

lorsqu'il s'agit de sédiments grossiers à forte perméabilité (Hester et al., 2009). La variabilité spatiale des échanges des flux peut être ainsi expliquée par les différents gradients hydrauliques et l'hétérogénéité de la ZH et des couches géologiques sous-jacentes (Conant, 2004).

En comparant la contribution relative des flux advectifs et conductifs au niveau de la ZH pour quelques études, le Tab. 1.5 montre que les flux conductifs sont plus élevés que les flux advectifs pour la majorité des sites caractérisés par une ZH constituée de sable et graviers dans la majorité des cas étudiés en période d'été et d'automne.

Les flux conductifs varient entre -120 et 50 W m^{-2} et les flux advectifs varient entre -40 et 62 W m^{-2} hormis l'étude de (Brookfield and Sudicky, 2013) qui présente un flux advectif très important qui peut atteindre 1000 W m^{-2} pour le mois de juillet. La différence des valeurs des flux advectifs peut être expliquée par un apport plus important des eaux souterraines et aussi par l'approche de modélisation 3D que Brookfield and Sudicky (2013) ont utilisée et qui présente une augmentation des flux latéraux comparativement aux autres approches 1D et 2D utilisées dans les autres études.

La variation du flux conductif est plus importante lorsque la variation de température diurne de température de surface est plus élevée ce qui explique que la variation des flux conductifs est plus élevée en été qu'en automne en comparant les deux périodes étudiées par Hebert et al. (2011). Les flux advectifs sont moins importants que les flux conductifs en été alors qu'en hiver la variabilité de température est significativement réduite et par conséquent le flux conductif devient plus faible (Hebert et al., 2011). Dans ce contexte, Caissie et al. (2014) ont montré que les flux conductifs deviennent significatifs que pour une différence de température entre la rivière et l'aquifère supérieure à 6°C .

En ce qui concerne les variations diurnes, Hebert et al. (2011) ont montré que la contribution du flux de chaleur hyporhéique est plus importante en fin d'après-midi entre 15h et 17h avec un flux d'échange qui peut atteindre 50 W m^{-2} . De plus, ils ont montré aussi que le flux conductif est plus important que le flux advectif pendant cette période de la journée estivale. Caissie et al. (2014) ont obtenu des résultats semblables en été. Ils ont observé un transfert de chaleur de la rivière vers la ZH par conduction pendant l'après-midi et le soir (la température de la rivière est plus élevée que celle de la ZH pendant ces périodes) alors qu'un transfert de chaleur de la ZH vers la rivière est observé pendant la nuit et au début de la matinée. Ils ont montré que le flux advectif est légèrement déphasé par rapport au flux conductif avec des pics observés à midi et des valeurs minimales observées à la fin de la journée pour le site étudié.

En général, en été, les échanges hyporhéiques favorisent le transfert de la chaleur de la rivière qui est plus chaude vers la ZH plus froide. Cette chaleur emmagasinée peut être retransférée par advection à la rivière par exfiltration. Pour les courts trajets d'écoulements hyporhéiques, la durée du stockage d'énergie peut être juste de quelques minutes à plusieurs jours alors que pour les longs trajets hyporhéiques, elle pourrait atteindre plusieurs semaines, voire mois (Arrigoni et al., 2008). La durée et la quantité du stockage de chaleur hyporhéique peuvent déterminer le degré d'atténuation et du déphasage des cycles diurnes et annuels. Ces deux facteurs contrôlent ainsi l'influence des flux thermiques hyporhéiques sur la variation de température dans la rivière (Arrigoni et al., 2008).

Les échanges de flux thermiques entre la nappe et la rivière peuvent être modifiés par des événements de crue (Wondzell and Swanson, 1999) ou de longues épisodes de sécheresse. Par exemple pendant un événement de crue, l'eau peut s'infiltrer dans la ZH ce qui va engendrer un transfert de chaleur par advection qui dépend de l'intensité et de la durée de l'événement pluvieux

Le bassin des Avenelles Stratégie d'échantillonnage et analyse de données

Résumé

L'analyse des données acquises dans les différents compartiments de l'hydrosystème Avenelles a permis de décrire le régime hydrologique et thermique du bassin.

Pendant les périodes hivernales, la température de la rivière est plus faible que celle des aquifères. Dans le cas d'exfiltration, la conduction des températures de la rivière au sein de la zone hyporhéique (ZH) est tamponnée par la température de l'aquifère. Dans le cas d'infiltration, la température de la ZH est diminuée. Pendant les périodes estivales sans événement pluvieux, les interactions entre les eaux souterraines et les eaux de surface ont deux effets principaux sur la température de la ZH : 1) les eaux souterraines se déchargent dans la rivière et abaissent la température de la ZH et 2) les échanges hyporhéiques tamponnent les variations diurnes de la température de la rivière.

Les profils thermiques de la zone hyporhéique (ZH) ont un comportement différent entre l'amont et l'aval du bassin. L'amont du bassin en contact avec l'aquifère de Brie semble emmagasiner une quantité d'énergie plus importante que l'aval en été. En effet, les profils thermiques observés au droit des 5 stations MOLONARI en automnes et en hiver présentent des températures plus élevées en profondeur alors que les profils thermiques en printemps et en été présentent des températures moins élevées en profondeur.

La réponse de la température de la rivière et des températures hyporhéiques aux événements pluvieux indique généralement des diminutions de température après le pic de crue associées à une diminution de la température de l'air. Cette diminution dépend de l'intensité et de la durée des événements pluvieux. Les activités anthropiques telles que les pompes observés au niveau de la station MOLONARI 2 ont un grand impact sur le régime thermique des eaux souterraines et de la ZH au niveau de cette station. En périodes d'étiage, la réduction des débits de rivière entraîne une forte augmentation de température dans la rivière et au niveau des piézomètres de berge qui tendent à suivre l'évolution de la température de l'air. Les températures hyporhéiques augmentent également en profondeur notamment au droit des stations amont.

Une combinaison des différentes mesures thermiques et hydriques est recommandée afin d'augmenter la fiabilité des estimations des flux à l'interface nappe rivière. Ceci fera l'objet de ce chapitre. Une analyse et une interprétation des données hydrologiques et thermiques sont réalisées afin de caractériser le fonctionnement hydrothermique au niveau de l'interface nappe-rivière du bassin des Avenelles. Ce chapitre présente également l'impact des événements extrêmes tels que des épisodes de crue ou d'étiage sur la variation des variables hydriques et thermiques.

2.1 Présentation du site

2.1.1 Contexte géographique

Le bassin versant des Avenelles est un sous bassin du bassin de l'Orgeval situé dans le département de Seine et Marne à environ 70 km à l'est de Paris. Sa superficie est d'environ 46 km². Le bassin versant est représentatif des têtes de bassins de l'hydrosystème Seine caractérisé par une couverture agricole importante (Loumagne and Talleg, 2013). Le bassin des Avenelles fait partie du Réseau des Bassins Versants (RBV) dans le cadre de l'Observatoire de Recherche en Environnement géré par le GIS ORACLE constitué des bassins versants du Grand Morin et du Petit Morin (Fig. 2.1). Le bassin profite également des recherches du PIREN SEINE (Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'eau et l'environnement du bassin de la Seine) et de la FIRE (Fédération Ile-de-France de Recherche en Environnement) ainsi que des infrastructures CRITEX qui permettent des mesures haute fréquence et basse fréquence des variables hydrologiques, hydrogéologiques et biogéochimiques. Le réseau de mesure du bassin versant est constitué de stations météorologiques, de stations limnimétrique jaugées à l'exutoire de chaque sous bassin, de stations pluviométriques réparties sur tout le bassin, de piézomètres ainsi que de capteurs d'humidité du sol à différentes profondeurs (Fig. 2.2). Le bassin des Avenelles dispose de longues séries de données dont les premières ont débuté en 1962. En 2012, un dispositif expérimental de mesure hydrothermique des échanges nappe-rivière a été mis en place (Mouhri et al., 2013) dans le cadre du projet de recherche des interactions nappe-rivière étudiées sous l'angle des emboîtements d'échelle (Flipo et al., 2014), développé au sein du Piren-Seine. Ce dispositif est constitué de cinq stations de MONitoring Local des échanges NAPpe Rivière (MOLONARI) (Fig. 2.2).

Les altitudes du bassin varient entre 80 m et 187 m avec une altitude moyenne de 148 m dont le seul accident est constitué par la butte de Doue (Loumagne and Talleg, 2013). Les altitudes sont décroissantes du nord au sud vers l'exutoire (Fig. 2.2). L'occupation du sol du bassin se décompose en 81% de terres agricoles dont la culture majoritaire est le blé suivie par le maïs, 18% de forêts et 1% de zones urbaines (Loumagne and Talleg, 2013).

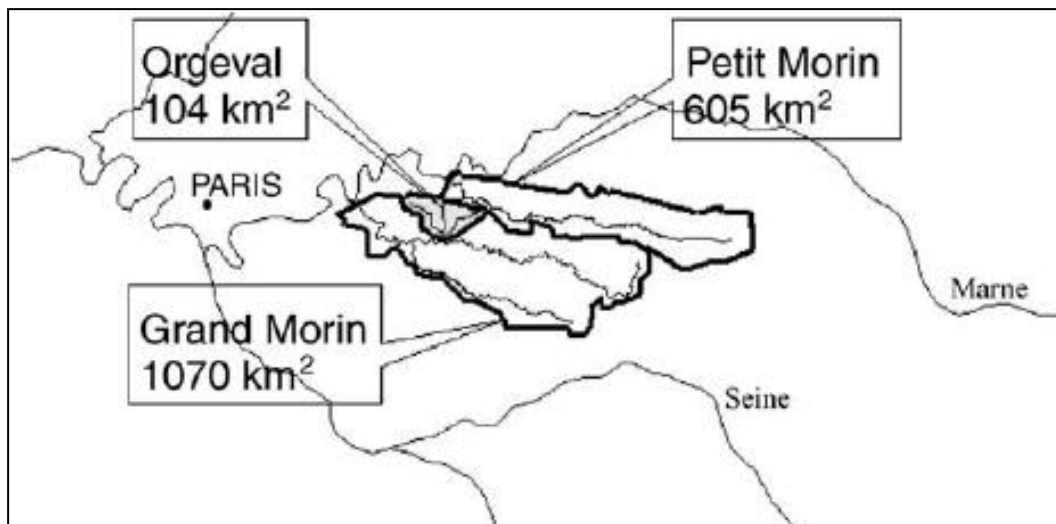


Figure 2.1: Localisation de l'Observatoire Gis Oracle (source : Observatoire ORACLE. DOI : 10.17180/OBS.ORACLE)

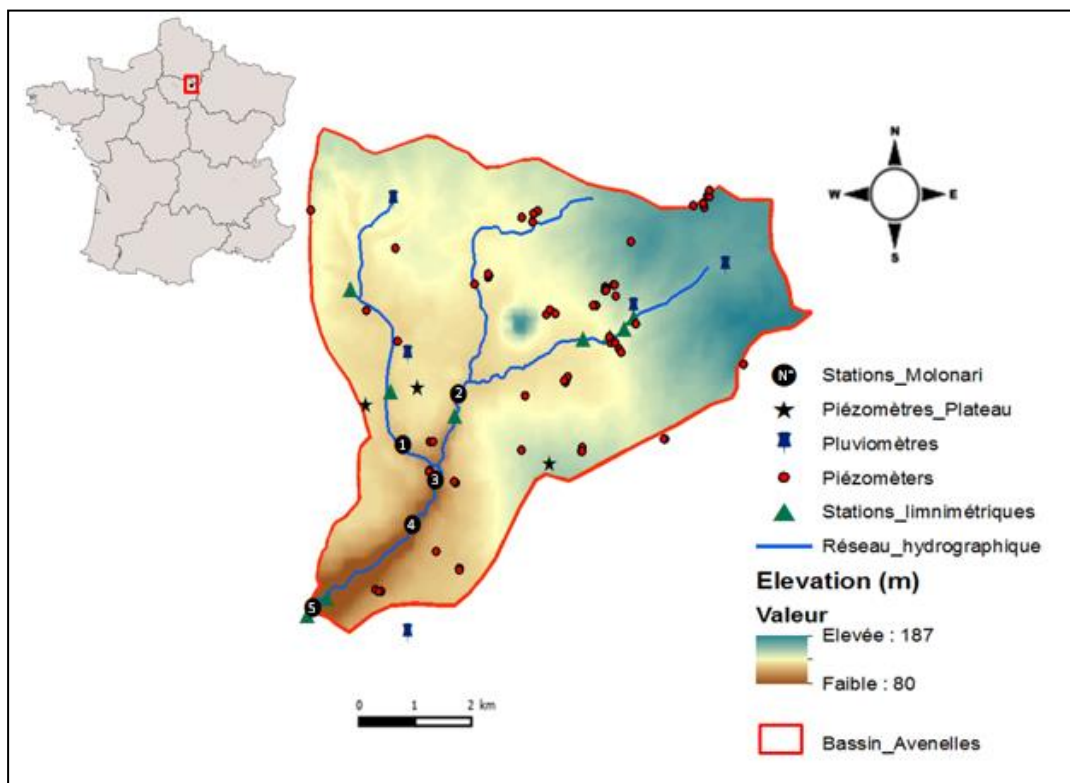


Figure 2.2: Localisation du site d'étude et instruments disponibles sur le bassin

2.1.2 Contexte climatique

Le bassin des Avenelles est soumis à un climat océanique tempéré. Les données climatiques sont fournies par la station météorologique de Boissy le Châtel. La température moyenne annuelle de l'air est d'environ 10.67 °C, avec une moyenne mensuelle minimale de 3°C durant le mois de janvier et une moyenne mensuelle maximale de 18°C durant le mois de juillet (1970-2017) (Fig. 2.3). La pluviométrie annuelle cumulée est d'environ 635 mm (1970-2017). Les mois les plus pluvieux sont octobre, décembre, mai, et juin, les mois les moins pluvieux sont février et avril (Fig. 2.3).

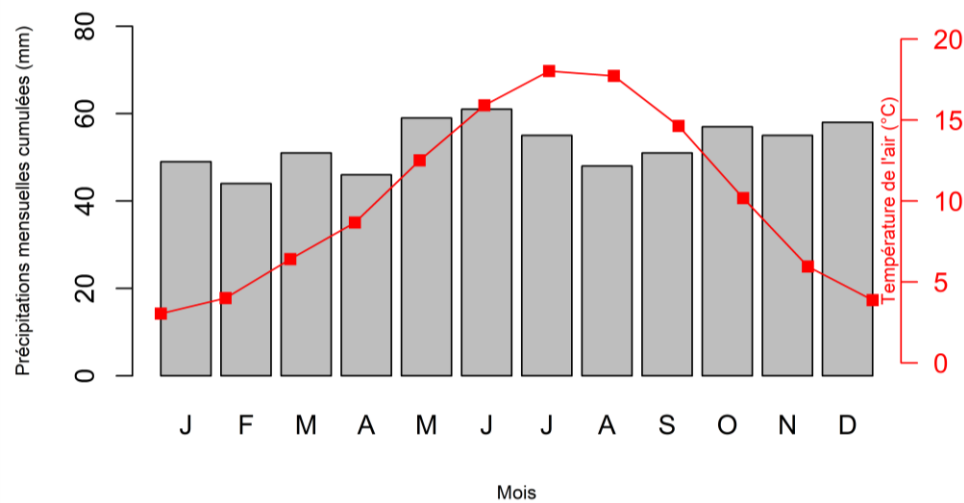


Figure 2.3 : Précipitations mensuelles moyennes et températures mensuelles moyennes (Période 1970-2017, Station Boissy le Châtel)

2.1.3 Contexte hydrogéologique

2.1.3.1 Bassin des Avenelles : Système aquifère multicouche

Le bassin des Avenelles est constitué par un système aquifère multicouche composé de deux formations géologiques principales : l'Oligocène (couche supérieure) et l'Eocène supérieur (couche inférieure). L'Oligocène est constitué par des sables de Fontainebleau (Stampien supérieur), des calcaires et meulière de Brie (Stampien inférieur), des argiles et marnes vertes (Stampien inférieur). L'Eocène supérieur est constitué par des marnes supragypseuses, des calcaires de Champigny et des marnes infragypseuses du Ludien, du calcaire de Saint Ouen ainsi que des sables de Beauchamp (Mégny, 1970) (Fig. 2.4). La plupart du bassin est couverte d'une couche de loess d'une épaisseur de 2 à 5 m environ. Cette couche représente essentiellement des dépôts éoliens quaternaires constitués de lentilles de sable et de limon peu perméables.

La nappe des calcaires de Brie représente un aquifère libre et perché. Elle est alimentée par la percolation des eaux de pluie à travers les formations quaternaires limoneuses superficielles (Mégny, 1970). La formation de Brie est hétérogène avec une profondeur qui varie entre 6 m et 10 m, elle est constituée d'une alternance de blocs de meulière. La nappe des calcaires de Champigny constitue un aquifère libre alimentée par les flancs de vallées et localement par les zones poreuses et les gouffres (Campinchi and Morisseau, 1983). Ces deux unités aquifères sont séparées par un aquitard marno-argileux.

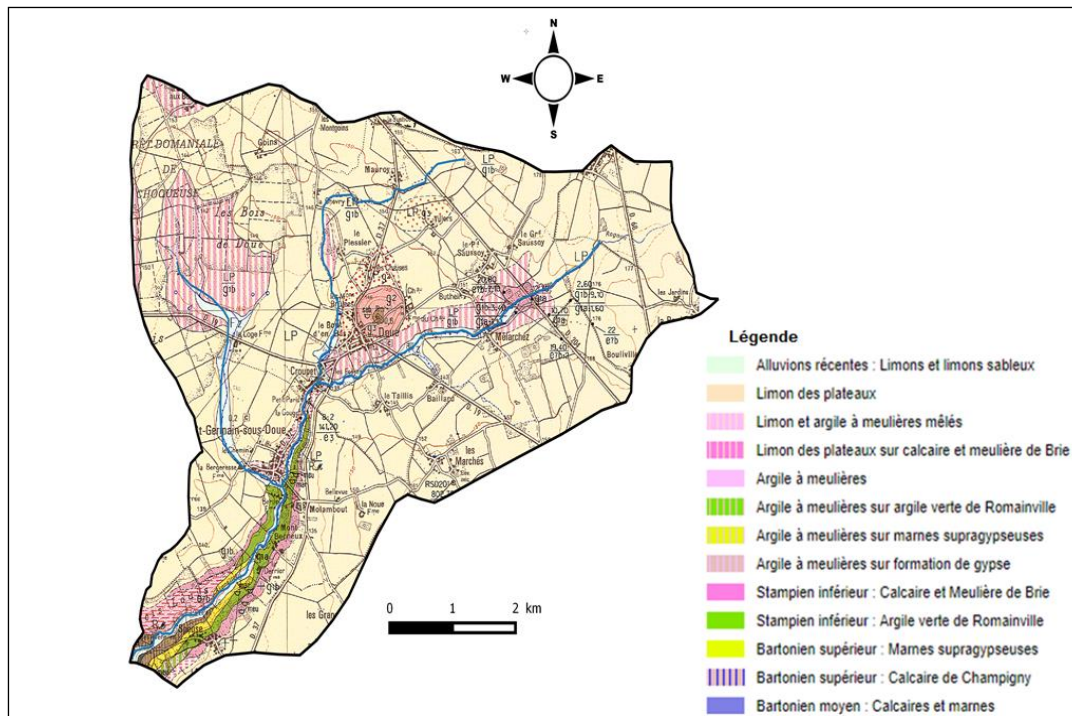


Figure 2.4 : Géologie du bassin des Avenelles. Le bassin des Avenelles est constitué par deux couches principales : Les calcaires de Brie et les calcaires de Champigny séparées par un aquitard marno-argileux.

2.1.3.2 Investigations géophysiques : Connectivité nappe-rivière

Afin de caractériser la connectivité locale du réseau hydrographique avec l'unité aquifère sous-jacente, des investigations géophysiques (sondages TDEM (sondages électromagnétiques dans le domaine temporel) et des tomographies de résistivité électrique (ERT)) ainsi que des campagnes de carottage ont été menées (Mouhri et al., 2013). Les investigations géophysiques ont été précédées par des études de reconnaissance de terrain basées sur des observations de la stratigraphie, de la morphologie et de la structure du cours d'eau. Les investigations ont été effectuées jusqu'à une profondeur de 17 m sur le plateau en s'arrêtant aux argiles vertes qui constituent le mur de la nappe de Brie et de 1 à 3 m au niveau des piézomètres de bordure de rivière (Mouhri et al., 2013). Cinq sections de rivière représentant différentes connectivités entre le cours d'eau et les aquifères ont pu être identifiées (Mouhri et al., 2013) (Fig. 2.5). Des tests de pompage ont été effectués pour caractériser les propriétés hydrodynamiques du milieu à l'échelle de chaque section. Les résultats obtenus montrent des valeurs de conductivité hydraulique qui varient entre $2 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ et $5 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ observées aux différentes sections.

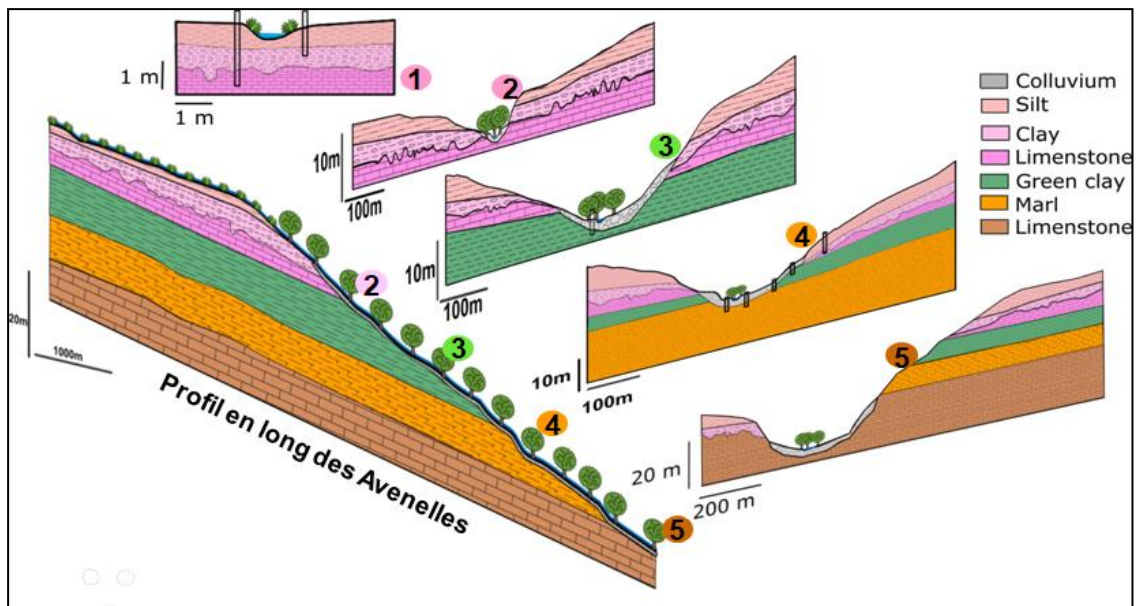


Figure 2.5 : Connectivité entre le cours d'eau et les substrats géologiques illustrée sous forme de coupes géologiques (Mouhri et al., 2014)

La section amont 1 drainant 10 km² est située au niveau de la formation de Brie. La station 2 drainant 24 km² se situe au niveau du passage de l'aquifère de Brie aux argiles vertes. Une source est présente en aval de la station. Les deux sections intermédiaires 3 et 4 sont positionnées sur les formations aquitards (argiles vertes pour la station 3 et marnes supragypseuses pour la station 4). La section 3 draine 38 km² et la section 4 draine 40 km². La section 5, située à l'exutoire du bassin, est en contact avec l'aquifère le plus profond, celui du Champigny.

