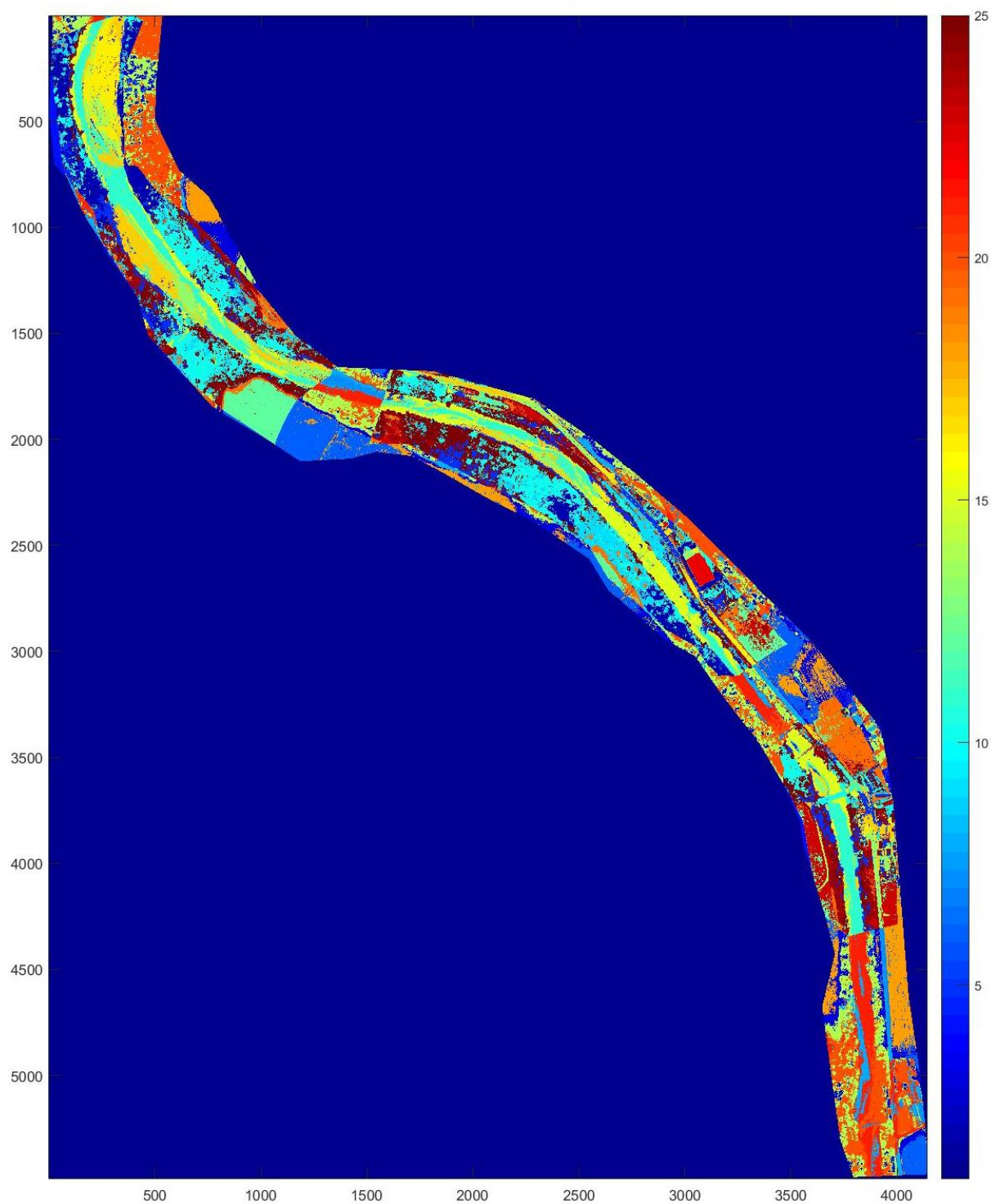
8.24. Emme, Plans de vol TIR (N°) planifiés du 3 et 4 août 2017 Interface Emotion3 de Sensefly Ltd,