Sur le bassin en général, les affluents amont ont un lit de rivière constitué par des matériaux silteux (station 1). La partie intermédiaire et aval est recouverte par des colluvions. L'épaisseur de colluvion augmente de la station 2 jusqu'à la station 5 (Fig. 2.6).

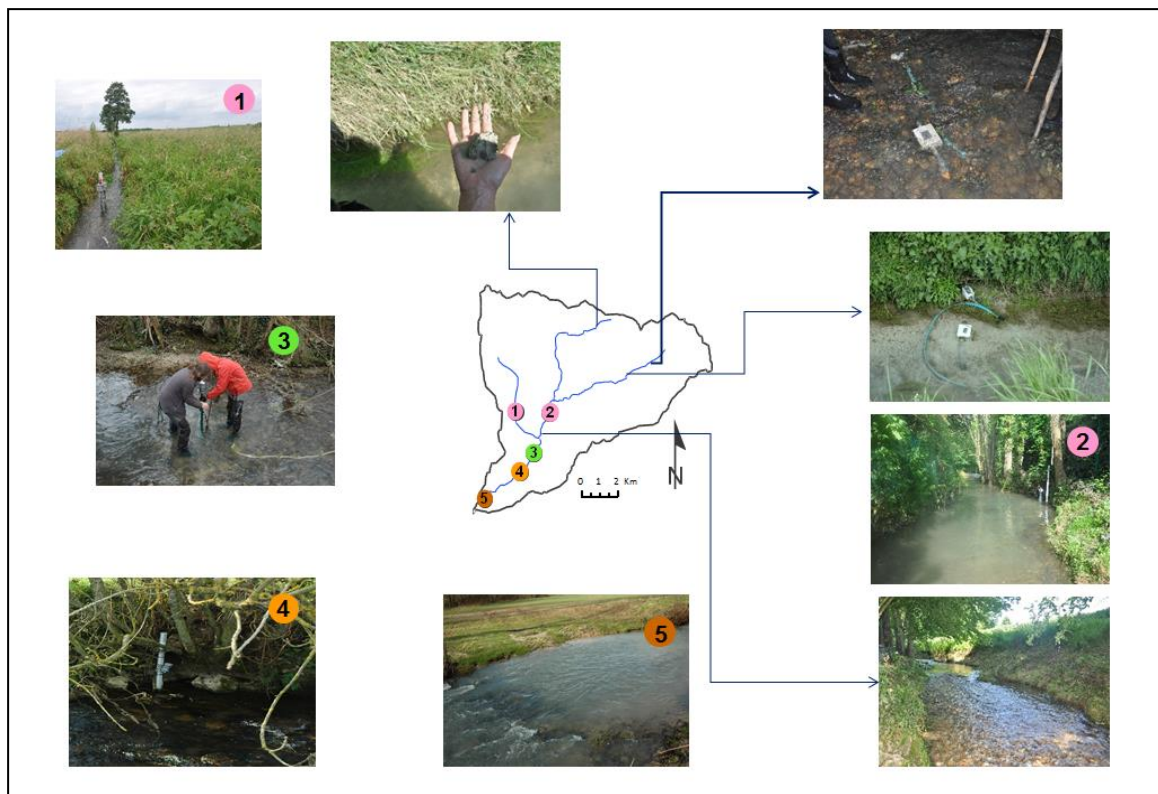


Figure 2.6 : Evolution spatiale du lit de rivière du ru des Avenelles

2.2 Stratégie d'échantillonnage

La mise en place d'un dispositif expérimental sur le bassin des Avenelles demeure un enjeu scientifique majeur. Ce dispositif permet de suivre l'évolution à long terme des flux échangés entre les différents compartiments du système. Le Tab. 2.1 regroupe les différentes stations présentes sur le bassin, les mesures effectuées ainsi que les périodes d'observation.

Tableau 2.1: Données disponibles sur le bassin (J : journalier, H : horaire)

Gestionnaires	Stations	Instruments	Mesures	Nombre	Début
Piren Seine	Stations MOLONARI (Échanges nappe-rivière)	Diver	Hauteur d'eau et température (Pas de temps 15 min)	15	2012
		PT100	Profil de températures au sein de la ZH à 4 profondeurs (Pas de temps 15 min)	13	
	Piézomètres de plateau	Diver	Hauteur d'eau et température (Pas de temps 15 min)	3	2012
Irstea et Fire	Stations météorologiques	-	Rayonnement solaire global, température de l'air, vitesse du vent, humidité relative, pression atmosphérique (pas de temps horaire et journalier)	3 (1 station +2 à proximité de l'observatoire)	1962
	Stations limnimétriques	Limnimètre à flotteur doublé d'un capteur à ultrasons	Hauteur d'eau/ Jaugeage ponctuel (Pas de temps journalier)	7	1962
	Pluviomètres	Pluviomètres à augets basculeurs	Lame d'eau (Pas de temps : horaire et journalier)	6	1962
	Piézomètres	DIVER	Hauteur d'eau (Pas de temps journalier et horaire)	-	J :1989 H :2006
		Enregistreur de niveau de nappes OTT Orpheus Mini	Température (Pas de temps horaire)	9	H :2006

2.2.1 Mesures piézométriques

Les niveaux piézométriques sont mesurés en continu à l'aide d'un capteur de pression "mini-Diver" (Schlumberger Water Services) à pas de temps de 15 min. Les valeurs mesurées sont compensées de la pression atmosphérique ambiante au moyen d'une sonde "Baro-Diver" (Schlumberger Water Services). Les niveaux piézométriques sont mesurés aussi manuellement à l'aide d'une sonde piézométrique lors des missions de terrain afin de vérifier les mesures enregistrées en continu.

2.2.2 Stations MOLONARI

Le dispositif de mesure des échanges nappe-rivière est déployé sur une longueur de 6 km de réseau hydrographique. Chaque section (Fig. 2.5) est instrumentée par une station locale de monitoring hydro-thermique MOLONARI (MONitoring- Local des échanges NAppe-Rivière) (Fig. 2.7). Le jeu de données fourni par les enregistrements hydro-thermiques au droit des stations MOLONARI permet d'étudier les variations spatio-temporelles du profil thermique au sein de la ZH en fonction des facteurs

hydroclimatiques enregistrés par les autres instruments cités dans le tableau 2.1. De plus, ce grand jeu de données fournit toutes les données nécessaires pour réaliser un modèle 2 D des 5 sections transversales. Grâce à ces données, il est possible de calibrer les paramètres hydrothermiques comme expliqué dans le chapitre 1 (Section 1.4.2.1) et quantifier les flux d'eau et de chaleur à l'interface nappe rivière. Ce travail est réalisé dans le chapitre 4.

Les stations MOLONARI occupent une section d'environ 3 à 4 m de profondeur et 5 à 7 m de large, perpendiculaire au sens d'écoulement du cours d'eau. Chaque station est construite autour d'un système de mesure de variables hydrogéophysiques (température et pression) et comprend :

Deux piézomètres de bordure situés sur chaque berge, équipés par des capteurs mini-Diver de température et de pression avec enregistreur à pas de temps 15 min. Les piézomètres de berge sont situés à des distances de moins de 5 mètres du ru.

Une sonde de température et de niveau d'eau enregistre la température et la pression de la colonne d'eau du cours d'eau au pas de temps de 15 min.

Deux dispositifs de mesure de profils verticaux de température implantés au niveau de chaque berge de rivière sur une profondeur de 40 à 60 cm avec une discrétisation de 10 à 20 cm. La mesure automatique de la température est réalisée grâce aux sondes reliées à des enregistreurs HOB0 avec un pas de temps de 15 min.

Une grande partie de l'année 2016 a été consacrée à remettre en route ce dispositif expérimental qui s'est arrêté vers la fin de l'année 2015 par défaut d'étanchéité des boîtes qui contiennent les enregistreurs de température reliés aux sondes. Au final, nous avons réussi à développer nos propres boîtes qui résistent à l'eau afin d'assurer l'étanchéité du dispositif même pour de fortes crues comme celles du mois de juin 2016.

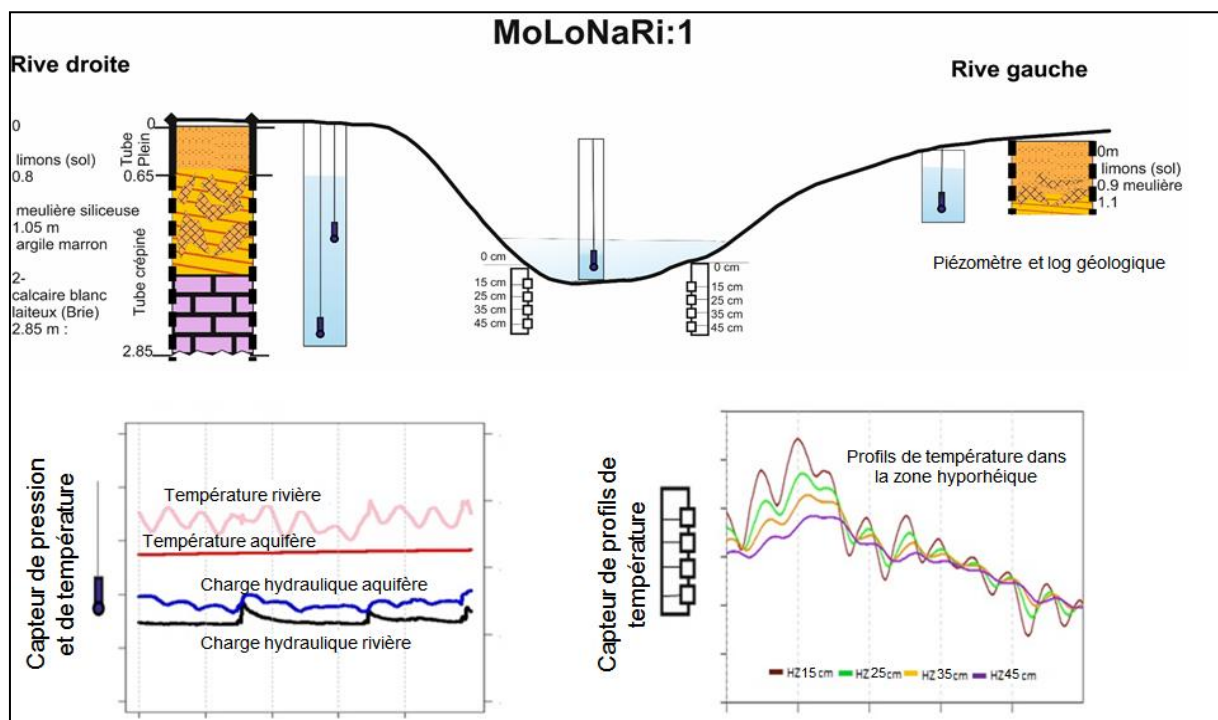


Figure 2.7 : Station de mesures des échanges nappe-rivière (Station MOLONARI)

Les mesures de pression et de température permettent ainsi de suivre la direction et l'intensité des échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines et d'avoir une première caractérisation du fonctionnement hydro-thermique de chaque station. Les caractéristiques des instruments de mesure de pression et de température pour chaque station MOLONARI sont présentées dans le Tab. 2.2 :

Tableau 2.2 : Mesures hydro-thermiques au droit des stations MOLONARI

Variables	Instrumentation	Précision
Température (rivière, aquifère)	Capteur Mini-Diver Sdec Schlumberger (capteur de mesure combinée de pression et de température)	± 0.05 °C
Température (HZ)	Enregistreur de température HOBO à 4 entrées thermocouple couplé à 4 sondes TMCx-HD	± 0.3 °C
Charge hydraulique (rivière, aquifère)	Capteur Mini-Diver Sdec Schlumberger (capteur de mesure combinée de pression et de température)	± 0.3 cm
Pression atmosphérique	Baro-Diver Sdec Schlumberger	± 0.3 cm

2.2.3 MINI-MOLONARI

Un dispositif expérimental mobile (mini-MOLONARI) a été développé dans le cadre du Piren Seine et l'institut Carnot M.I.N.E.S afin d'estimer l'hétérogénéité des échanges locaux nappe-rivière le long d'un cours d'eau (Cucchi et al., 2018) (Fig. 2.8). Ce système est peu coûteux et facile à construire. Il peut être installé dans des rivières à faible ordre de Strahler (typiquement de 1 à 3) et s'adapte à plusieurs environnements géologiques. Ce système couplé à des algorithmes d'inversion et un code hydrothermique permet de déterminer les propriétés hydrodynamiques de la zone hyporhéique et de quantifier les échanges nappe-rivière à l'échelle locale. Le système mini-MOLONARI est constitué d'un système de mesure de gradient de charge hydraulique entre la rivière et la ZH et d'un système de mesure de température. Le capteur de pression actuel permet d'investiguer une profondeur de ZH entre 40 et 80 cm. La température est mesurée travers un profil vertical à différentes profondeurs dans la zone hyporhéique. Les mesures de pression sont synchrones aux mesures de température avec un pas d'enregistrement de 15 minutes. Ce pas de temps est inférieur aux temps caractéristiques des processus physiques en jeu.

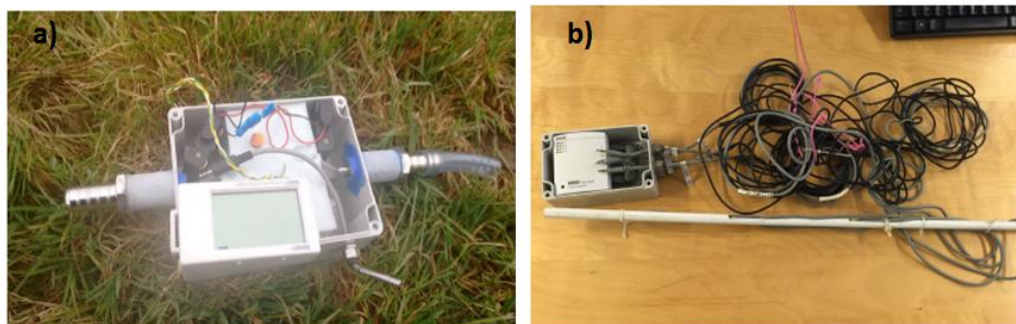


Figure 2.8 : Système expérimental mini-MOLONARI constitué par : a) Capteur de pression et b) tige de profil de températures verticales

2.2.3.1 Construction du capteur

Le dispositif de mesure du gradient de pression utilisé est celui développé par Greswell et al. (2009). Ce dispositif est composé de deux parties principales : un circuit « trigger », qui permet d'économiser les batteries et un circuit d'amplification du signal de sortie afin d'adapter la gamme d'enregistrement du data logger à la gamme de mesure de différence de charge observée entre la rivière et la zone hyporhéique. La mesure de la différence de charge hydraulique est assurée par un transducteur qui convertit la différence de pression en tension électrique enregistrable par le data logger. Le data Logger "Onset Hobo" enregistre des tensions qui varient entre 0 et 2.5 V. Afin d'assurer l'étanchéité du capteur de pression, le circuit électronique est couvert par un caoutchouc de Silicone. Il est ensuite placé dans un boîtier étanche. Le boîtier suit la norme IP68 résistant à des immersions de plus de 1 m et il est équipé d'une sonde de température pour mesurer la température de la rivière.

La tension électrique mesurée sur le terrain est convertie en pression différentielle à l'aide d'une relation entre la tension mesurée, la pression différentielle et la température. Cette relation est obtenue par calibration de chaque capteur.

2.2.3.2 Calibration du capteur

2.2.3.2.1 Calibration tension-pression différentielle

La calibration tension – pression différentielle consiste à établir une relation entre la pression différentielle, la tension mesurée et la température ambiante. Le protocole de calibration est constitué de deux phases :

- Une calibration à température constante
- Une calibration à gradient de charge constant.

Pour la première étape, un dispositif expérimental constitué par deux tubes : le premier tube représente le niveau d'eau dans la rivière H_{riv} et le deuxième tube représente le niveau d'eau dans la ZH H_{ZH} . Les deux tubes sont placés verticalement et connectés au capteur de pression. A chaque fois que la hauteur d'eau de chaque tube est modifiée manuellement, la différence de charge et la tension sont enregistrées. Différentes configurations de niveaux d'eau H_{ZH} et H_{riv} sont effectuées jusqu'à atteindre la saturation du data logger à 0 V et à 2.5 V. Les mesures indiquent ainsi une relation linéaire entre la différence de charge ΔH et la tension U ($\Delta H = H_{ZH} - H_{riv}$). La relation établie entre la différence de charge et la tension est donné par l'Eq. 2.1, où α et β sont des coefficients estimés à partir des mesures.

$$\Delta H(U, T_{ref}) = \alpha + \beta U \quad \text{(Équation 2.1)}$$

2.2.3.2.2 Calibration tension-température

La calibration tension-température est utilisée afin de quantifier l'effet des variations de la température sur les mesures de tension électrique. Cette calibration est effectuée dans une chambre climatique. Le comportement du capteur de pression peut être évalué sous une large gamme de configurations de température contrôlée par une interface programmable. Trois expériences séparées sont effectuées pour chaque capteur. A chaque expérience, les tubes installés de chaque côté du capteur de pression sont remplis d'eau de façon à établir une différence de charge. La différence de charge est maintenue constante lorsque la température dans la chambre climatique varie. La

température est programmée de façon à varier linéairement dans des gammes comparables à celles observées sur le terrain. L'enregistrement de la tension et de la température est effectué à un intervalle d'une minute. Afin d'établir la relation entre ΔH , U et T , les coefficients α , β (Eq. 2.1) sont estimés à partir des données de la première calibration. Afin de tenir compte de l'effet de la température sur la relation entre la tension et la différence de charge, l'Eq. 2.1 est modifiée afin d'inclure la température (Eq. 2.2).

$$\Delta H = \xi_0 + \xi_1 U + \xi_2 T \quad (\text{Équation 2.2})$$

Les coefficients ξ_0 ; ξ_1 ; ξ_2 sont estimés à partir des deux expériences en reliant les deux équations (Eq. 2.1) et (Eq. 2.2) à une température $T = T_{\text{ref}}$.

Quand la température n'est pas prise en compte dans la relation de calibration, l'erreur associée à une température proche de 5 °C est de l'ordre de 2 cm alors qu'en tenant compte de la température dans la relation, cette erreur est de l'ordre de 2 mm. Par conséquent, la correction en fonction de la température permet de réduire l'erreur d'estimation de ΔH d'un ordre de grandeur à peu près.

2.2.3.3 Implantation du capteur

Le capteur de pression est connecté à deux tubes, l'un connecté à la rivière et l'autre à la zone hyporhéique. Le tube connecté à la rivière est de quelques centimètres de longueur, il est protégé par une grille assez fine afin d'éviter son colmatage. Le tube hyporhéique crépiné à sa base est enfoncé à une profondeur égale à celle du capteur de température le plus profond. Son enfoncement est très délicat surtout dans les colluvions.

Le système mobile de mesure de la température est similaire à celui utilisé dans les stations MOLONARI. Quatre sondes de type TMC6-HD à 3 fils produites par "Onset" sont fixées à une tige. La tige est ensuite implantée de telle façon que les quatre sondes soient placées à des profondeurs connues. Les sondes sont reliées à un data logger Hobo, placé également dans un boîtier étanche, qui enregistre directement les données de température de la ZH. Le système de mesure de température est installé au voisinage du système de mesure de pression.

L'installation dure en général entre 1 et 3h en fonction du type du sédiment du lit de la rivière et de la plus ou moins grande difficulté d'insertion du tube hyporhéique.

2.3 Gestion de la base de données

Le but de la gestion de la base de données du bassin des Avenelles est de valider les données enregistrées en continu par les différents capteurs.

2.3.1 Acquisition des données et Préparation des données brutes

La hauteur d'une colonne d'eau peut être déterminée à l'aide du Diver en mesurant la pression de l'eau à l'aide du capteur de pression intégré (Fig. 2.9). Pour mesurer les variations de pression atmosphérique (PBaro), un Baro-Diver est installé pour chaque site de mesures. Le Diver mesure la pression (m H2O) exercée par la colonne d'eau (CE) et la pression atmosphérique. Le Diver est suspendu sur un câble de longueur égale à LC. La tête de puits (TP) est mesurée par rapport au niveau du sol référencé en m NGF (Fig. 2.9).

Le niveau piézométrique (m NGF) NP est obtenu par l'Eq. 2.3 :

$$NP = TP (m \text{ NGF}) - (L_C + (P_{\text{mesurée}} (m \text{ H}_2\text{O}) - P_{\text{baro}} (m \text{ H}_2\text{O}))) \quad (\text{Équation 2.3})$$

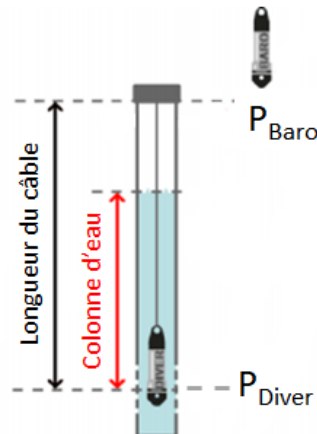


Figure 2.9 : Configuration d'installation d'un diver dans un piézomètre

Le Diver mesure aussi la température des eaux souterraines à l'aide d'un capteur semi-conducteurs.

2.3.2 Traitement des données brutes

Le traitement des données brutes récoltées sur le terrain est réalisé grâce à des scripts R qui permettent de concaténer les données, de vérifier la cohérence des séries temporelles et d'obtenir des charges en m NGF. Tous les piézomètres sont géoréférencés.

De nombreuses erreurs interviennent au cours du temps :

- Mesures pendant la récolte des capteurs.
- Pompages réalisés lors des mesures bi- géochimistes.
- Nœuds sur le câble liés aux mauvaises manipulations des différents intervenants.

Les scripts permettent de comparer les mesures enregistrées avec les mesures manuelles réalisées grâce à une sonde piézométrique. Des offsets sont attribués sur les périodes après les différents passages des biogéochimistes. De plus, les variations trop abruptes de température ($> 0.2 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$) sont supprimées. La mesure de pression étant dépendante de la température, les charges sont également supprimées.

2.3.3 Structures de la base de données

Toutes les données brutes et traitées sont sauvegardées dans une base gérée sous Subversion en abrégé SVN. Le SVN est un logiciel qui permet de gérer les différentes versions d'un projet. Il permet l'utilisation collaborative des données.

Les données brutes contiennent toutes les données non traitées de pression compensées en pression atmosphérique, obtenues grâce au logiciel Diver, et les données de températures récoltées au niveau des piézomètres, pour la rivière et la ZH. Le dossier des données brutes contient également des descriptions détaillées des stations de mesures MOLONARI (nivellement des sections de rivière, mesures piézométriques manuelles) et des systèmes mini MOLONARI (calibration et installation des capteurs de pression et des tiges de température) ainsi que des schémas explicatifs et des protocoles expérimentaux. La Fig. 2.10 montre la structure de la base de données stockée sous SVN.

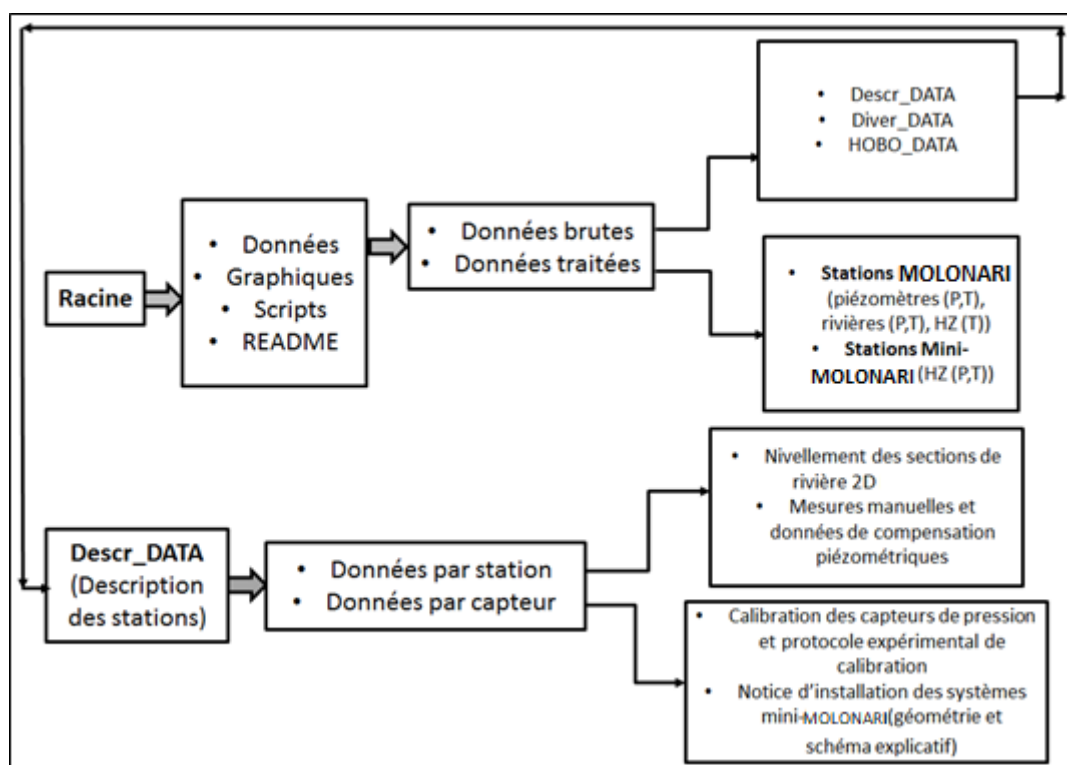


Figure 2.10 : Structure de la base des données stockée sous SVN

2.4 Présentation des données

Dans cette partie, la variation spatio-temporelle des variables des différents compartiments du bassin versant des Avenelles est décrite tout d'abord sur la période (2011-2017), ensuite sur des périodes de conditions climatiques contrastées.

2.4.1 Évolution spatiale et temporelle des variables pendant la période (2011-2017)

2.4.1.1 Mesures hydrologiques

2.4.1.1.1 Données pluviométriques

La pluviométrie est mesurée par Irstea à l'aide de pluviomètres à auget basculeur "PRECISMECANIQUE" de modèle 3030. La hauteur d'eau incrémentée à chaque basculement d'un auget est de 0.2 mm. La précision de la mesure par pluviomètre à augets est de $\pm 0.01 \text{ mm h}^{-1}$.

Les données de pluie sont enregistrées en continu grâce à des enregistreurs "ALCYR Danae". Les données sont enregistrées à chaque basculement de 20 g. Elles sont agrégées au pas de temps minute par le logiciel Sircade, puis au pas de temps horaire et journalier par le logiciel PARAPLUIE (logiciel IRSTEa).

En ce qui concerne les données de précipitations provenant de la base de données SAFRAN, il s'agit des observations interpolées spatialement sur une grille de dimension $8 \times 8 \text{ km}^2$, les données de pluie sont interpolées toutes les 6 heures. Ensuite une deuxième analyse de type variationnel est appliquée aux fenêtres de 6h afin d'obtenir des valeurs au pas de temps horaire (Durand et al., 2013).

La répartition des pluviomètres sur le bassin versant des Avenelles ainsi que la répartition des mailles SAFRAN sont présentées dans la Fig. 2.11.

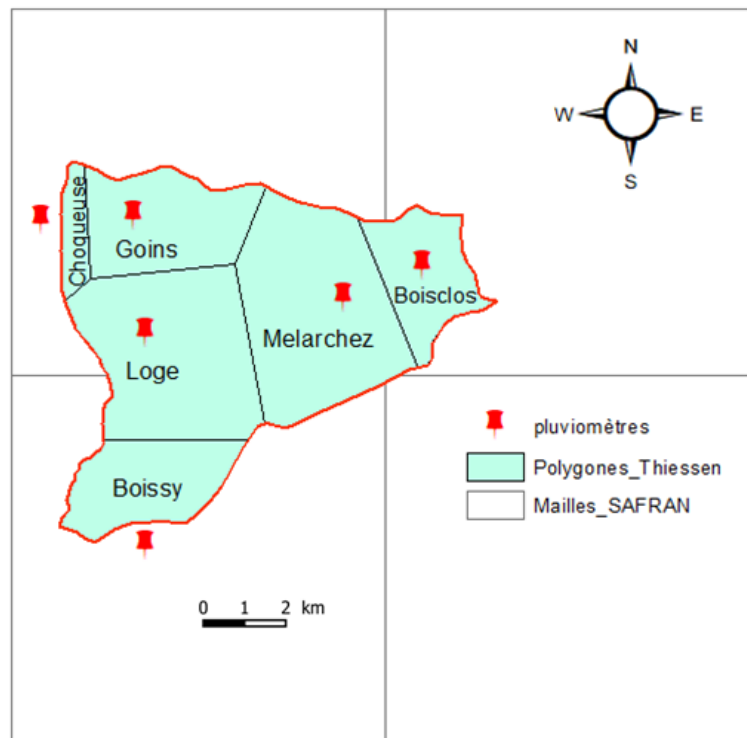


Figure 2.11 : Localisation des pluviomètres et des mailles SAFRAN sur le bassin versant des Avenelles

Une interpolation de ces données a été réalisée afin d'obtenir une spatialisation des données de pluie sur tout le bassin grâce à la méthode déterministe des polygones de Thiessen (Thiessen, 1911). La méthode se base sur la triangulation de Delaunay utilisant la méthode des médiatrices entre deux stations. Elle permet d'estimer des valeurs pondérées en prenant en considération chaque station pluviométrique en appliquant l'Eq. 2.4 :

$$P_{moy} = \frac{\sum A_i P_i}{A} \quad (\text{Équation 2.4})$$

Avec P_{moy} : précipitation moyenne sur le bassin, A : aire totale du bassin, P_i : précipitation enregistrée à la station i , A_i : superficie du polygone associée à la station i .

Le bassin versant des Avenelles est composé de 6 polygones de Thiessen qui recoupent 4 mailles SAFRAN (Fig. 2.11). La validation des données BDOH se fait par inter-comparaison avec les données provenant des deux stations météorologiques les plus proches. Les données manquantes ont été complétées grâce aux données des 4 mailles SAFRAN. La méthode compare ainsi les données disponibles et remplit les données manquantes de chaque polygone de Thiessen par les chroniques des pluviométriques de la base de données SAFRAN.

Le jeu de données ainsi reconstitué au pas de temps journalier couvre la période du 1er août 2011 au 31 août 2017. Tout d'abord, une étude des variations annuelles des pluies, temporelles et spatiales, pendant cette période est réalisée. Les moyennes annuelles et saisonnières, les valeurs maximales et minimales de la pluie pour chaque polygone de Thiessen ont été calculées. Ensuite, trois périodes d'étude sont définies afin de suivre l'évolution de chaque variable suite à des événements pluvieux de différentes durées et intensités ainsi qu'une période de sécheresse en absence continue de pluie. Ceci permet de mieux comprendre les facteurs qui contrôlent les variations spatio-temporelles du

fonctionnement thermique du bassin et principalement à l'interface nappe-rivière sous différentes conditions climatiques.

Pendant la période 2011-2017, la moyenne annuelle de pluie est de 657 mm an⁻¹ (Fig. 2.12). L'année 2016 est l'année la plus sèche avec un taux de précipitation minimal de 397 mm an⁻¹ observé sur la partie centrale Est du bassin (Mélarchez) et l'année 2015 est l'année la plus humide avec un taux de précipitation maximal de 906 mm an⁻¹ observé au niveau de la partie Sud-ouest du bassin (Choqueuse) (Tab. 2.3).

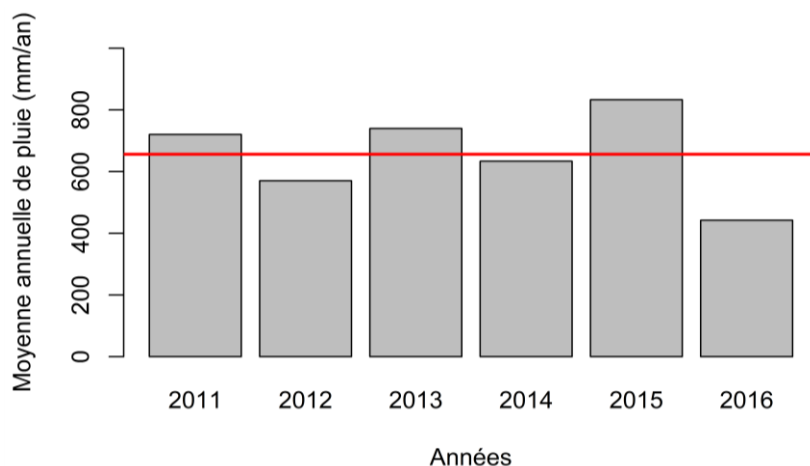


Figure 2.12 : Moyenne annuelle de pluie sur le bassin des Avenelles (2011-2017), moyenne sur l'ensemble de la période d'observation de 2011 à 2017 (trait rouge).

Tableau 2.3 : Données de pluie pour la période (2011-2017). Les valeurs maximales et minimales correspondant respectivement à l'année la plus humide et l'année la plus sèche

Noms des polygones de Thiessen	Surface de polygone Thiessen (m ²)	Moyenne annuelle P _i (mm)	Valeur maximale P _{max} (mm)	Valeur minimale P _{min} (mm)
Boisclos	52050000	653	805 (2015)	445 (2016)
Boissy	5930000	639	892 (2015)	425 (2016)
Choqueuse	1350000	700	907 (2015)	436 (2016)
Mélarchez	13407500	644	843 (2015)	398 (2016)
Goins	6965000	681	881 (2015)	544 (2016)
Loge	12575000	676	878 (2015)	435 (2016)

Les cumuls de pluie sont quasiment indépendants de la saison (Tab. 2.4) et on observe une répartition des pluies mensuelles plutôt uniformes (Fig. 2.3).

Tableau 2.4: Moyennes saisonnières des chroniques de pluie disponibles pour la période (2011-2017)

Noms des polygones de Thiessen	Automne (mm/saison)	Hiver (mm/saison)	Printemps (mm/saison)	Été (mm/saison)
Boisclos	146	144	127	143
Boissy	130	146	133	141
Choqueuse	147	159	144	151
Mélarchez	136	132	136	149
Goins	144	156	142	144
Loge	138	159	136	148

Pendant la majorité de la période étudiée, les précipitations journalières sont inférieures à 20 mm j^{-1} . Des événements pluvieux entre 20 et 40 mm j^{-1} sont observés au Nord-Ouest du bassin (polygones Choqueuse et Goins). Les événements extrêmes qui dépassent 40 mm j^{-1} sont peu fréquents. Ces événements atteignent au maximum 13 jours pendant la période étudiée. Une intensité journalière maximale de l'ordre de 50 mm j^{-1} est observée au nord-ouest du bassin (polygone Choqueuse) le 30 mai 2016.

Les événements pluvieux les plus longs présentent différentes durées et intensités. Un événement pluvieux de durée plus longue (27 jours) avec une quantité maximale de pluie de l'ordre de 138 mm est observé au centre du bassin (polygone Loge). Quant aux périodes de sécheresse, elles peuvent atteindre une durée maximale de 24 jours observée également au centre du bassin.

Concernant la spatialisation de la pluie sur le bassin, il existe un gradient Nord-Ouest Sud-est ; des quantités plus élevées sont observées au nord-ouest du bassin (polygone Choqueuse) (700 mm) alors que des quantités moins élevées sont observées au sud du bassin (polygone Boissy) (639 mm).

Dans la suite de travail, trois périodes d'étude sont choisies en fonction de la durée et l'intensité de la pluie. Ces périodes vont permettre d'étudier l'évolution spatio-temporelle de chaque variable en fonction des conditions hydro-climatiques contrastées. La première période est une succession de trois épisodes pluvieux de 17 jours avec une quantité totale de pluie tombée de 113 mm. Cette période est caractéristique d'une période de crue sur le bassin. Pendant cette période, le premier épisode pluvieux présente le pic de crue le plus important pendant toute la période d'étude (2011-2017) qui est de l'ordre de 50 mm j^{-1} . La deuxième période est caractéristique des événements moyens de pluie pendant les périodes estivales. Elle présente une courte durée de trois jours avec une quantité de pluie totale de l'ordre de 43 mm. La troisième période est caractéristique des périodes d'étiage. Elle présente une période de 17 jours sans pluie et qui se produit également en été. Les trois périodes d'étude sont résumées dans le Tab. 2.5:

Tableau 2.5 : Description des trois périodes d'étude

Période	Dates	Durée (j)	Quantité totale de pluie (mm)	Intensité maximale journalière de l'événement pluvieux (mm j^{-1}) (pic de crue)
CRUE	25/05/2016-08/06/2016	17	113	50
PLUIE ESTIVALE	25/08/2015-28/08/2015	3	43	38
ÉTIAGE	09/06/2017-25/06/2017	17	0	-

2.4.1.1.2 Données de débit en rivière

Les mesures de débit dans le bassin versant des Avenelles sont effectuées grâce à des stations limnimétriques réparties à chaque exutoire de chaque sous bassin versant (Fig. 2.13). Chaque station limnimétrique est équipée d'un déversoir, d'une échelle limnimétrique de référence, d'un limnimètre à flotteur doublé d'un capteur à ultrasons et aussi d'un courantomètre électromagnétique. Ces stations limnimétriques sont capables de mesurer des valeurs de débit comprises entre 0.01 et 1000 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ avec un ordre de grandeur d'erreur moyenne de 5%. Les chroniques de débit sont enregistrées en continu à un pas de temps horaire et journalier pour des périodes propres à chaque station.

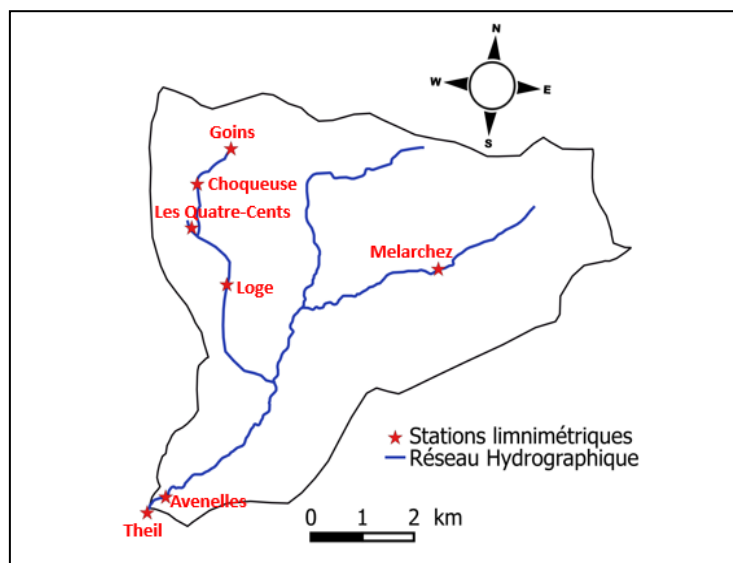


Figure 2.13 : Localisation des stations limnimétriques du bassin des Avenelles

Pour caractériser le régime hydrologique de chaque station, les moyennes annuelles des débits (Tab. 2.6) pour chaque station ont tout d'abord été calculées. Une étude des variations des débits temporelle et spatiale pour les différentes stations a été réalisée par la suite pour les trois périodes définies précédemment.

Tableau 2.6 : Débit moyen annuel et débit maximal des différentes stations de jaugeage du bassin des Avenelles pendant la période (2011-2017)

Station (Identifiant)	Superficie de drainage (km^2)	Date de mise en place	Débit moyen interannuel ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	Débit maximal journalier ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)
Quatre-Cents	1.1	2003	0.002	0.22
Goins (H5723021)	1.3	1998	0.003	0.25
Choqueuse (H5726520)	1.7	1998	0.004	0.29
Loge (H5726530)	9.6	2000	0.02	0.5
Melarchez (H5723210)	7.1	1969	0.05	3
Avenelles (H5723021)	46	1962	0.27	10.4

Pendant la période (2011-2017), la station des Avenelles affiche un débit moyen interannuel maximal de l'ordre de $0.38 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ observée en 2015. Une valeur minimale de l'ordre de $0.12 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ est observée en 2016. A la station Melarchez, le débit moyen interannuel maximal affiche une valeur de l'ordre de $0.074 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pendant l'année 2015 et une valeur minimale de l'ordre de $0.02 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pendant l'année 2016 (Fig. 2.14).



Figure 2.14: Moyenne annuelle de débit pour (a) : la station de Mélarchez et (b) : la station des Avenelles (b). Moyenne sur l'ensemble de la période d'observation de 2011 à 2017 (trait rouge).

Le bassin présente des fluctuations saisonnières de débit. La variation saisonnière de l'écoulement des cours d'eau est de type unimodal, avec des hautes eaux centrées sur l'hiver (maximum en janvier), alternant avec les basses eaux d'été (minimum en août). Les débits mensuels en général sont plus importants pour les mois de décembre à avril et plus faibles du mois de mai à octobre pour toutes les stations. Le régime hydrologique est considéré comme irrégulier avec une alternance de périodes de fortes crues et de périodes d'étiage (Fig. 2.15, Fig. 2.16). Le fonctionnement des sous bassins est très proche et les variations des débits suite à la variation de la pluie n'est pas systématique pour tous les sous bassins versants étudiés. Les deux branches du réseau hydrographique présentent des réactivités distinctes aux événements pluvieux. La comparaison des stations de Mélarchez et Avenelles indiquent que le comportement hydrologique de la section aval "Avenelles " est calqué sur celui de l'amont Mélarchez situé à l'est du bassin (Fig. 2.16). Trois phases principales peuvent être identifiées au cours d'une année hydrologique. Une première phase automnale de septembre à novembre qui est la phase de recharge des réserves du sol, suivie d'une deuxième phase de décembre à avril où on remarque des débits élevés moyennement corrélés aux intensités des événements pluvieux et qui peuvent être augmentés par la contribution des nappes superficielles, suivie d'une dernière phase de mai à août où l'écoulement est très faible et ne se produit qu'au cours d'averses intenses telle que la crue du mois de juin 2016 (Fig. 2.15, Fig. 2.16). Cette dernière phase peut être caractérisée par une absence de la contribution des nappes. Pendant la deuxième phase, tous les sous bassins versants réagissent de façon très proche aux événements pluvieux et l'augmentation du débit est proportionnelle à la surface de chaque sous bassin versant.

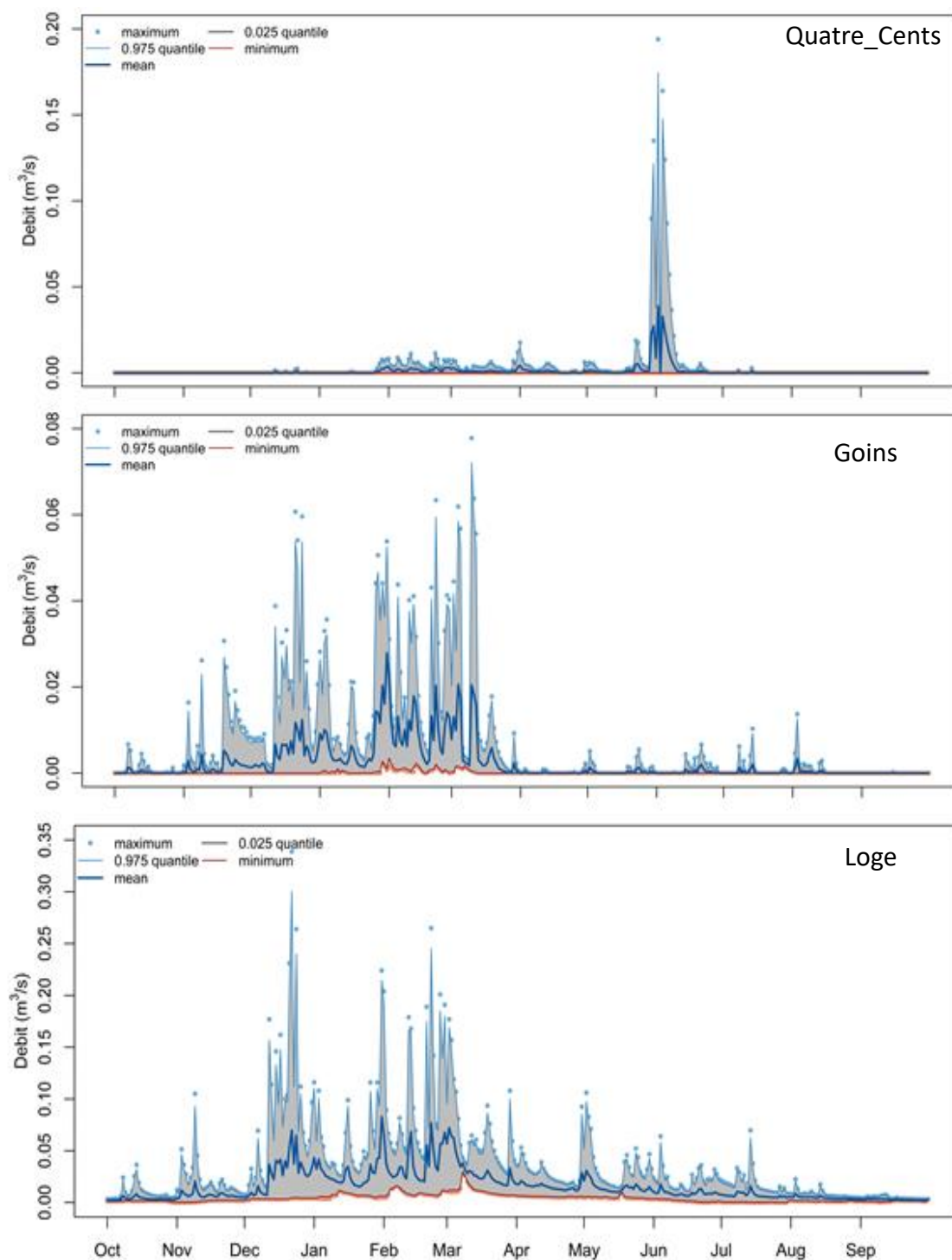


Figure 2.15 : Débits mensuels moyens pour les stations (Quatre-Cents, Goins et Loge) pendant la période (2011-2017)