8.25. Images thermiques brutes, ThermoMap, Emme 15.11.2016, zone aval.

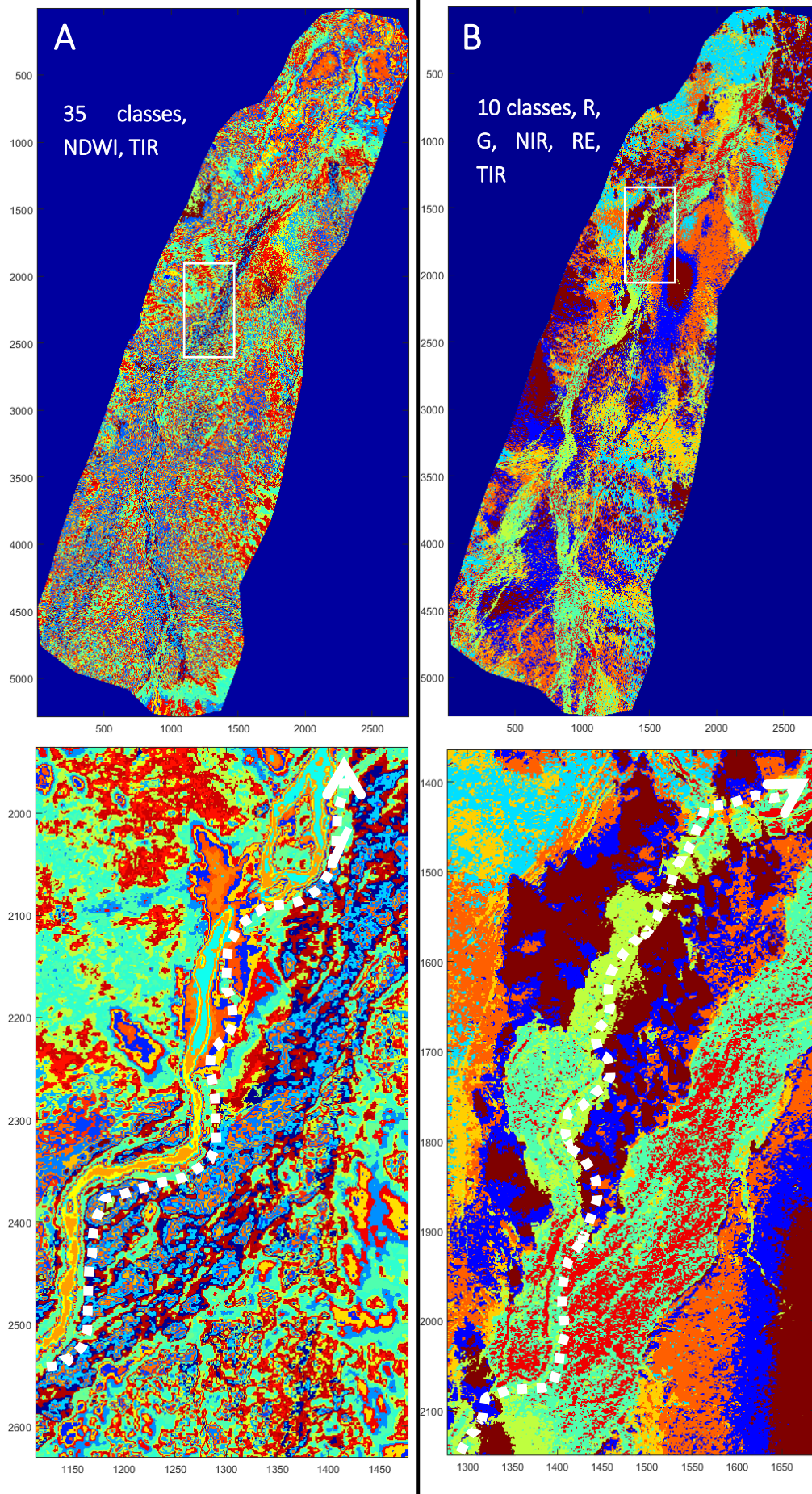


8.26. Classification K-means brute. Emme, 03.08.2017.

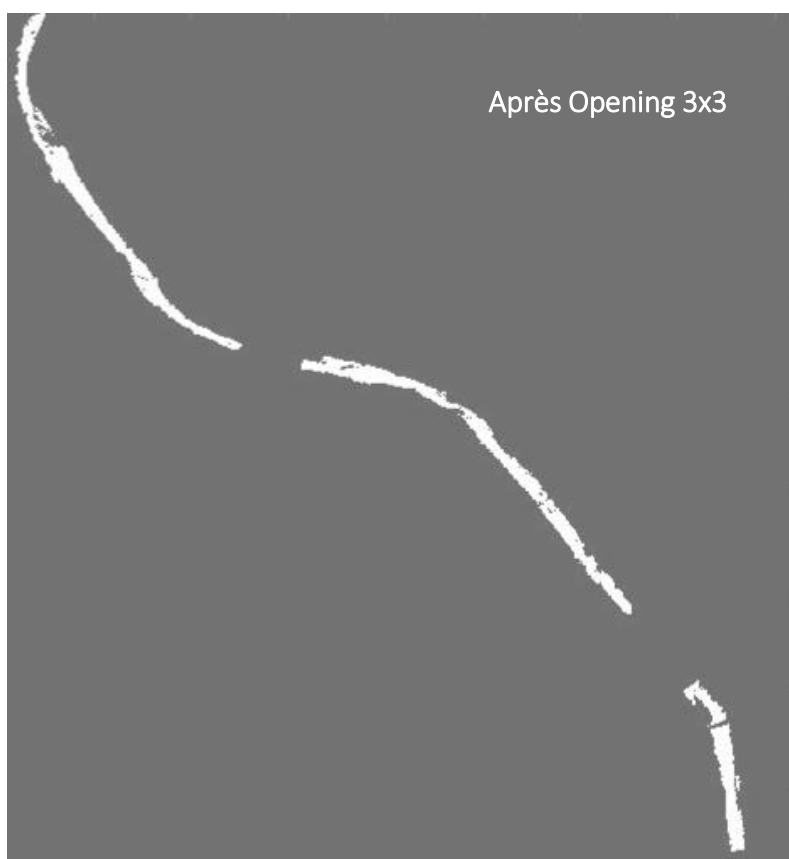
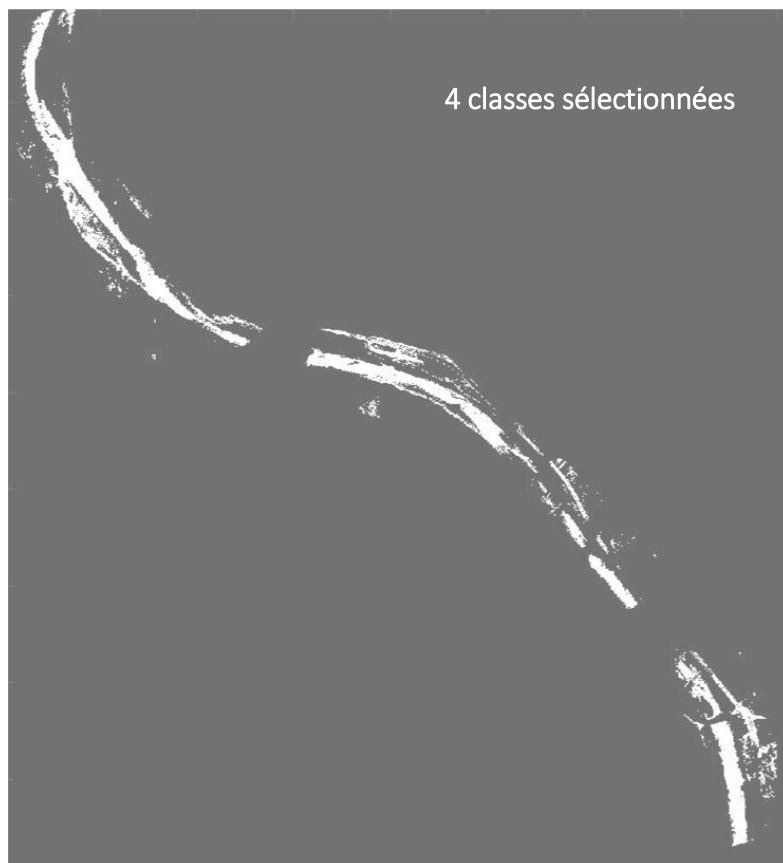


Classification selon la méthode kmeans en 25 classes d'après 5 bandes spectrales: R, G, RE, NIR, TIR

8.27. Classifications K-means brutes. VDN, 12.09.2016.



8.28. Opérations morphologique, Emme 15.11.2016



Masque de classification selon Kmeans et sélection des classes pertinentes de la rivière Emme le 15.11.2016, avant et après opérations morphologiques.

8.29. Tableau de comparaison des mesures télédétectées et in-situ

	T- logger [°C]	T-teledetec [°C]	Emissivité théorique calculée
Emme 4 août 2017	18.46	19.86	1.0193
	18.47	19.76	1.0179
	17.85	19.58	1.0240
	18.04	19.55	1.0209
	18.80	20.25	1.0201
Emme 4 août 2017	22.23	26.39	1.0576
	22.14	26.21	1.0563
	21.55	25.08	1.0488
	22.07	25.93	1.0532
	22.47	26.40	1.0542
VDN 7 décembre 2016	4.53	4.86	1.0047
	3.31	5.65	1.0343
	4.11	5.54	1.0207
	3.99	5.79	1.0262
	3.42	5.36	1.0284
	4.06	5.69	1.0238
VDN 8 septembre 2016	6.18	10.24	1.0595
	9.09	11.53	1.0350
	5.54	10.04	1.0661
	8.75	10.03	1.0183
	6.33	9.20	1.0417
	6.32	9.18	1.0416
	4.62	9.10	1.0661
	6.18	11.45	1.0776
$\varepsilon = \left(\frac{T_{irr}}{T_{cin}}\right)^4$		Emissivité moyenne	1.0382
		Emissivité maximale	1.0776
		Emissivité minimale	1.0047
		Ecart-type Pearson	0.0191

8.30. Contour classification K-means, Emme, 04.08.2017, Zone médiane (A) et zone SP (B)