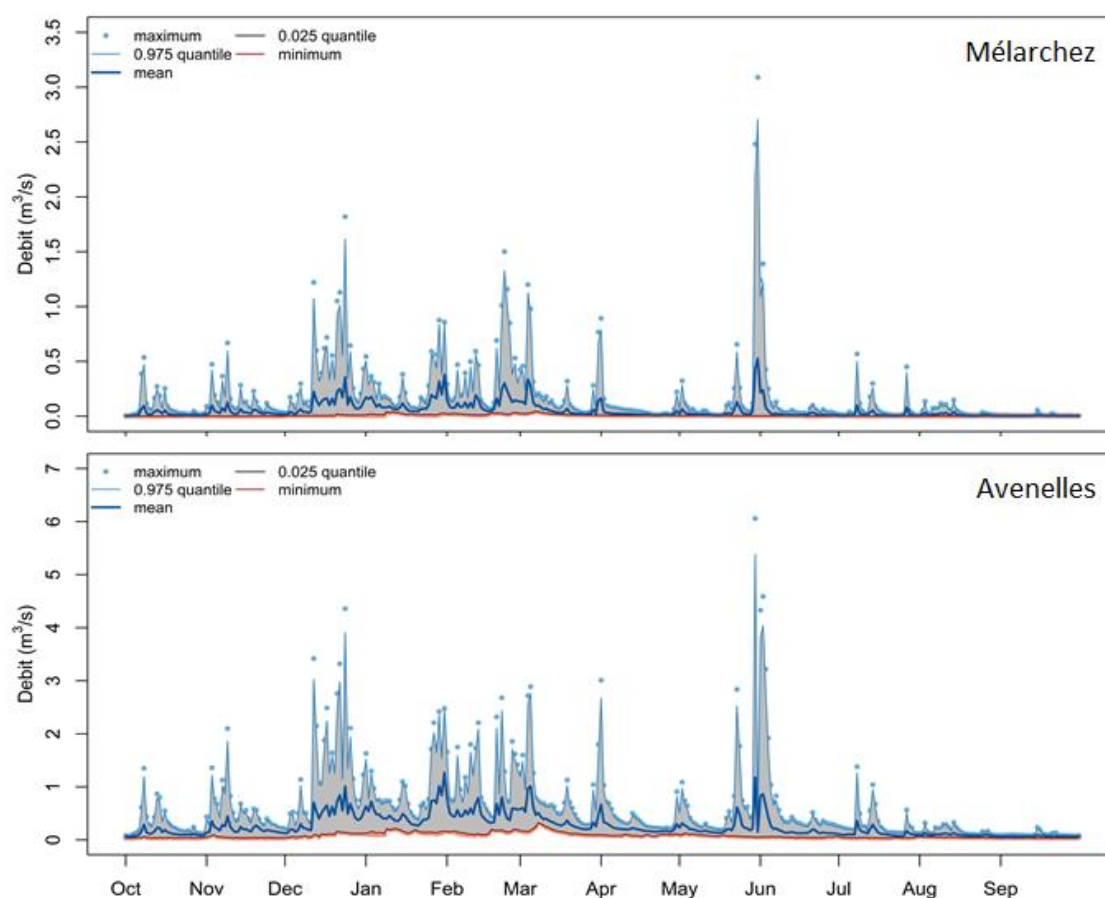


Figure 2.16 : Débits mensuels moyens des stations Mélarchez et Avenelles pendant la période (2011-2017)

Afin de caractériser les débits d'étiage sur le bassin des Avenelles, le calcul des indicateurs VCN30 et QMNA5 est effectué. Une période d'étiage est une période de l'année où le débit est minimal. Le VCN30 correspond au débit minimal moyen calculé sur une période de 30 jours consécutifs une année donnée (Galéa and Prudhomme, 1997). Le QMNA5 correspond au VCN30 dépassé 80% du temps. Autrement dit, il y a une chance sur 5 une année donnée pour que le QMNA5 soit observé sur un cours d'eau. Pour la station des Avenelles, le VCN30 de l'année humide est de l'ordre de $0.09 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et celui de l'année sèche est de l'ordre de $0.04 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. En ce qui concerne la station de Mélarchez, le VCN30 de l'année humide est de l'ordre de $0.004 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et celui de l'année sèche est de l'ordre de $0.002 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Les QMNA5 des stations Avenelles et Mélarchez sont respectivement $0.04 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et $0.002 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Les VCN30 tendent à augmenter de l'amont vers l'aval. Ceci peut être expliqué par l'importance des surfaces drainées en aval du bassin (Fig. 2.17).

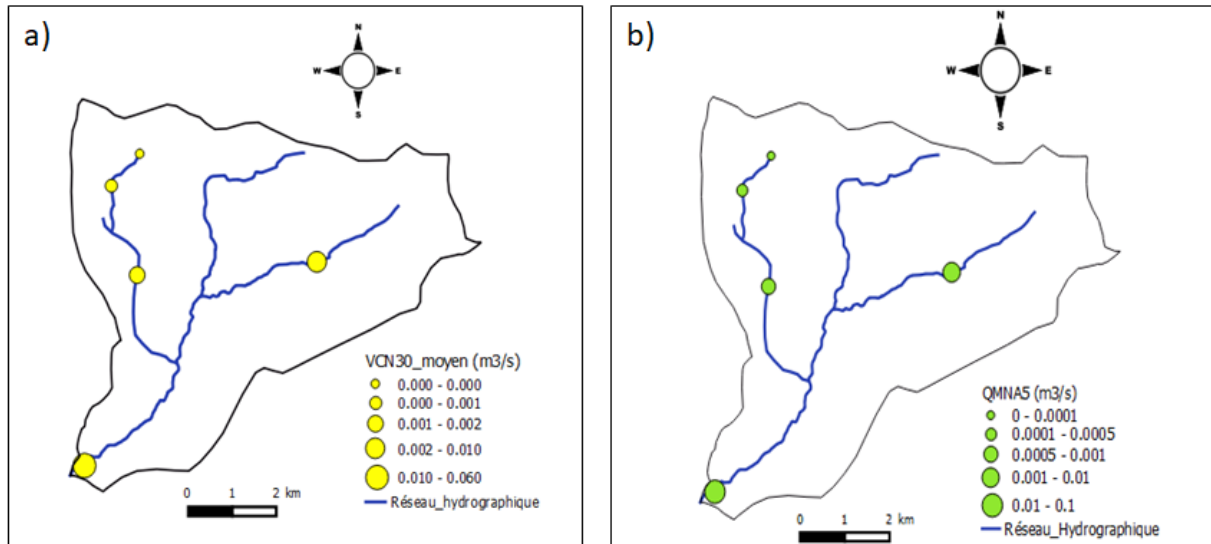


Figure 2.17 : Distribution des a) VCN30 moyens et b) QMNA5 calculés sur les données disponibles entre 2011 et 2017 pour toutes les stations

Afin de quantifier la contribution du débit de base par rapport au ruissellement, plusieurs méthodes sont utilisées afin de séparer les hydrogrammes telles que les méthodes graphiques de récession des crues (Donald and Wigham, 2009), les méthodes isotopiques et de traceurs (Roussel, 1995) ainsi que les méthodes qui utilisent les filtres numériques afin d'estimer le débit de base (Chapman, 1996; Eckhardt, 2008). Les filtres permettent de déterminer les minima locaux et d'exclure les extrema. Dans le but d'estimer le débit de base, une analyse d'hydrogramme est effectuée à l'exutoire du bassin des Avenelles.

Les estimations réalisées à l'aide de la méthode du filtre numérique à deux paramètres utilisant l'indice de débit de base (BFI) sont fiables et comparables aux estimations des méthodes de traceurs (Eckhardt, 2005). Le filtre d'Eckhardt est donné par l'Eq. 2.5 :

$$b_k = \frac{(1-BFI_{max})ab_{k-1} + (1-\alpha)BFI_{max}y_k}{1-\alpha BFI_{max}} \quad (\text{Équation 2.5})$$

Avec : b_k ($m^3 s^{-1}$) : le débit de base estimé à un pas de temps k , α est la constante de récession et BFI_{max} est l'indice de débit de base maximal qui représente le ratio du débit de base par rapport au débit total. Ce paramètre est estimé à l'aide des propriétés de la rivière et de l'aquifère sous-jacent. Le BFI_{max} varie entre 0.25 pour les cours d'eau pérennes associées à des formations rocheuses, 0.5 pour les cours d'eau éphémères associées à des formations poreuses et 0.8 pour les cours d'eau pérennes associées à des formations poreuses (Eckhardt, 2005).

La Fig. 2.18 montre le résultat d'une séparation de l'hydrogramme grâce à la méthode d'Eckhardt (Eckhardt, 2005) avec un indice de débit de base BFI_{max} de 0.8 correspondant aux cours d'eau pérennes avec des formations poreuses. L'index de débit de base moyen BFI_{moyen} est de l'ordre de 0.825.

Pendant la majorité de la période étudiée, le débit de base est plus important que le débit de ruissellement et atteint son maximum le 30/05/2016 pendant la période de la forte crue avec une valeur de $6.19 m^3 s^{-1}$ contre un débit de ruissellement de $4.10 m^3 s^{-1}$ estimé à la même période.

Ces résultats confirment des résultats d'une étude précédente où l'hydrogramme de crue du bassin des Avenelles est décomposé grâce à l'utilisation des traceurs tel que le deutérium ainsi que les traceurs chimiques (nitrate, sulfate, chlore) (Loumagne and Tallec, 2013). La séparation des hydrogrammes de crue à l'aide des isotopes stables de l'eau a déjà été appliquée par Roussel (1995) en amont (Mélarchez,) et en aval (Theil) du bassin, avec des contributions de l'eau de nappe d'environ 80 %.

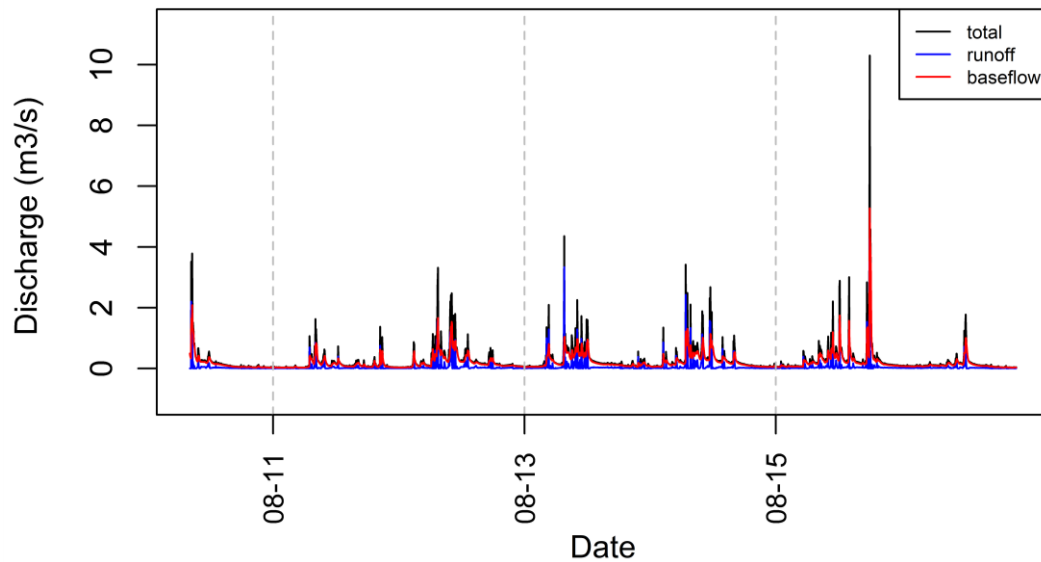


Figure 2.18: Séparation de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin des Avenelles

2.4.1.1.3 Données piézométriques

Cette partie présente une synthèse des variations piézométriques du bassin des Avenelles pendant la période 2012-2017. Une étude des variations temporelle et spatiale des niveaux piézométriques pour les différentes stations a été réalisée tout d'abord pour toute la période d'étude La Fig. 2.19 montre la localisation des différents piézomètres sur le bassin des Avenelles.

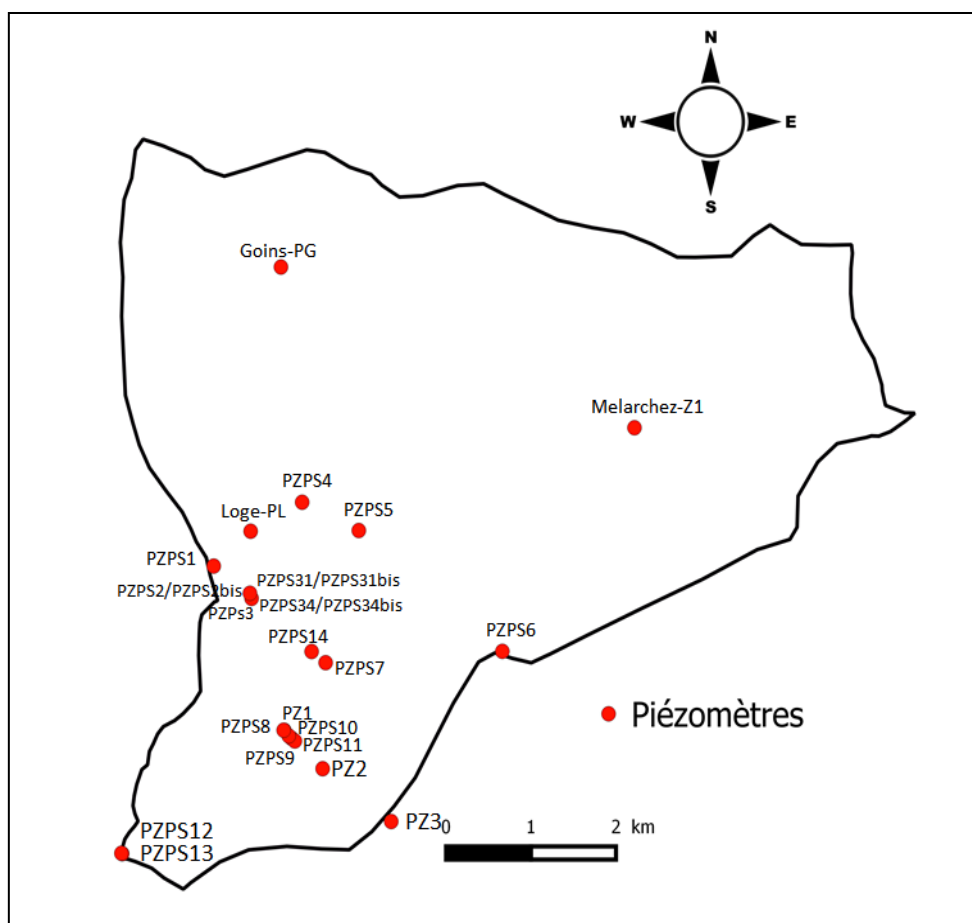


Figure 2.19: Piézomètres du bassin des Avenelles (PIREN-SEINE et Irstea-Fire)

Afin d'étudier la variabilité des niveaux piézométriques sur le bassin, une première caractérisation statistique est effectuée. Les niveaux piézométriques moyens et les écarts-types sont ainsi calculés (Tab. 2.7). Les profondeurs ainsi que les couches géologiques dans lesquelles sont positionnés les piézomètres sont indiqués dans le Tab. 2.7. Les fluctuations des niveaux piézométriques varient généralement en fonction de la topographie, de la géologie de l'aquifère ainsi que de la recharge et des prélèvements. Sur le bassin des Avenelles, les niveaux piézométriques moyens varient entre 78.8 m (PZPS12) situé en aval du bassin et 106 m (PZPS6) situé à l'est du bassin. La direction principale de l'écoulement est du Nord-est vers le Sud-ouest. Les écarts types des niveaux piézométriques varient entre 0.1 m (PZPS3) et 1.59 m (Goins). Pour la majorité des piézomètres de berge, les écarts types ne dépassent pas 0.23 m. L'amplitude des variations est plus importante au niveau des piézomètres de plateau qui présentent les plus forts écarts types.

Tableau 2.7: Caractéristiques des piézomètres du bassin des Avenelles

Piézomètre	Noms	Profondeur (m)	Géologie	Niveau piézométrique moyen (m NGF)	Ecart type (m)	Distance à la rivière (m)
Piézomètres de berges	PZPS2	3	Formation de Brie	132.83	0.21	1.6
	PZPS2bis	-	Formation de Brie	132.85	0.14	1.6
	PZPS3	1.1	Formation de Brie	132.81	0.1	2
	PZPS31	3	Formation de Brie	133.13	0.13	2.3
	PZPS31bis	-	Formation de Brie	133.12	0.14	2.3
	PZPS34	3	Formation de Brie	132.51	0.16	2.2
	PZPS34bis	-	Formation de Brie	132.6	0.17	2.2
	PZPS5	3	Formation de Brie	131.51	0.12	4.5
	PZPS7	3	Argile vertes	112.71	0.15	7.5
	PZPS8	4	Argiles vertes +marnes supragypseuses	104.76	0.23	4
	PZPS12	2.4	Argile à meulière + marnes supragypseuses	78.8	0.21	5.5
	PZPS13	3	Argile à meulière + marnes supragypseuses	78.85	0.15	5
	Derrier-PZ1	4	Argile à meulière + marnes supragypseuses	104.5	0.22	4
Piézomètres de Plateau	PZPS1	17	Formation de Brie	135.65	1.25	
	PZPS4	12.4	Formation de Brie	135.53	0.52	
	PZPS6	12	Formation de Brie	160.4	0.96	
	PZPS14	-	-	120.17	0.43	
	Derrier-PZ2	10	Formation de Brie	130.9	1.22	
	Granges-PZ3	10	Formation de Brie	137	0.93	
	Goins_PG	-	-	120.9	1.59	
	Loge_PL	-	-	137.1	0.78	

La majorité des niveaux piézométriques étudiés pendant la période 2012-2017 sont réactifs avec des augmentations du niveau après chaque séquence pluvieuse été comme hiver. L'amplitude des variations du niveau piézométrique en réponse aux événements pluvieux varie selon les différents piézomètres. Cette variabilité traduit l'hétérogénéité de la recharge, de la porosité et de la perméabilité du milieu.

- Piézomètres de berge

Les piézomètres des stations MOLONARI qui sont situées en bordure de rivière et moins profonds que les piézomètres de plateau, sont influencés à la fois par l'intensité des événements pluvieux et aussi par les interactions avec la rivière.

Les piézomètres de la station amont MOLONARI 1 PZPS2 et PZPS3 sont situés respectivement en rive droite et rive gauche de la rivière. Les niveaux piézométriques de ces piézomètres présentent une grande réactivité aux événements hydrologiques et ceci est probablement dû au caractère superficiel de l'aquifère de Brie avec une zone non saturée de faible épaisseur. La forte contribution des eaux de pluie et des interactions avec la rivière à la dynamique a été confirmée par un suivi géochimique des chlorures (Mouchel et al., 2016), la teneur des chlorures au niveau de ces piézomètres est élevée. Ceci confirme l'importante contribution de l'eau de pluie. Les trois piézomètres présentent des variations de niveau plus élevées en hiver (Fig. 2.20).

Le piézomètre de la station amont MOLONARI 2 PZPS5 est caractérisé par la présence des formations de Brie et il est un puits utilisé par un pépiniériste. Les fluctuations sont donc principalement liées au pompage. Les périodes de variations importantes sont associées à des périodes de pompages qui induisent des baisses piézométriques qui peuvent atteindre 0.5 m en 2 heures (Fig. 2.20).

Les niveaux piézométriques des stations intermédiaires MOLONARI 3 et MOLONARI 4, PZPS7 et PZPS8 ont un comportement hydrogéologique très proche. Le PZPS7 est caractérisé par la présence des argiles vertes et le PZPS8 est caractérisé par la présence des marnes supragypseuses plus perméables que les argiles vertes. Les faibles variations observées sont en accord avec les faibles observations de concentrations en chlorure dans le piézomètre PZPS8 (Mouchel et al., 2016) qui indiquent un faible apport des eaux de pluie et de la rivière (Fig. 2.20).

La station aval MOLONARI 5 est constituée des piézomètres PZPS12 et PZPS13. Ils sont situés respectivement en rive droite et rive gauche de la rivière (Fig. 2.20). Les deux piézomètres sont caractérisés par la présence des argiles à meulière et des marnes supragypseuses ; ceux-ci enregistrent les variations de charge de l'aquifère du Champigny. Le PZPS12 et le PZPS13 présentent le même comportement hydrogéologique avec des variations du niveau piézométrique légèrement plus importantes au niveau de la rive gauche. La station se situe à l'intérieur d'un méandre, la contribution de rivière est plus importante pour le PZPS13. Les variations piézométriques sont en général faibles tout le long de la période étudiée, intensifiées en fonction de l'intensité des événements pluvieux où on observe un maximum de variation de niveau piézométrique en juin pour les deux piézomètres, probablement dû à l'effet de la crue de juin 2016 et en fonction de la quantité des échanges d'eau entre la nappe et la rivière.

- Piézomètres de Plateau

Concernant les piézomètres de plateau PZPS1 (situé à proximité de la forêt au nord-ouest du bassin) et PZPS4, situé au nord du bassin, leurs niveaux piézométriques réagissent aux précipitations en particulier en période de hautes eaux. Le niveau piézométrique de PZPS1 montre des variations plus élevées que les autres niveaux piézométriques observés dans les autres piézomètres de plateau. Le PZPS6 montre un aspect plus stable avec des fluctuations de charge hydraulique presque égales tout le long de la période d'étude, il présente des fluctuations légèrement plus élevées en hiver. Ce piézomètre est proche de la surface. En période de hautes eaux, le niveau piézométrique est très proche de la surface (0.5 m). Les fluctuations de la nappe interviennent dans la couche limoneuse. Le PZPS1 et le PZPS6 sont en bordure du bassin. Ils sont donc impactés par des processus liés à leur position. Le PZPS1 est très profond. La nappe est toujours à 5 m de la surface (à peu près 2 m pendant la période des hautes eaux) alors que le PZPS6 est moins profond et la nappe est plus proche de la source pendant les périodes de hautes eaux (Fig. 2.20).

Les chroniques piézométriques observées au niveau du transect Derrier constitué par les piézomètres PZ1, PZ2 et PZ3 et au niveau des stations Goins, Loge et Mélarchez constituées respectivement par les piézomètres PG, PL et Z1 réagissent aux précipitations en particulier en périodes de hautes eaux. Le piézomètre Goins (PG) situé au nord est du bassin présente l'amplitude de variation la plus importante avec un écart type de 1.59 m (Fig. 2.21).

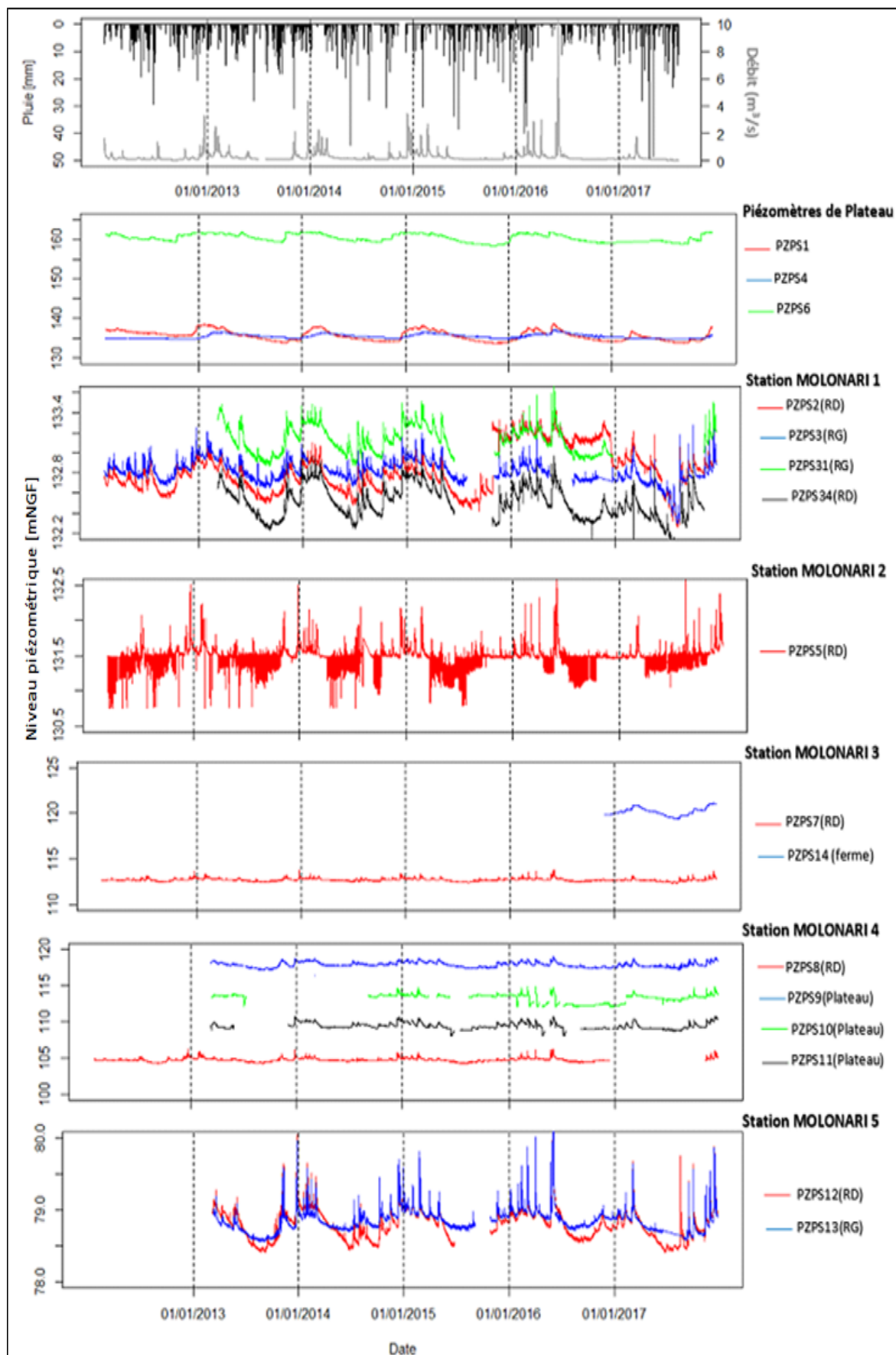


Figure 2.20: Chroniques piézométriques observées au niveau des piézomètres PIREN SEINE.

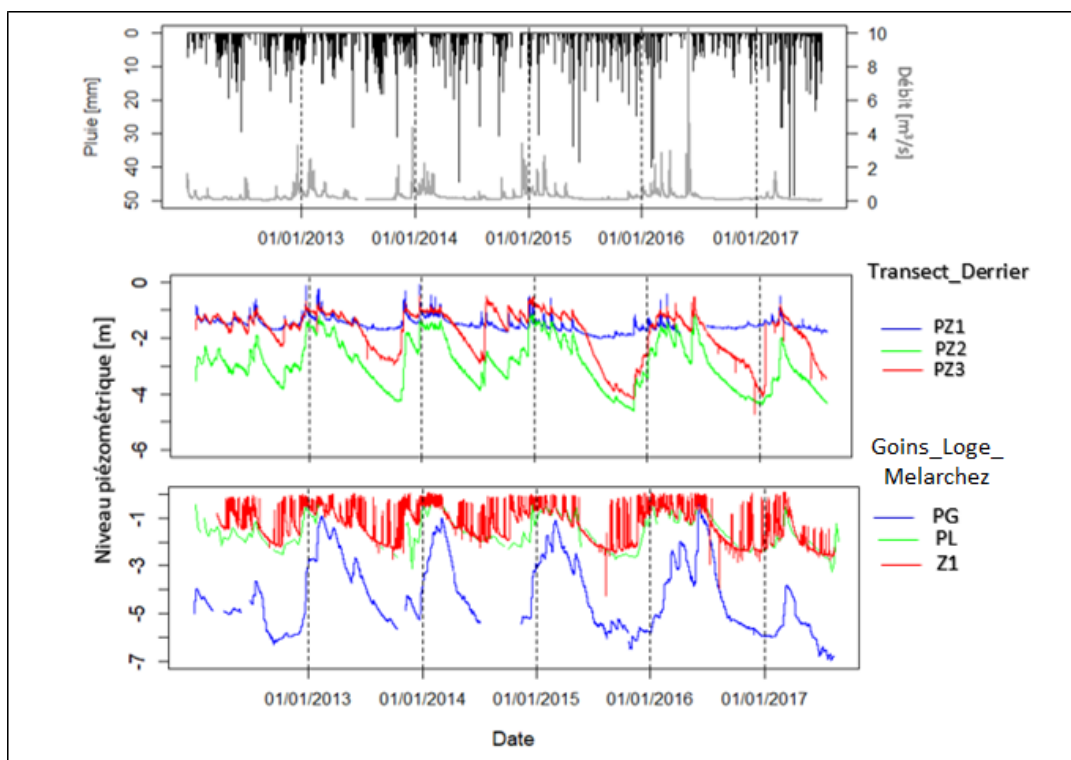


Figure 2.21 : Chroniques piézométriques observées au niveau du transect Derrier constitué par les piézomètres PZ1, PZ2 et PZ3 (Tab. 2.7) et au niveau des stations Goins, Loge et Mélarchez constituées respectivement par les piézomètres PG, PL et Z1

2.4.1.2 Mesures thermiques

2.4.1.2.1 Températures atmosphériques

Les températures atmosphériques sont mesurées aux pas de temps horaire et journalier à différentes profondeurs de 5 cm à 150 cm en dessus du sol. Les données de température de la station Boissy sont mesurées à l'aide de la station météorologique située à Boissy le Châtel. En ce qui concerne les autres stations (Avenelles, Loge, Melarchez et Theil), la température de l'air est mesurée à l'aide d'un dispositif composé de 4 thermistances et d'un enregistreur "HOBO U1 " à 4 voies. Les thermistances air sont montées sur un mandrin en bois en bordure de berge. Ce dispositif mesure la température de l'air à une hauteur de 5 cm en dessus du sol avec une précision de ± 0.4 °C.

Pendant la période (2012-2017), l'année 2014 est l'année la plus chaude pour les mesures de la température de l'air à une hauteur de 5 cm en dessus du sol (stations Avenelles, Loge, Melarchez et Boissy) avec une valeur maximale annuelle de 12.8 °C observée à la station Melarchez. L'année la plus froide pour les mesures de température à une hauteur de 5 cm pour les mêmes stations est l'année 2016 avec une valeur minimale annuelle de l'ordre de 8.3 °C. A une hauteur de 150 cm en dessus du sol, la valeur annuelle maximale de 12.48 °C est observée en 2015 alors qu'une valeur annuelle minimale de l'ordre de 10.4 °C est observée en 2012 (Tab. 2.8). Les amplitudes moyennes journalières de la température de l'air varient entre 3.3 °C et 14 °C pour l'ensemble des stations.

Tableau 2.8: Données de température de l'air pour les 4 stations de mesure pour la période (2012-2017) pour les stations (Avenelles, Melarchez, Loge et Boissy)

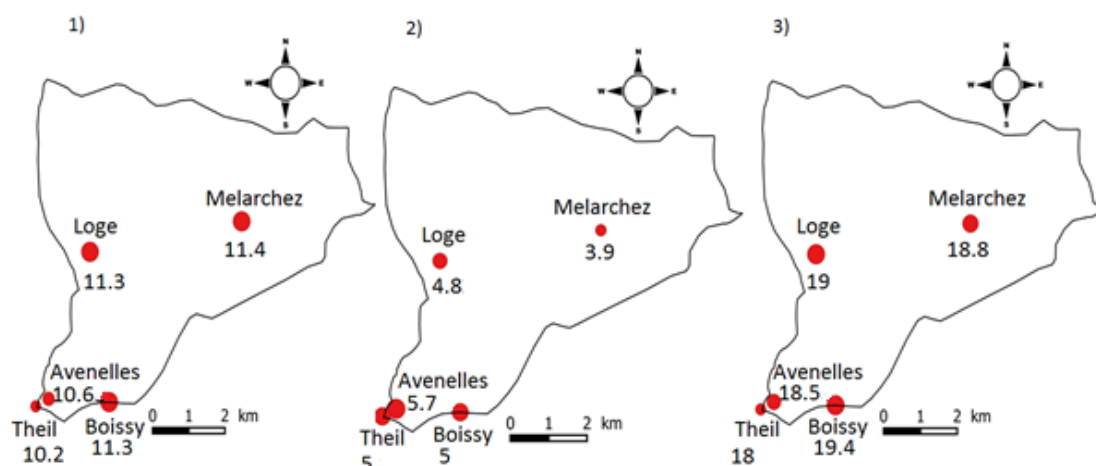
Nom de la station	Moyenne annuelle (°C)	T _{max} Journalière (°C)	T _{min} Journalière (°C)	Valeur maximale T _{max} (°C)	Valeur minimale T _{min} (°C)
Avenelles (+5cm)	10.6	43.9	-10	12 (2014)	8.3 (2016)
Loge (+5cm)	11.3	42	-10	12.3 (2014)	10.5 (2016)
Melarchez (+5cm)	11.4	34.6	-6.7	12.8 (2014)	9.8 (2016)
Boissy (+150cm)	11.4	28.2	-8.6	12.4 (2015)	10.4 (2012)

Les variations saisonnières de température de l'air pour toutes les stations montrent des valeurs maximales en été et des valeurs minimales en hiver (Tab. 2.9)

Tableau 2.9: Moyennes saisonnières des chroniques de températures de l'air sur les données disponibles entre 2012 et 2017

Station	Automne (°C)	Hiver (°C)	Printemps (°C)	Été (°C)
Avenelles (+5cm)	11.2	4	10.5	17.6
Loge (+5cm)	11.8	3.7	10.2	18
Melarchez (+5cm)	12	3.9	10.4	17.5
Boissy (+10cm)	5.8	3.3	3.8	11
Boissy (+150cm)	10.8	3.7	9.9	17.8

La température moyenne annuelle de l'air est caractérisée par une faible variabilité spatiale avec des valeurs qui varient entre une valeur minimale de 10.3 °C observée à la station de Theil et 11.4 °C maximale observée à la station de Melarchez. Les valeurs de température de l'air mesurée à 10 cm en dessus du sol montrent des moyennes annuelles plus élevées au nord du bassin. Le nord du bassin présente les moyennes de température les plus opposées (les moins élevées en décembre et les plus élevées en juillet). Ceci peut être expliqué par une plus grande influence des facteurs atmosphériques au nord du bassin (Fig. 2.22).

**Figure 2.22 : Répartition de la température de l'air (°C) sur le bassin des Avenelles : 1) Moyennes annuelles, 2) Moyennes du mois de décembre 3) Moyenne du mois de juillet**

2.4.1.2.2 Température du sol

Une étude des variations temporelle et spatiale de la température du sol pour les différentes stations a été réalisée tout d'abord pour la période (2012-2017), ensuite l'étude est réalisée pour les trois périodes définies dans les sections précédentes.

Les températures du sol sont mesurées au pas de temps horaire et journalier à deux profondeurs 50 et 100 cm. Pendant la période (2012-2017), les valeurs maximales annuelles varient entre 12 °C et 14 °C alors que les valeurs minimales annuelles varient entre 7 °C et 12 °C. Pour toute la période étudiée et sur l'ensemble des stations, les valeurs maximales et minimales extrêmes sont généralement observées à la surface du sol (Tab. 2.10). Les variations saisonnières de température du sol aux différentes profondeurs de 5 cm, 50 cm et 100 cm pour toutes les stations montrent des valeurs maximales en été et des valeurs minimales en hiver. Les amplitudes moyennes journalières à la surface du sol varient entre 1.3 °C et 2.6 °C pour l'ensemble des stations, celles à une profondeur de 5 cm sont plus atténuées et varient entre 0.8 °C et 1.4 °C.

Tableau 2.10 : Données de température du sol à différentes profondeurs pour les 5 stations de mesure pendant la période 2012-2017

Nom de la station	Profondeur (cm)	Moyenne annuelle (°C)	Valeur annuelle maximale T _{max} (°C)	Valeur annuelle minimale T _{min} (°C)
Avenelles	0	10.6	12.02 (2012)	8.33 (2014)
	-5	10.6	14.22 (2012)	7.97 (2014)
Loge	0	11.2	12.61 (2012)	10.72 (2014)
	-5	11.4	13.06 (2012)	11.18 (2014)
Melarchez	0	11.1	12.59 (2014)	10.45 (2016)
	-5	11.1	13.11 (2015)	9.96 (2014)
Boissy	-50	12.92	13.68 (2015)	12.41 (2012)
	-100	12.76	13.41 (2015)	12.31 (2013)

2.4.1.2.3 Température en rivière

La compréhension des processus qui contrôlent la dynamique de variation de température de la rivière est importante afin de mieux évaluer la réponse thermique au changement climatique ainsi que protéger la faune et les habitats aquatiques. Une étude de la variation spatiotemporelle de l'évolution de la température au niveau des cinq stations MOLONARI est effectuée en premier lieu.

Les moyennes mensuelles les plus élevées de température de cours d'eau sont observées pendant le mois de juillet avec une valeur maximale de 18.6 °C observée au niveau de la station MOLONARI 1. Le mois de janvier présente les moyennes les moins élevées. Une valeur minimale de l'ordre de 5.2 °C est observée au niveau de la station MOLONARI 1. Les amplitudes diurnes maximales sont observées également au niveau de la station MOLONARI 1 avec une amplitude de 4.4 °C observée pendant le mois de juin. Les amplitudes diurnes les moins élevées sont observées au niveau de la station MOLONARI 5 de l'ordre de 0.8 °C en juin (Tab. 2.11). Ceci peut être expliqué par plusieurs facteurs tels que l'influence de la végétation, l'ombrage, les facteurs atmosphériques et la morphologie de la rivière.

En effet, le cours d'eau de la station MOLONARI 1 est de faible largeur associée à une absence de végétation, ce qui favorise une plus grande influence des facteurs atmosphériques (Loicq et al., 2018), alors que le cours d'eau de la station MOLONARI 5 est un cours d'eau plus large et présente de la végétation au niveau des berges, ce qui favorise l'ombrage tout en réduisant les fluctuations diurnes de température pour cette station (Fig. 2.23).

Pendant la période étudiée, Les moyennes diurnes de températures de rivière varient en général entre 5°C et 20°C et les amplitudes diurnes moyennes varient entre 0.5 °C et 4 °C (Fig. 2.23). L'année 2017 est marquée par une variation plus élevée de température, ceci a engendré une augmentation des amplitudes pour toutes les stations. Un maximum de variation est observé en amont au niveau de la station MOLONARI 1 avec une amplitude diurne maximale de 7°C (Fig. 2.23).

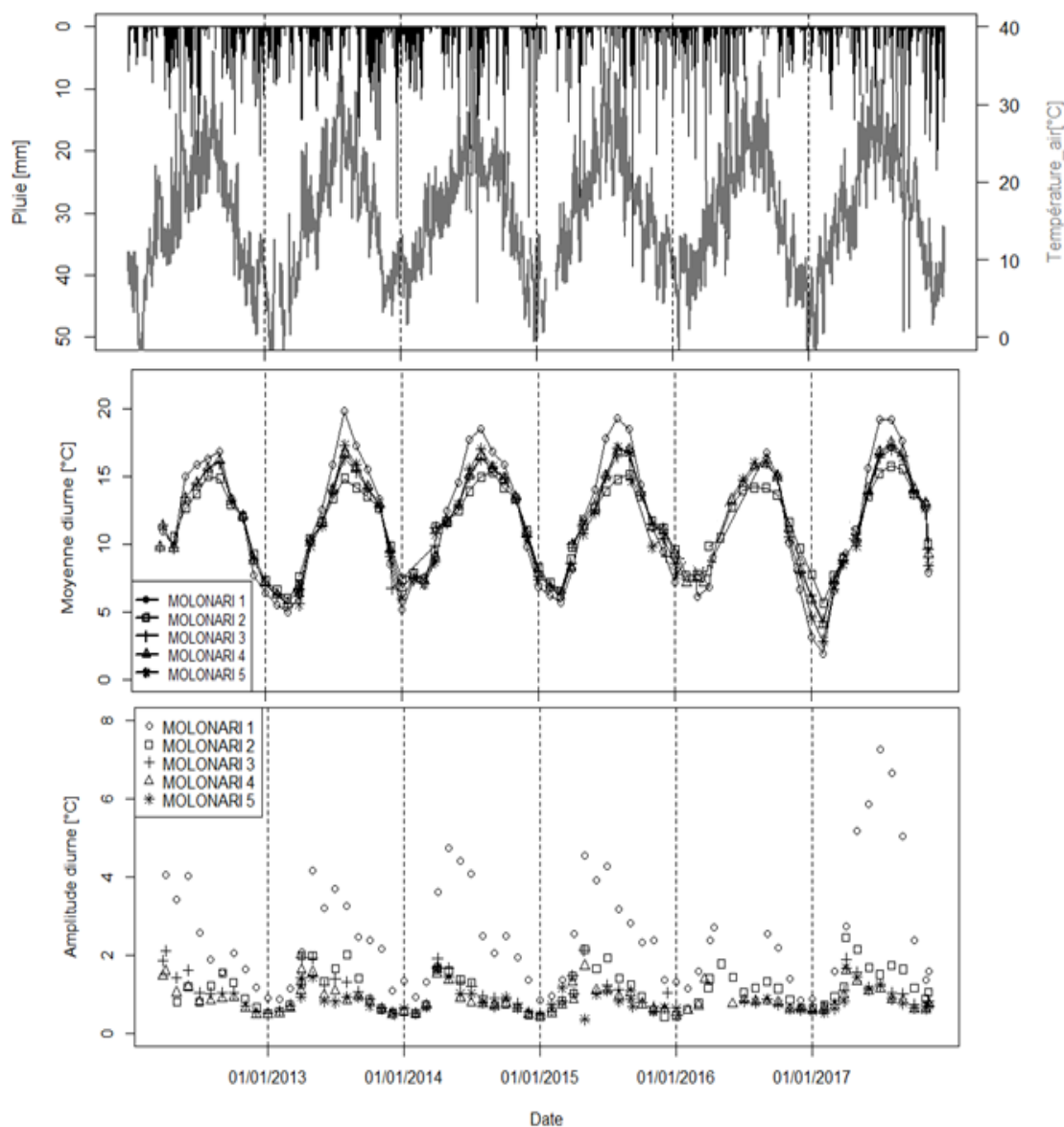


Figure 2.23: Comparaison entre les différentes moyennes et les amplitudes diurnes de température de rivière des différentes stations MOLONARI

Tableau 2.11 : Amplitude diurne et moyenne diurne de température en rivière pour chaque mois

	Station MOLONARI	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Moyenne Diurne (°C)	1	5.3	6	8.4	10.6	14.3	17.3	18.6	17.3	14.8	12.1	8.3	5.7
	2	6.9	7	10	10.9	12.6	14	14.9	14.8	13.6	12.4	10.2	8
	3	5.8	6.4	10	10.7	12.9	14.9	16.3	16	14	12.5	9.6	7.4
	4	6.4	6.8	9.5	10.6	12.9	15	16.5	16.2	14.2	12.3	9.7	7.4
	5	7.6	6.9	9	10.5	12.6	15.2	17	16.2	14.5	11.8	9.3	6.6
Amplitude Diurne (°C)	1	1.5	1.4	2.9	4.2	4.3	4.4	3.5	2.8	2.4	1.9	1.3	1.1
	2	0.6	0.8	1.7	1.7	1.5	1.4	1.4	1.3	1	0.7	0.6	0.5
	3	0.6	0.8	1.8	1.7	1.3	1.2	1.1	1	0.8	0.7	0.6	0.6
	4	0.6	0.7	1.5	1.4	1	0.9	0.8	0.9	0.8	0.7	0.6	0.5
	5	0.6	0.8	1.6	1.2	1	1	0.9	0.8	0.7	0.6	0.6	0.6

2.4.1.2.4 Température des eaux souterraines

Les températures des eaux souterraines sont contrôlées par les flux d'eau et d'énergie à l'interface nappe-rivière et par le flux géothermique en profondeur. Une étude de la variation spatiotemporelle de l'évolution de la température des eaux souterraines au niveau des piézomètres de berge et de plateau est effectuée. Tous les résultats des moyennes et amplitudes journalières, annuelles et saisonnières sont données en Annexe 2.

En général, les températures des eaux souterraines au niveau des berges présentent des variations importantes qui tendent à suivre les fluctuations de la température de la rivière mais qui présentent des déphasages qui varient de l'ordre de quelques heures autour du pic de température de la rivière. Ces fluctuations varient en moyenne entre 5 °C en hiver et 18 °C en été. La variation saisonnière de la température des eaux souterraines au niveau des piézomètres des berges présente un maximum en automne et en été et un minimum en hiver (Fig. 2.24). Les moyennes de température varient entre 11.2 °C et 12.5 °C. La valeur la plus élevée est observée au niveau du PZPS2bis situé au niveau de la station MOLONARI au niveau de l'aquifère de Brie. Les amplitudes journalières moyennes sont nulles (cf. Annexe 2). Les températures des piézomètres de plateau sont quasiment constantes et présentent des températures qui varient très peu, de l'ordre de 1°C pendant la période étudiée. Les moyennes de température souterraine sont de l'ordre de 11 °C. Elles augmentent de septembre à mars et diminuent de mars à août. Les variations saisonnières des températures des piézomètres de plateau présentent les valeurs les plus élevées en hiver. Ceci se traduit par la diffusion très lente du domaine souterrain aux variations des fluctuations de température atmosphérique (Fig. 2.24 et Fig. 2.25).

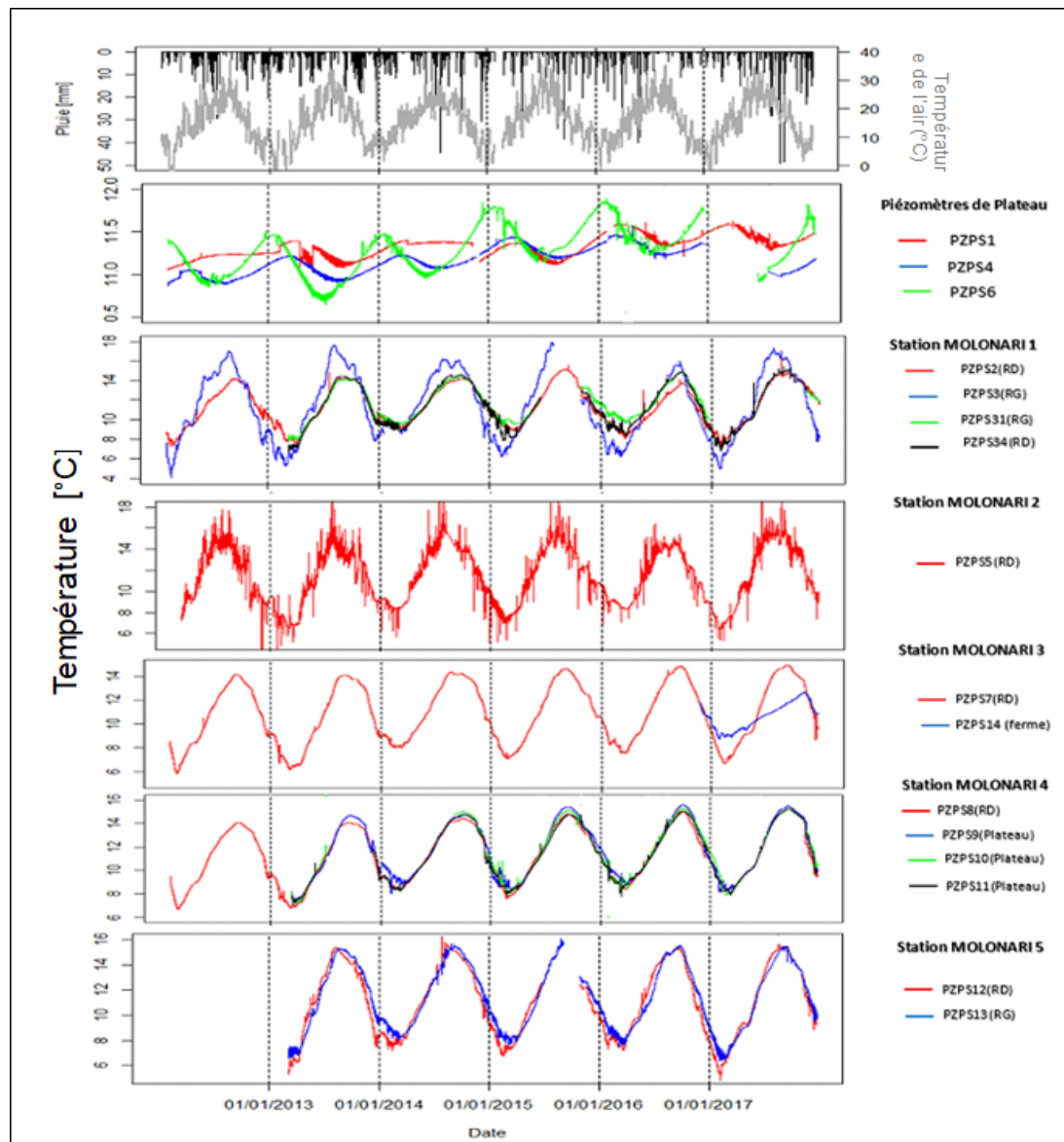


Figure 2.24 : Chroniques de températures observées au niveau des piézomètres de berge et de plateau.

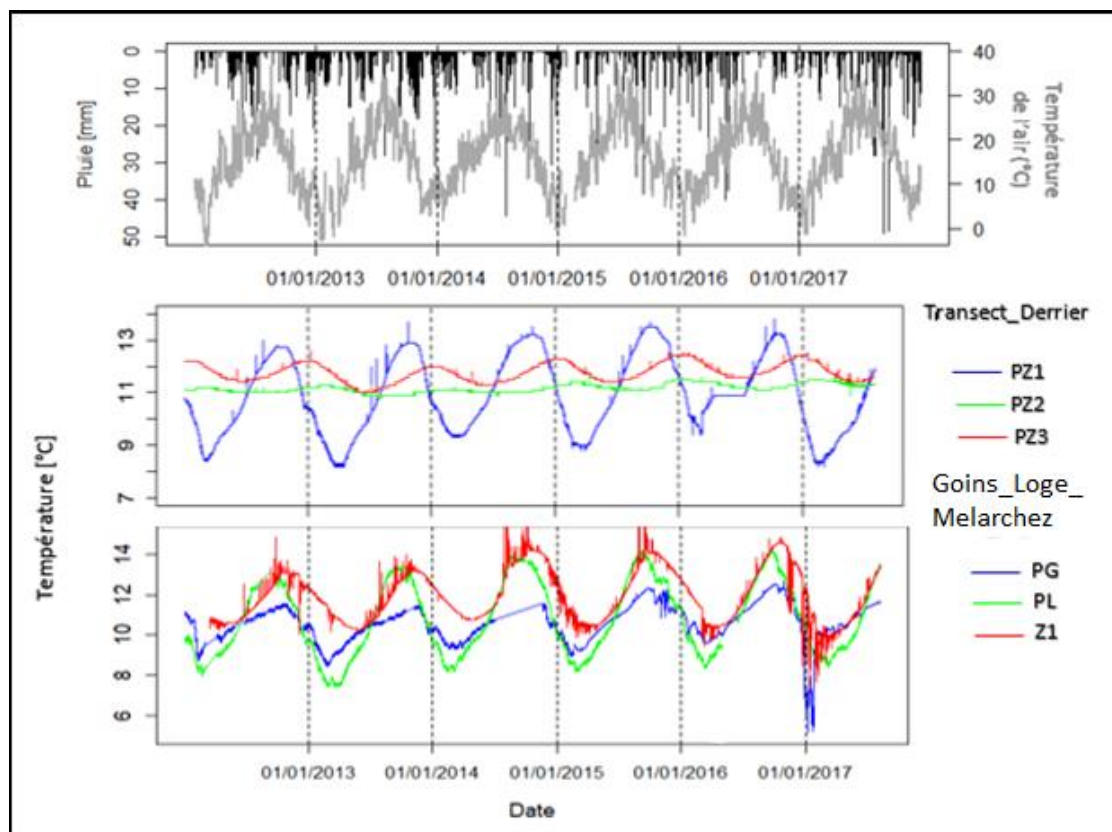


Figure 2.25 : Chroniques de température observées au niveau des piézomètres Irstea.

2.4.1.2.5 Profils de température dans la Zone Hyporhéique

L'étude du régime thermique des eaux hyporhéiques pour les cinq stations MOLONARI est effectuée tout d'abord pendant toute la période d'étude (2012-2017) pour voir la variation annuelle et saisonnière (cf. Annexe 2).

Pendant la période d'étude, le profil de la température hyporhéique est fortement influencé par la direction et l'intensité des échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Aux sites caractérisés par une infiltration (Station MOLONARI 4 et 5), ceci reflète un transfert rapide de chaleur par advection en cas d'infiltration. Dans ce cas, les régimes thermiques des eaux de rivière et hyporhéiques sont presque identiques. En revanche, dans le cas d'une exfiltration (Station MOLONARI 1), une différence importante est marquée entre la température de la rivière et les températures hyporhéiques. Les apports d'eau souterraine diminuent la température estivale moyenne dans la zone hyporhéique et font croître la température hivernale pour tous les cours d'eau. Les eaux souterraines d'origines différentes peuvent produire des effets caractéristiques différents sur le régime saisonnier de température de la zone hyporhéique. La variation spatiale des températures est plus prononcée dans les niveaux superficiels avec des valeurs extrêmes de températures (minimales et maximales) qui varient plus que la température moyenne. En général, les températures de la ZH varient entre 5°C et 15°C pour les différentes stations. L'impact des forçages hydro-climatiques est plus marqué pour les profondeurs superficielles de la ZH. Les fluctuations thermiques sont fortement atténuées en profondeur et déphasées par rapport à la température de la rivière.

Les températures superficielles enregistrées par les capteurs au niveau de la station MOLONARI 1 varient entre 6° C en hiver et 18° C en été alors que celles en profondeur varient entre 10°C et 12° C.

Les deux profils thermiques saisonniers droites et gauches de la station MOLONARI n'ont pas la même forme. Ceci s'explique par le fait que la température ne se diffuse pas de la même manière. Cela est dû à plusieurs facteurs : Tout d'abord, l'hétérogénéité du lit de la rivière. Le lit de la rivière au niveau de la rive droite semble être dans des meulière siliceuses alors que le lit de la rivière au niveau de la rive gauche constitué des argiles à meulière. Les profils thermiques saisonniers commencent à se rapprocher à partir de 1 m (Fig. 2.26b), ceci peut être expliqué par l'impact des eaux souterraines qui réduit la pénétration du signal thermique en profondeur. Ceci peut confirmer la configuration d'exfiltration suggéré par la différence de charge entre la rivière et l'aquifère (Fig. 2.26).

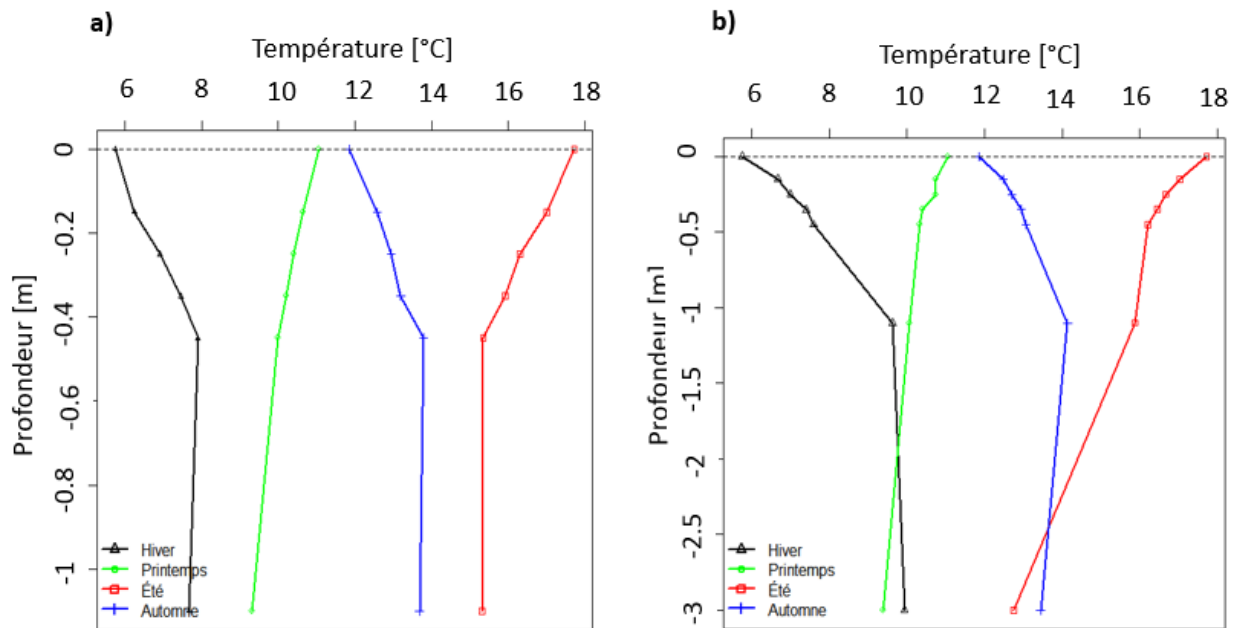


Figure 2.26 : Profils de température hyporhéiques saisonniers au droit de la station MOLONARI 1 (a : Rive gauche, b : Rive droite).

Les températures superficielles enregistrées par les capteurs au niveau de la station MOLONARI 2 varient entre 7° C en hiver et 15° C en été alors que celles en profondeur varient entre 8°C et 14° C. Les deux profils thermiques droites et gauches de la station MOLONARI ont presque la même forme hormis les premiers 50 cm en dessous du lit de la rivière qui pourrait être constituée de différentes formations. La station 2 soumise à un pompage en berge présente un profil thermique saisonnier plus impacté par une plus grande pénétration des variations thermiques de la rivière (Fig. 2.27).

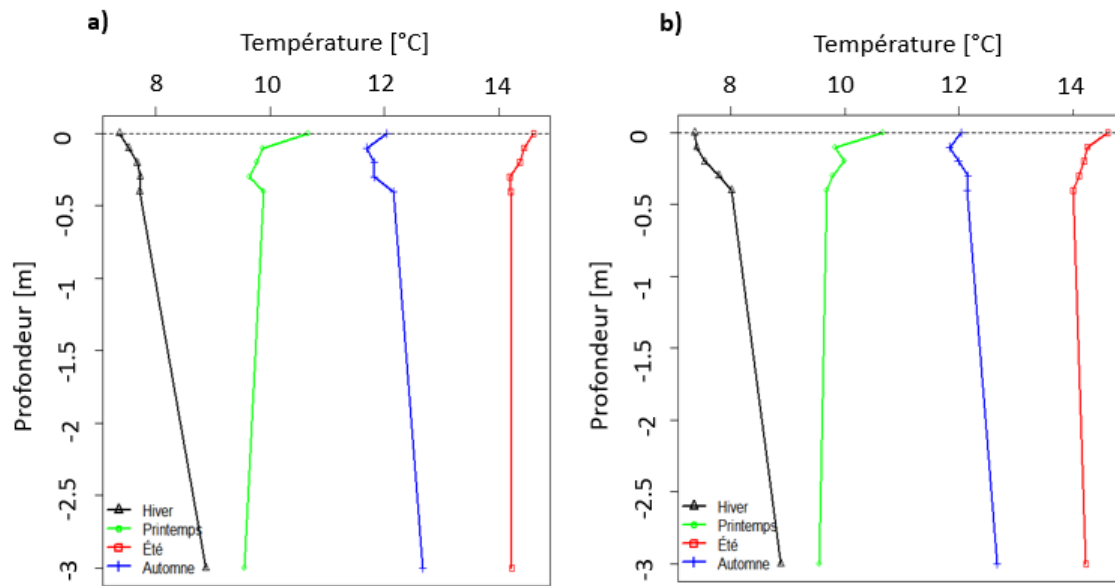


Figure 2.27 : Profils de température hyporhéiques saisonniers au droit de la station MOLONARI 2 (a : Rive gauche, b : Rive droite).

Les températures superficielles enregistrées par les capteurs au niveau de la station MOLONARI 3 varient entre 6° C en hiver et 17° C en été alors que celles en profondeur varient entre 8°C et 12° C. Les profils thermiques se croisent à environ 2.5 m (Fig. 2.28).

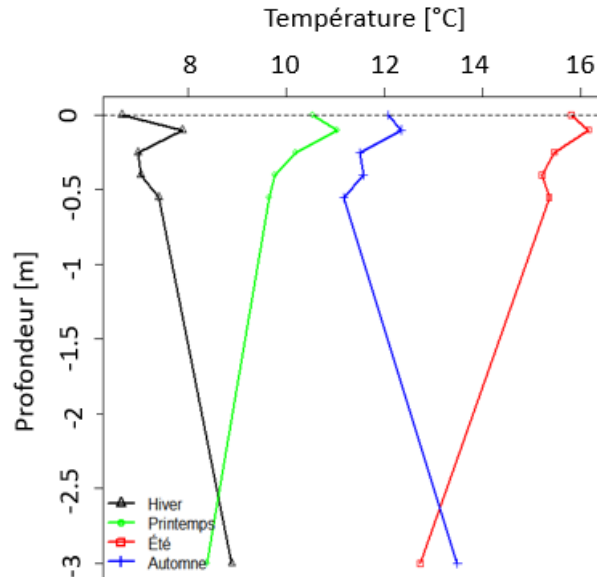


Figure 2.28 : Profils de température hyporhéiques saisonniers au droit de la station MOLONARI 3

Les températures superficielles enregistrées par les capteurs au niveau de la station MOLONARI 4 varient entre 7° C en hiver et 16° C en été alors que celles en profondeur varient entre 10°C et 12° C. Les deux profils thermiques droites et gauches de la station MOLONARI n'ont pas la même forme au niveau des premiers 50 cm en dessous du sol. Le profil thermique de la rive droite présente même un comportement différent au sein de ces 50 cm où l'évolution de la température est différente. Ceci

s'explique par l'hétérogénéité des couches superficielles, donc il faut tenir compte de cet aspect en modélisant cette station (Fig. 2.29). Les profils de température hivernale et estivale commencent à se rapprocher à environ 3 m.

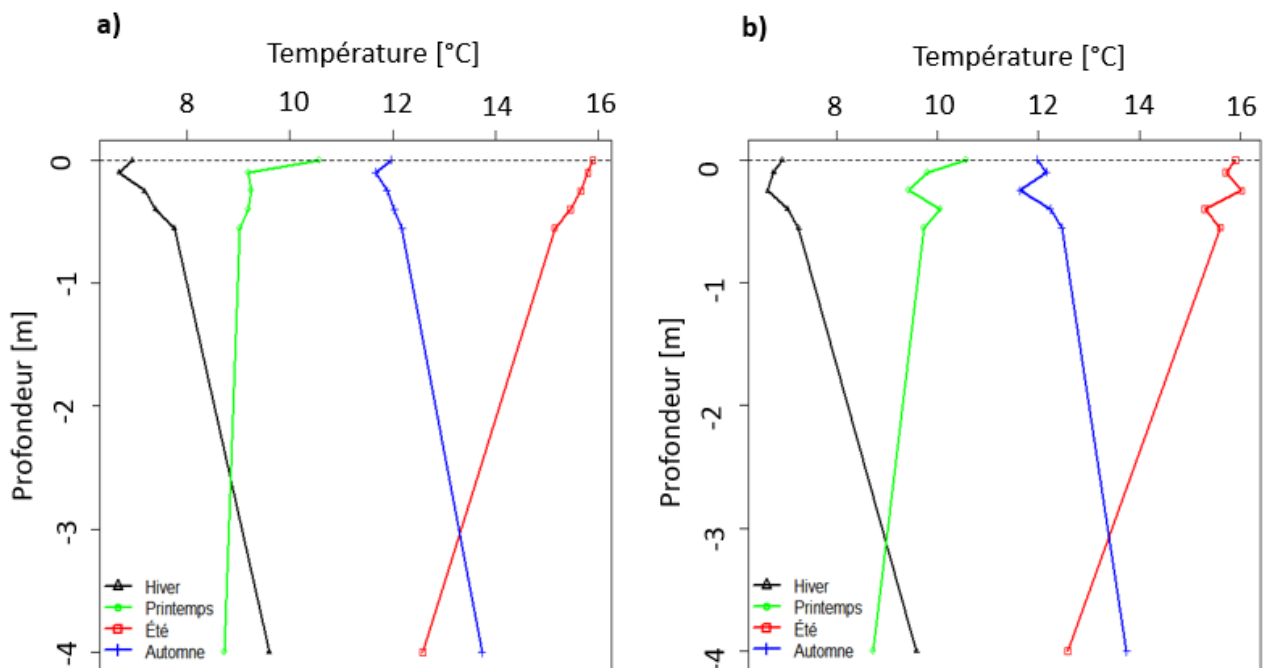


Figure 2.29 : Profils de température hyporhéiques saisonniers au droit de la station MOLONARI 4 (a : Rive gauche, b : Rive droite).

Les températures superficielles enregistrées par les capteurs au niveau de la station MOLONARI 5 varient entre 7° C en hiver et 16° C en été alors que celles en profondeur varient entre 9°C et 12° C. Les deux profils thermiques droites et gauches de la station MOLONARI5 ont la même forme en profondeur. Les profils thermiques présentent des caractéristiques qui sont en cohérence avec une configuration d'infiltration dominante de cette station (Fig. 2.30) qui pourrait être justifiée par une plus grande pénétration du signal thermique de la rivière.

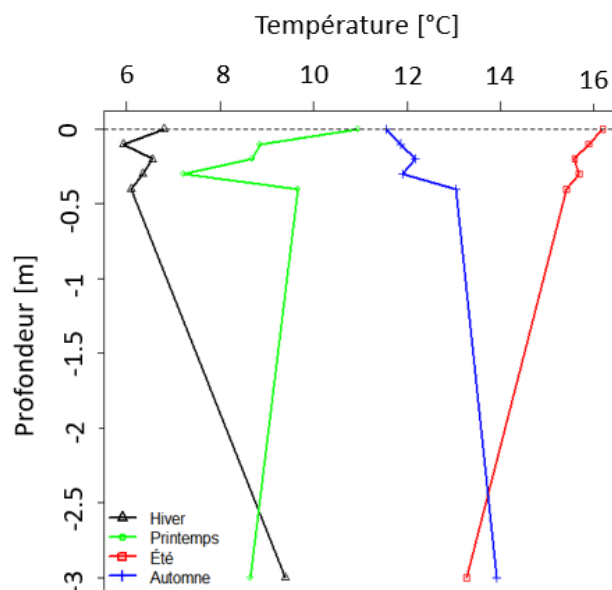


Figure 2.30 : Profils de température hyporhéiques saisonniers au droit de la station MOLONARI 5 (a : Rive gauche, b : Rive droite).

Le Tab. 2.12 montre les ratios d'amplitude entre la température moyenne la plus profonde A_z et la température moyenne de la rivière A_0 (A_z/A_0). Les ratios d'amplitude sont utilisés afin d'évaluer la différence d'atténuation des amplitudes diurnes entre les différentes stations. Les ratios sont plus élevés sont observés en aval en particulier au niveau de la station intermédiaire 4 alors que le ratio le moins élevé est observé au niveau de la station amont 1. Ceci peut être expliqué par une plus grande corrélation des températures de rivière en aval aux températures hyporhéiques. Les stations aval sont caractérisées par une infiltration qui favorise la pénétration du profil thermique en profondeur alors que la station MOLONARI1, qui est caractérisée par une exfiltration présente les ratios les moins élevées. Pour toutes les stations, les ratios en profondeur sont moins élevés suite à l'atténuation des amplitudes avec la profondeur.

Tableau 2.12 : Ratios d'amplitude (A_z/A_0) entre la température moyenne au niveau des différents capteurs (A_{z1-4}) et la température moyenne de la rivière A_0 (RD : Rive droite, RG : Rive gauche)

Station	N°HOBO	Ratio journalier			
Ratio d'amplitude		A_{z1}/A_0	A_{z2}/A_0	A_{z3}/A_0	A_{z4}/A_0
Station MOLONARI 1	(RG) 1	0.29	0.10	0.057	0.049
	(RD) 2	0.22	0.11	0.08	0.07
	(RD) 31	0.48	0.23	0.14	0.082
Station MOLONARI 2	(RG) 3	0.41	0.24	0.14	0.10
	(RD) 4	0.38	0.23	0.14	0.09
Station MOLOANARI 3	(RD) 5	0.52	0.44	0.43	0.23
Station MOLONARI 4	(RD)6	0.50	0.45	0.31	0.29
	(RG)7	0.79	0.34	0.30	0.10
Station MOLONARI 5	(RD)8	0.63	0.41	0.37	0.20
	(RG)9	0.60	0.42	0.25	0.18

Station	Z1(cm)	Z2(cm)	Z3(cm)	Z4(cm)
Station MOLONARI 1	15	25	35	45
Station MOLONARI 2	10	20	30	40
Station MOLONARI 3	10	25	40	55
Station MOLONARI 4	10	25	40	55
Station MOLONARI 5	10	20	30	40

2.4.2 Etude de trois périodes hydrologiques contrastées

Les trois périodes d'étude choisies dans la section (2.4.1.1.1) en fonction de la durée et l'intensité de la pluie (Tab. 2.5) vont permettre d'étudier l'évolution spatio-temporelle de chaque variable en fonction des conditions hydro-climatiques contrastés

2.4.2.1 Mesures hydrologiques

2.4.2.1.1 Données de débit en rivière

L'évolution temporelle et spatiale des débits est étudiée pour les trois périodes définies dans le Tab. 2.5. Le but est d'évaluer l'impact d'un événement pluvieux ou d'un épisode de sécheresse sur l'évolution du débit au niveau des différentes stations.

a) Période de crue

Pendant l'événement pluvieux, les débits augmentent suite au pic principal qui entraîne un plus grand débit de l'ordre de $10 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ à l'exutoire du bassin (station Avenelles) observé le 30 mai 2016. Le pic de débit est déphasé de un jour par rapport au pic de la pluie. Le débit observé à la station Melarchez présente le même comportement qu'au niveau de la station Avenelles mais avec un débit moins élevé de l'ordre de $2.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et un pic également déphasé de 1 jour par rapport à la pluie. Le temps nécessaire pour revenir aux débits initiaux était de l'ordre de 10 jours pour la station Avenelles et 6 jours pour la station Melarchez. Les débits observés aux stations Choqueuse et Quatre-Cents sont faibles et présentent des petites variations suite à l'événement pluvieux (Fig. 2.31).

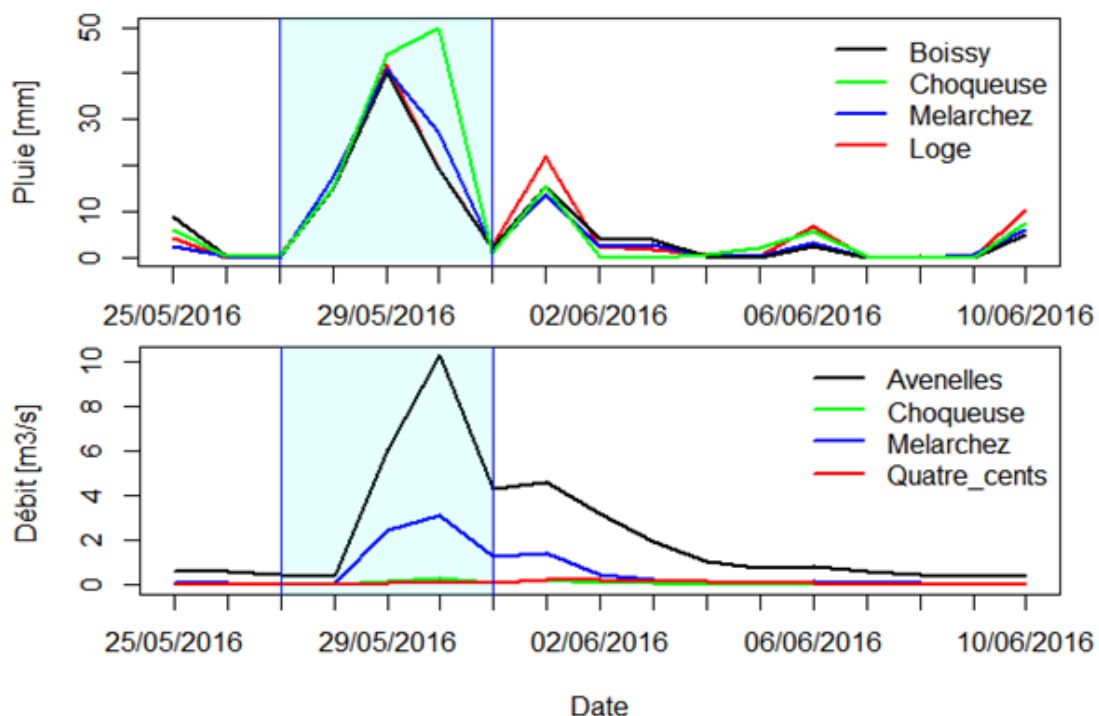


Figure 2.31 : Evolution des débits suite à l'événement pluvieux de la période de crue

b) Pluie estivale

Pendant l'événement pluvieux, les débits augmentent suite au pic principal qui entraîne un plus grand débit de l'ordre de $0.15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ à l'exutoire du bassin (station Avenelles) observé le 27 août 2015. Le pic de débit déphasé de un jour par rapport au pic de la pluie comme la première période mais avec un débit beaucoup moins élevé malgré l'intensité de la pluie. Le débit observé à la station Mélarchez augmente légèrement et présente un pic synchronisé avec le pic de la pluie de l'ordre de $0.03 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Le temps nécessaire pour revenir aux débits initiaux après le pic observé était de l'ordre d'un jour pour la station Avenelles et 2 jours pour la station Mélarchez. Le débit observé à la station Loge à l'amont du bassin ne semble pas réagir à l'événement pluvieux (Fig. 2.32). Ce sous bassin est recouvert en partie d'une forêt et de zones humides contenues dans un sol limoneux. Ceci semble stocker les eaux des pluies de faibles intensités.

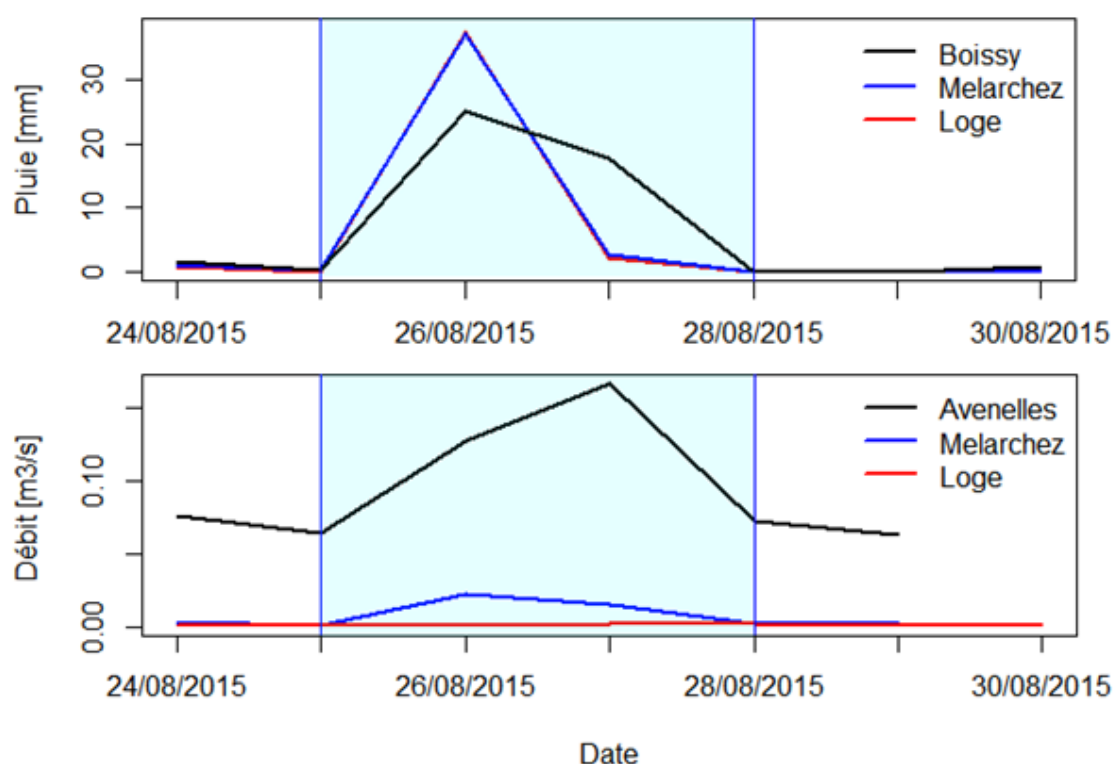


Figure 2.32 : Evolution des débits suite à l'événement pluvieux estival

c) Période d'étiage

Pendant l'épisode de sécheresse, les débits diminuent progressivement jusqu'à atteindre un niveau minimal avant un éventuel événement pluvieux. Typiquement durant l'automne et l'hiver comme mentionné précédemment le débit de base contribue d'une manière importante au débit total. Les épisodes de sécheresse entraînent par contre une diminution de la recharge des aquifères ce qui entraîne une diminution des débits de base et par conséquent une diminution du débit total. Le débit minimal au niveau de l'exutoire du bassin est observé le 22 juin 2017 avec une valeur de l'ordre de $0.045 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Les débits observés aux stations Mélarchez et Quatre-Cents sont nuls pendant cette période (Fig. 2.33).

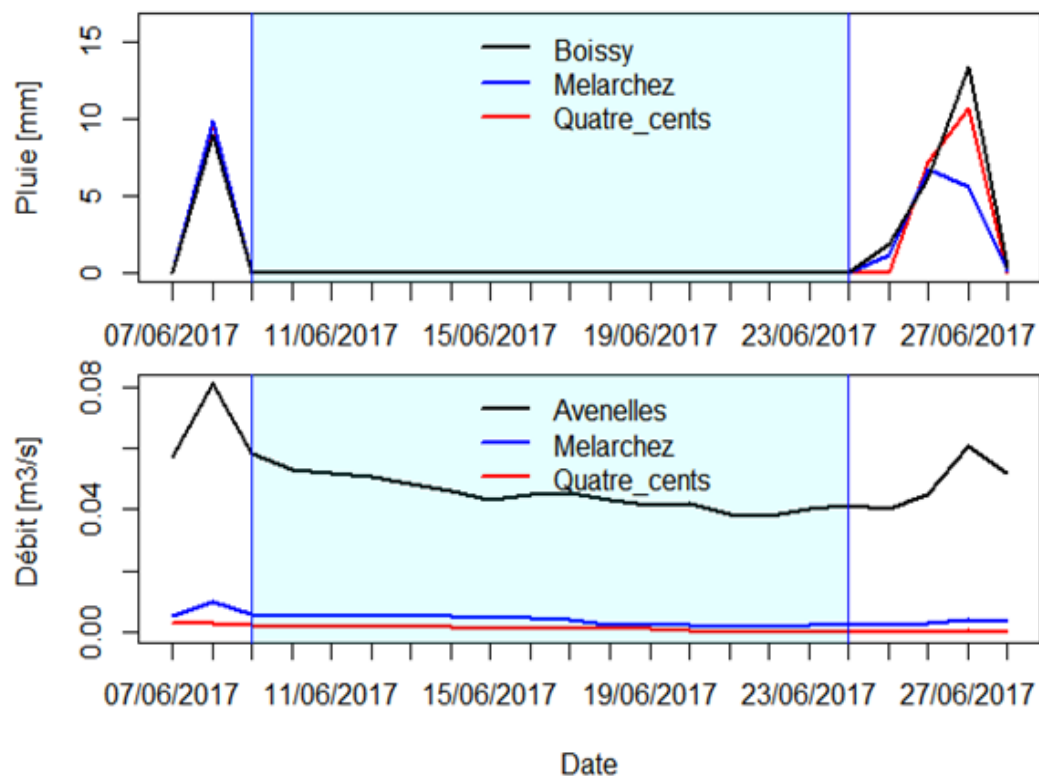


Figure 2.33: Evolution des débits suite à l'épisode de sécheresse pendant la période d'étiage

2.4.2.1.2 Données piézométriques

Dans cette partie, une étude de l'évolution des niveaux piézométrique suite aux différentes conditions climatiques pendant les trois périodes définies est décrite.

○ Piézomètres de berges

a) Période de crue

Pendant l'événement pluvieux, tous les niveaux piézométriques marquent deux pics principaux dont le premier pic est le plus important (Fig. 2.34). Ceci est en accord avec l'intensité du pic du premier événement pluvieux. La réponse des niveaux piézométriques au pic de la pluie varie entre les différents piézomètres. La réponse est décalée d'un jour.

Les niveaux piézométriques observés à PZPS12 et PZPS13 sont égaux pendant la crue. En effet, le débordement de la rivière atteint les piézomètres, ce qui explique que les piézomètres atteignent des niveaux égaux. La dynamique de ces niveaux redevient différente après l'événement pluvieux. Cette différence peut être expliquée par la différence du milieu poreux. Le PZPS12 est situé dans des limons alors que le couvert du pzs13 est constitué des laisses de crues (matériaux plus perméables et plus hétérogènes)

La modification du niveau piézométrique après la crue varie entre 0.2 m au niveau de PZPS3 jusqu'à 1.49 m au niveau de PZPS13. Suite à la fin de l'événement pluvieux, le niveau piézométrique commence

à se stabiliser jusqu'à revenir à son état initial. Le temps nécessaire pour revenir aux états initiaux avant la crue varie entre 6 et 7 jours (Tab. 2.13).

Le changement du niveau piézométrique après la crue est calculé ainsi que le temps nécessaire au retour à l'état initial après la crue (Tab. 2.13)

Tableau 2.13 : Modification du niveau piézométrique des piézomètres de berge pendant la période de crue (RD : Rive Droite et RG : Rive Gauche)

Station	Piézomètre	Polygone de Thiessen	Augmentation du niveau piézométrique (m)	Décalage (jours)	Nombre de jours nécessaire au retour à l'état initial
MOLONARI 1	PZPS2bis (RD)	Loge	0.39	1	6
	PZPS2 (RD)	Loge	0.23	1	6
	PZPS3 (RG)	Loge	0.2	1	6
MOLONARI 2	PZPS5 (RD)	Loge	0.56	1	7
MOLONARI 3	PZPS7 (RD)	Loge	0.9	1	7
MOLONARI 4	PZPS8 (RD)	Loge	1.2	1	7
MOLONARI 5	PZPS12 (RD)	Boissy	0.91	1	7
	PZPS13 (RG)	Boissy	1.49	1	7

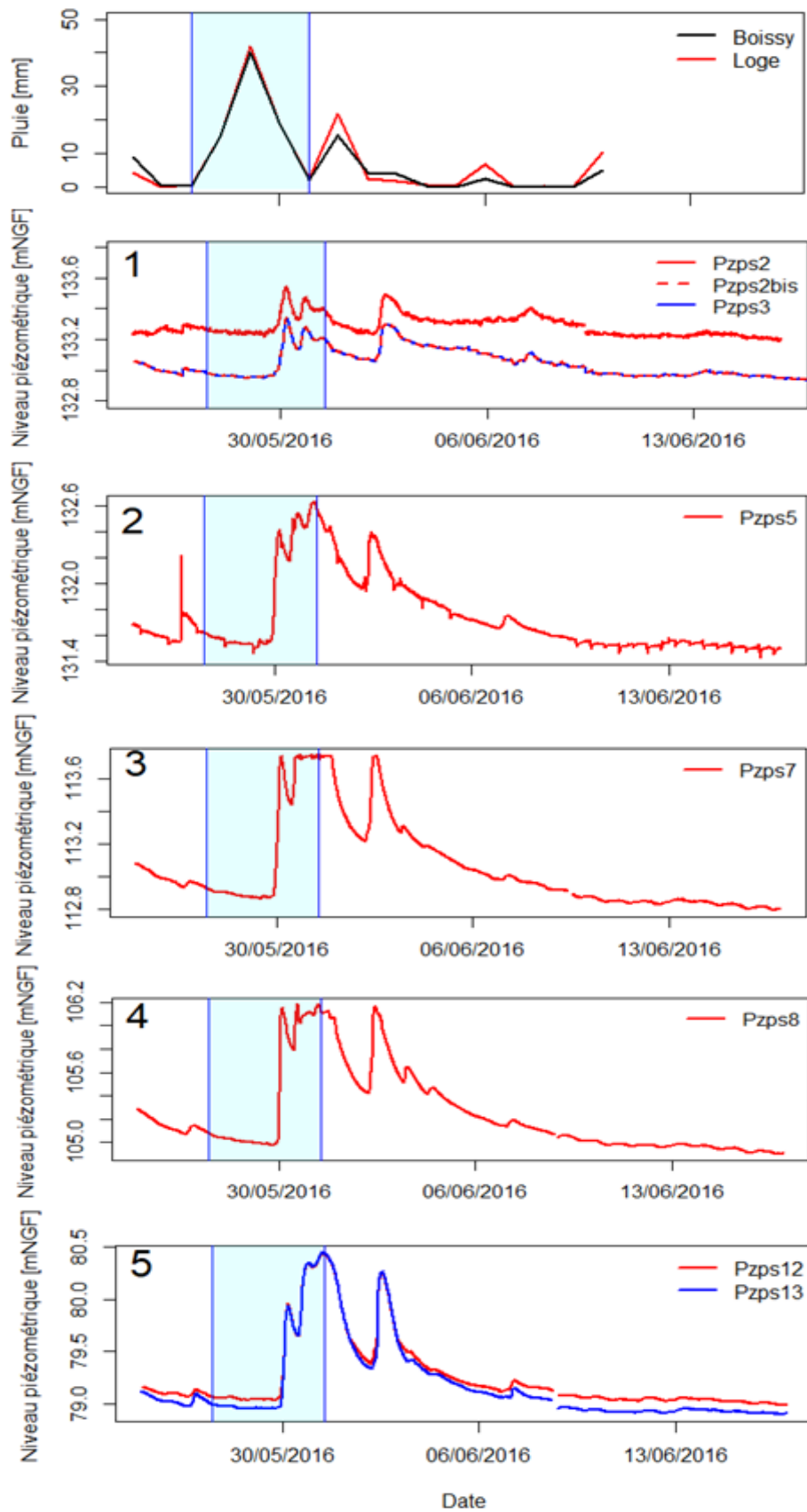


Figure 2.34 : Chroniques piézométriques observées suite aux événements pluvieux de la période de crue au niveau des piézomètres de berge (Piézomètres situés en rive droite sont illustrés en rouge et les Piézomètres situés en rive gauche sont illustrés en bleu)

b) Événement pluvieux estival

Pendant cette période, tous les niveaux piézométriques marquent un pic principal avec un décalage temporel de 2 jours du pic principal de la pluie (Fig. 2.35). Ce décalage est plus grand que celui de la période de crue, ceci est expliqué par l'intensité plus forte de la pluie pendant la période de crue. La réponse des niveaux piézométriques au pic de la pluie varie légèrement entre les différents piézomètres de 0.08 m au niveau de PZPS2bis jusqu'à 0.21 m au niveau de PZPS13. Suite à la fin de l'événement pluvieux, le niveau piézométrique commence à se stabiliser jusqu'à revenir à l'état initial avant la crue. Le temps nécessaire pour revenir aux états initiaux est rapide, de l'ordre de 2 jours pour tous les piézomètres (Tab. 2.14).

Tableau 2.14 : Modification du niveau piézométrique des piézomètres de berges pendant la Période de crue (RD : Rive Droite, RG : Rive Gauche)

Station	Piézomètre	Polygone Thiessen	de	Augmentation du niveau piézométrique (m)	Décalage (jours)	Nombre de jours nécessaire au retour à l'état initial
MOLO NARI 1	PZPS2bis (RD)	Loge		0.08	2	2
	PZPS2 (RD)	Loge		0.1	2	2
MOLO NARI 2	PZPS5 (RD)	Loge		0.2	2	2
MOLO NARI 3	PZPS7 (RD)	Loge		0.11	2	2
MOLO NARI 4	PZPS8 (RD)	Loge		0.16	2	2
MOLO NARI 5	PZPS13 (RG)	Boissy		0.21	2	2

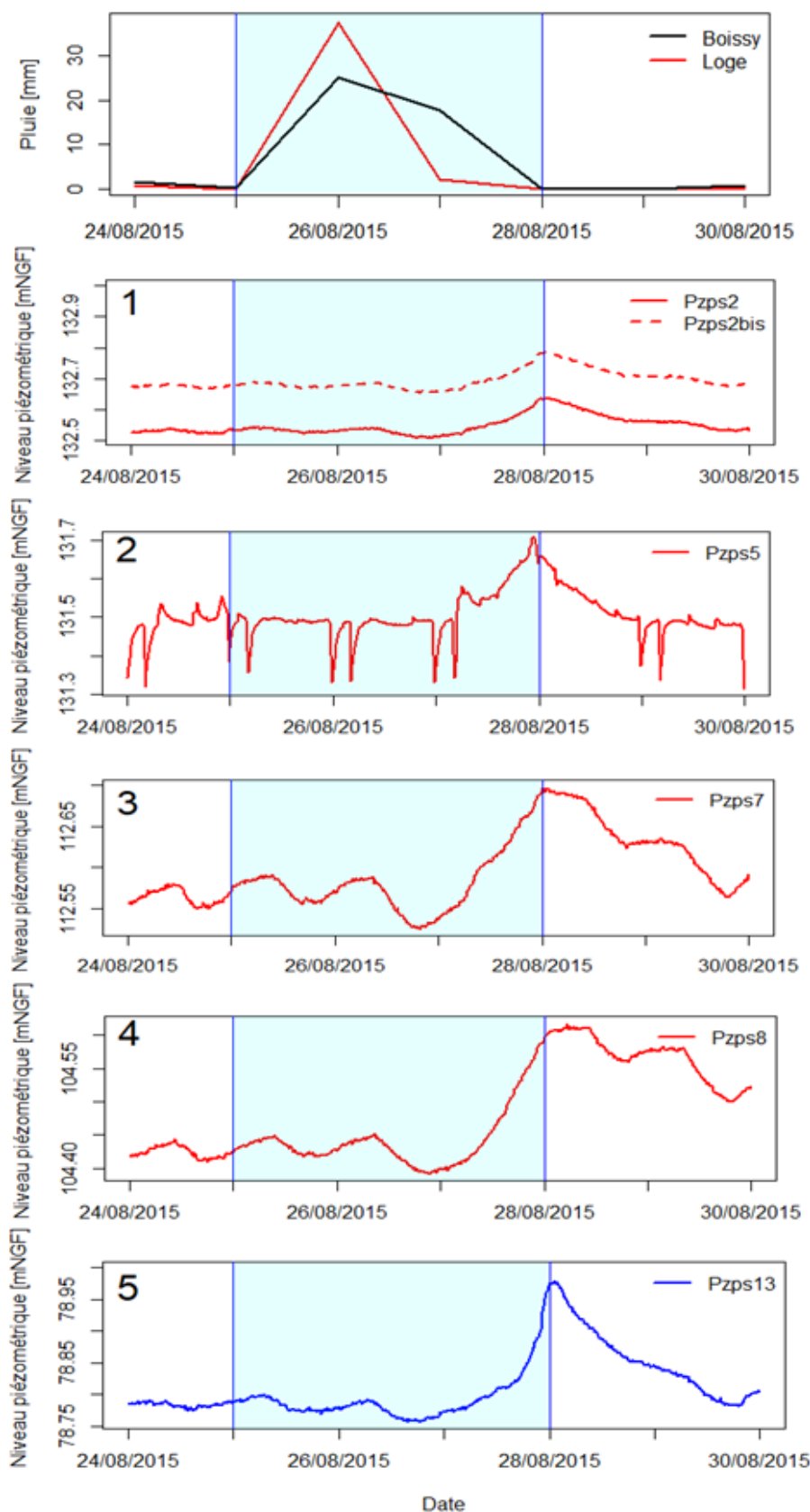


Figure 2.35 : Chroniques piézométriques observées suite à l'événement pluvieux estival au niveau des piézomètres de berge (Piézomètres situés en rive droite sont illustrés en rouge et les Piézomètres situés en rive gauche sont illustrés en bleu).

c) Période de sécheresse

Pendant l'épisode de sécheresse, les niveaux piézométriques diminuent progressivement jusqu'à atteindre un niveau minimal lié à une absence générale de recharge par l'impluvium. La chute des niveaux piézométriques indique que les flux régionaux sont très faibles à cette période et ils ne permettent pas de soutenir les niveaux piézométriques des berges. La diminution varie entre 15 et 20 cm pour les différents piézomètres. Le PZPS5 présente des diminutions de niveau liées au pompage (Fig. 2.36).

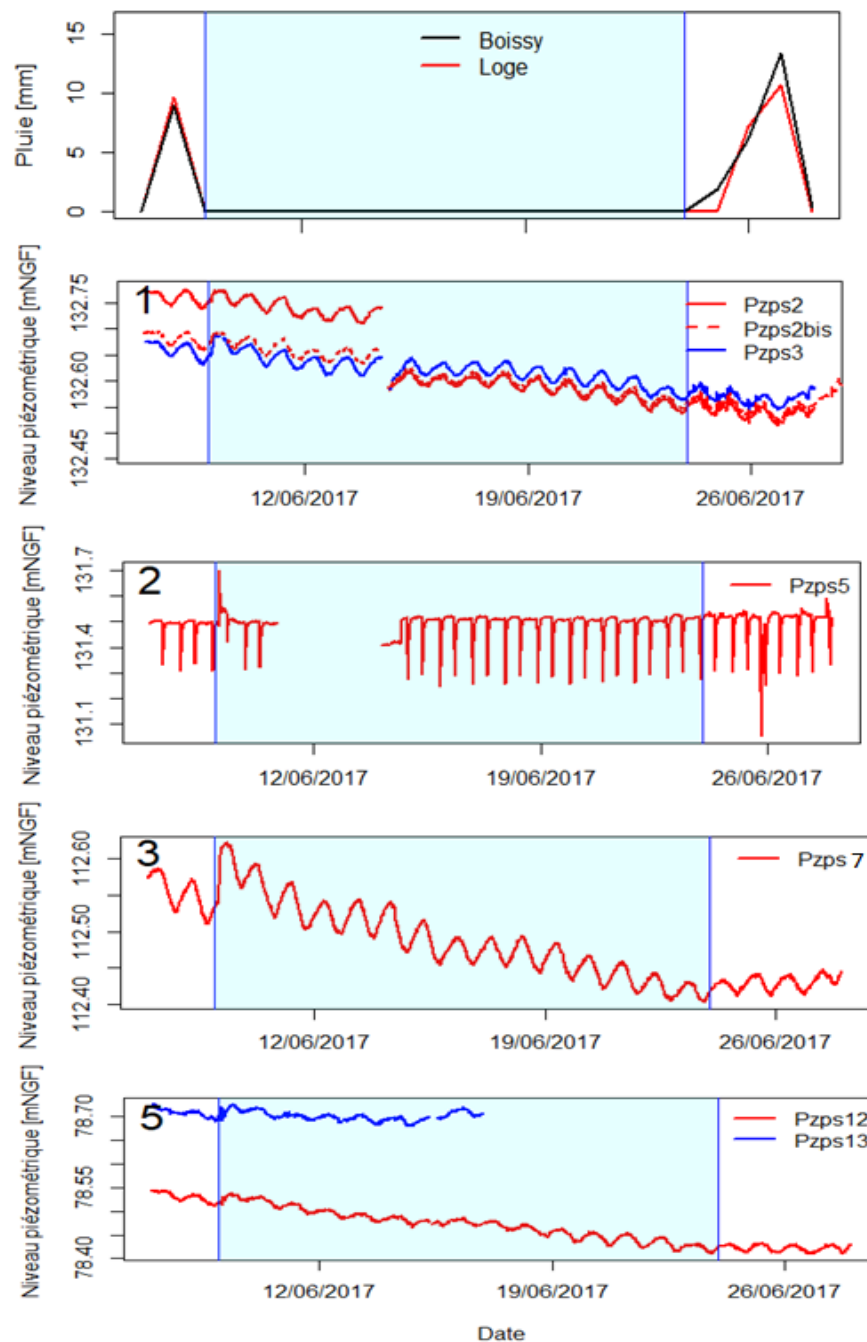


Figure 2.36 : Chroniques piézométriques observées suite aux événements pluvieux de la période de sécheresse au niveau des piézomètres de berge (Piézomètres situés en rive droite sont illustrés en rouge et les Piézomètres situés en rive gauche sont illustrés en bleu).

○ *Piézomètres de Plateau*
a) *Période de crue*

Pendant la période de forte précipitation, les niveaux piézométriques observés au sein des piézomètres du plateau présentent un temps de réponse à la pluie plus long que celui des niveaux piézométriques observés dans les piézomètres berge (Tab. 2.15). Les niveaux piézométriques PZPS1 et PZPS4 augmentent progressivement jusqu'à atteindre un niveau maximal environ 5 jours après le pic de la pluie. Le niveau piézométrique de PZPS6 (piézomètre moins profond) présente un comportement différent. Le PZPS6 étant situé à l'est du bassin se caractérise par 3 phases : Une première phase d'augmentation du niveau (PZPS6 semble réagir très rapidement à la pluie), une deuxième phase de 6 jours de stabilisation de niveau, et une dernière phase de diminution rapide du niveau après le deuxième événement pluvieux. Cependant, l'augmentation des niveaux PZPS1 et PZPS4 est beaucoup plus élevée que celle du PZPS6. Le PZPS6 est proche de la surface. Sa charge atteint la surface du sol, ce qui explique le seuil obtenu. (Fig. 2.37).

Tableau 2.15 : Modification du niveau piézométrique des piézomètres de plateau pendant la période de crue

Piézomètre	Polygone de Thiessen	Modification du niveau piézométrique (m)	Décalage (j)
PZPS1	Loge	2	5
PZPS4	Loge	1	5
PZPS6	Melarchez	0.4	<1j

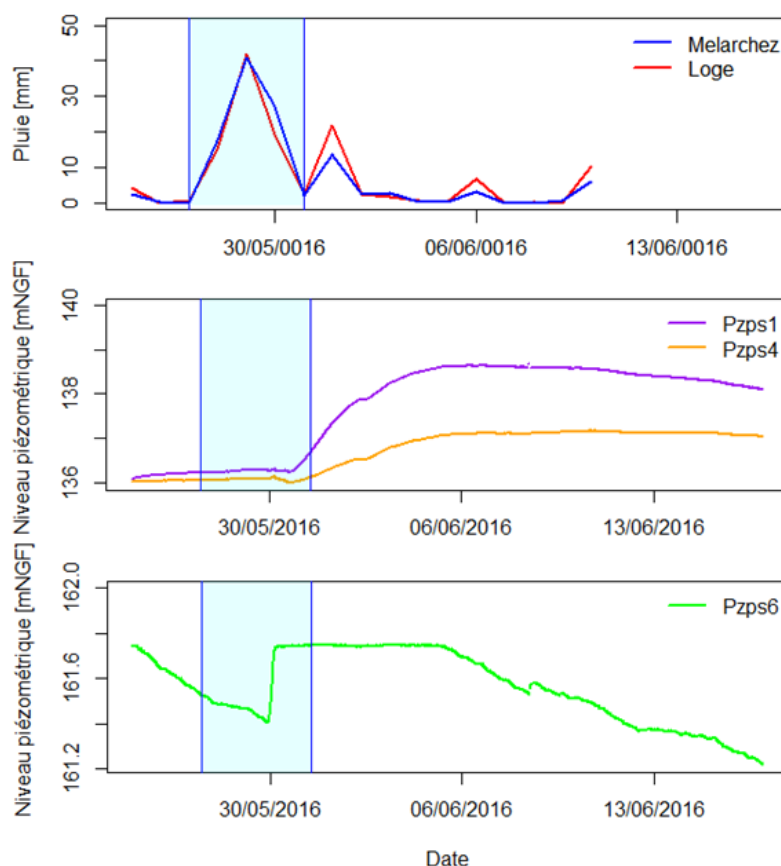


Figure 2.37 : Chroniques piézométriques observées suite aux événements pluvieux de la Période de crue au niveau des piézomètres de plateau

b) Événement pluvieux estival

Pendant l'événement pluvieux estival, les piézomètres de plateau présentent de très petites variations de niveau piézométrique (Fig. 2.38). Le niveau piézométrique de PZPS6 qui semble être le plus réactif à la pluie estivale, présente un pic après environ deux jours avec une augmentation de 0.4 m. Le retour au niveau initial s'effectue après deux jours.

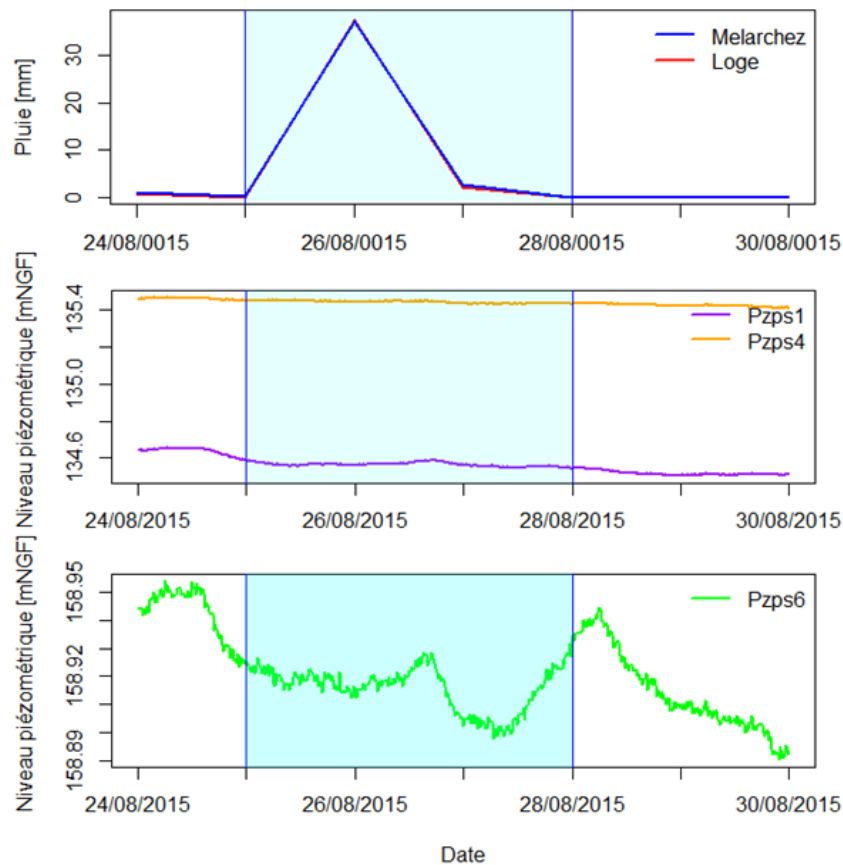


Figure 2.38 : Chroniques piézométriques observées suite à l'événement pluvieux estival au niveau des piézomètres de plateau

c) Période de sécheresse

Pendant l'épisode de sécheresse, les piézomètres de plateau PZPS1 et PZPS6 montrent une diminution progressive du niveau piézométrique jusqu'à atteindre un niveau minimal. La baisse varie de 10 cm pour le PZPS6 à 30 cm pour le PZPS1 (Fig. 2.39).

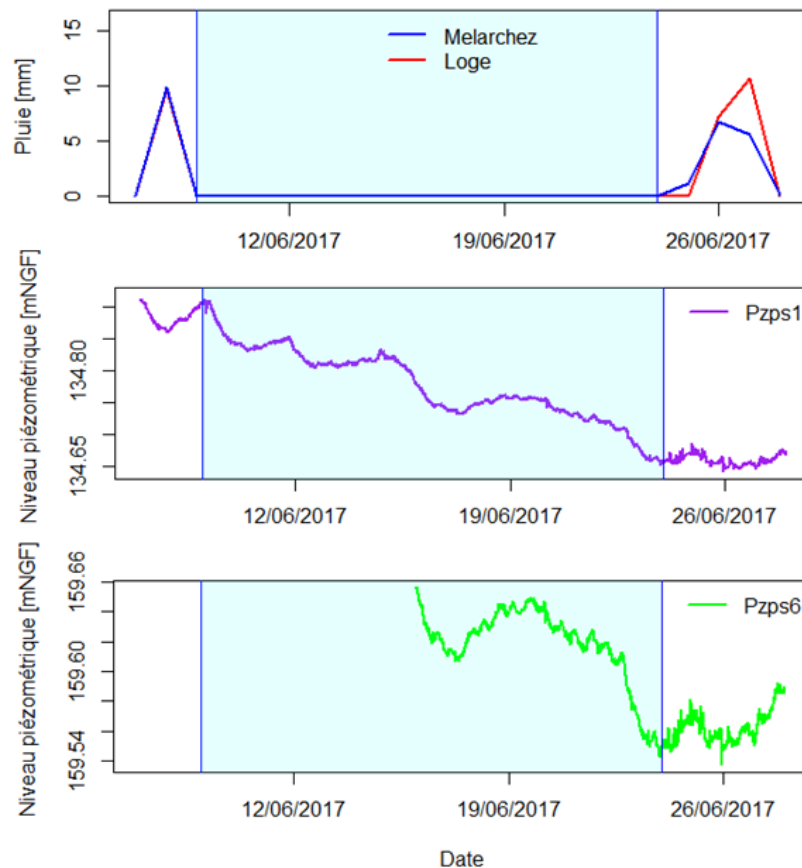


Figure 2.39 : Chroniques piézométriques observées pendant la période de sécheresse au niveau des piézomètres de plateau

2.4.2.2 Mesures thermiques

2.4.2.2.1 Températures atmosphériques

Pendant la période de crue (Fig. 2.40a), la température de l'air diminue de l'ordre de 5°C suite au premier événement pluvieux et commence à augmenter à la fin du deuxième événement pluvieux pour atteindre une valeur maximale de 21°C. Suite à l'événement pluvieux estival (Fig. 2.40b), la température de l'air diminue de l'ordre de 7°C et augmente à la fin de l'événement pour atteindre une valeur maximale de 25°C. Pendant la période de sécheresse (Fig. 2.40c), la température augmente progressivement jusqu'à atteindre une valeur maximale de l'ordre de 28°C.

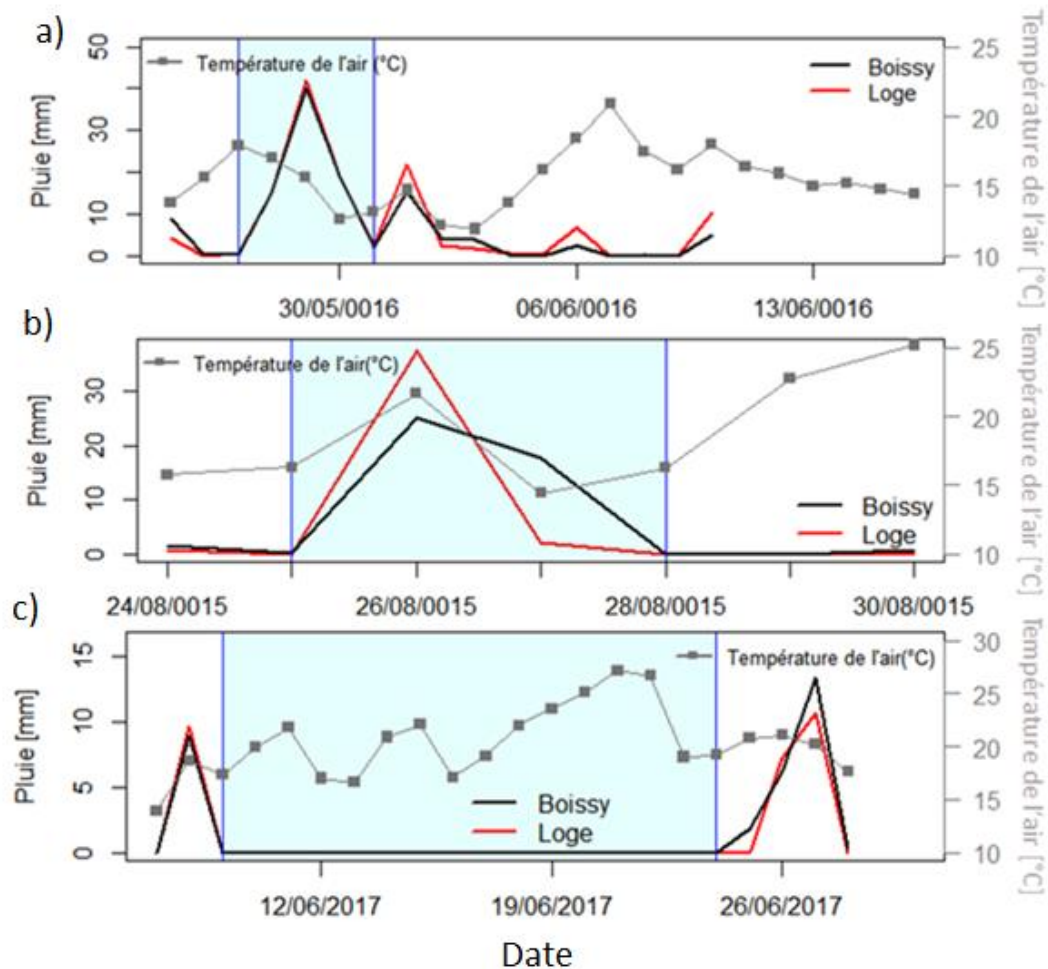


Figure 2.40 : Variation de la température de l'air pendant a) la période de crue, b) événement pluvieux estival, c) période de sécheresse

2.4.2.2.2 Température du sol

a) Période de crue

Pendant le premier pic de l'événement pluvieux, on remarque une diminution de la température de l'air alors que pendant le deuxième pic, la température de l'air augmente légèrement. La température du sol suit principalement l'évolution de la température de l'air (Fig. 2.41).

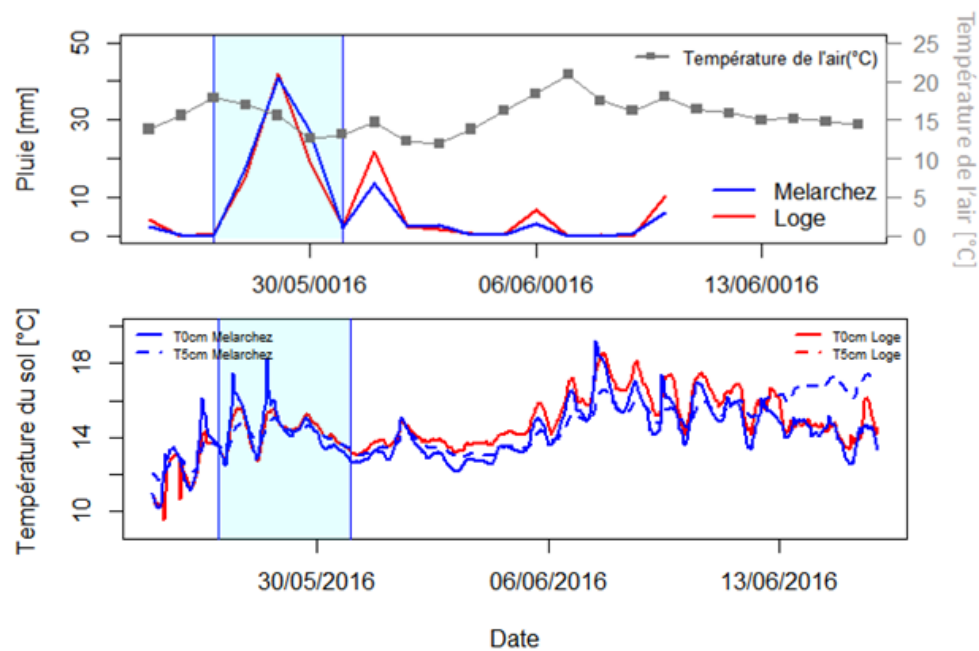


Figure 2.41 : Variation de la température du sol suite aux conditions climatiques de la Période de crue

La variation de la température du sol pendant l'événement pluvieux estival n'est pas étudiée par manque de données.

b) Période de sécheresse

Pendant la période de sécheresse étudiée, les températures à la surface du sol suivent principalement l'évolution de la température de l'air. Les variations de la température à la surface du sol (14 °C – 28 °C) sont légèrement plus élevées que celles de l'air (15 °C-20 °C). Le temps de réponse de la température du sol au pic de la température de l'air est rapide de l'ordre de quelques heures.

Les variations de températures mesurées à la surface du sol en aval (Station Avenelles) sont plus importantes que celles mesurées en amont (Station loge). Les amplitudes de température à 5 cm en dessous du sol sont plus atténuées mais suivent la même évolution que les températures à la surface du sol (Fig. 2.42).

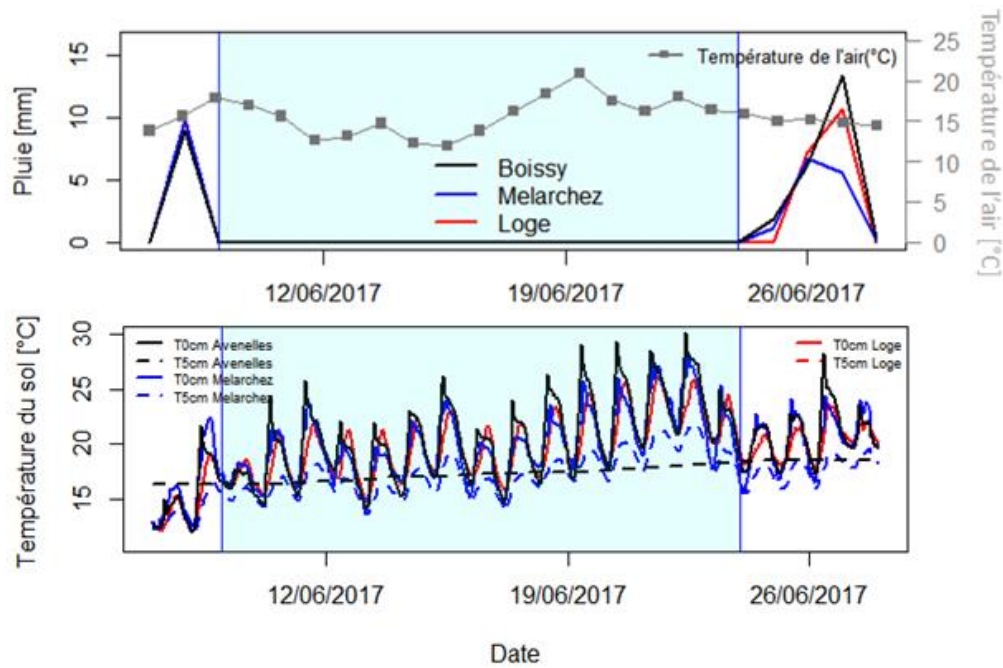


Figure 2.42 : Variation de la température du sol suite aux conditions climatiques de la Période de sécheresse

2.4.2.2.3 Température en rivière

a) Période de crue

La Fig. 2.43 montre la variabilité spatiale et temporelle de la réponse des températures de la rivière à l'événement pluvieux pendant la période de crue. La majorité des événements pluvieux engendrent une diminution de la température de l'eau dans la rivière. Cette diminution s'accroît avec l'intensité de l'événement pluvieux. En particulier la diminution de la température de la rivière est précédée par la diminution de la température de l'air. Cette diminution est de l'ordre de 1 °C pour les différentes stations.

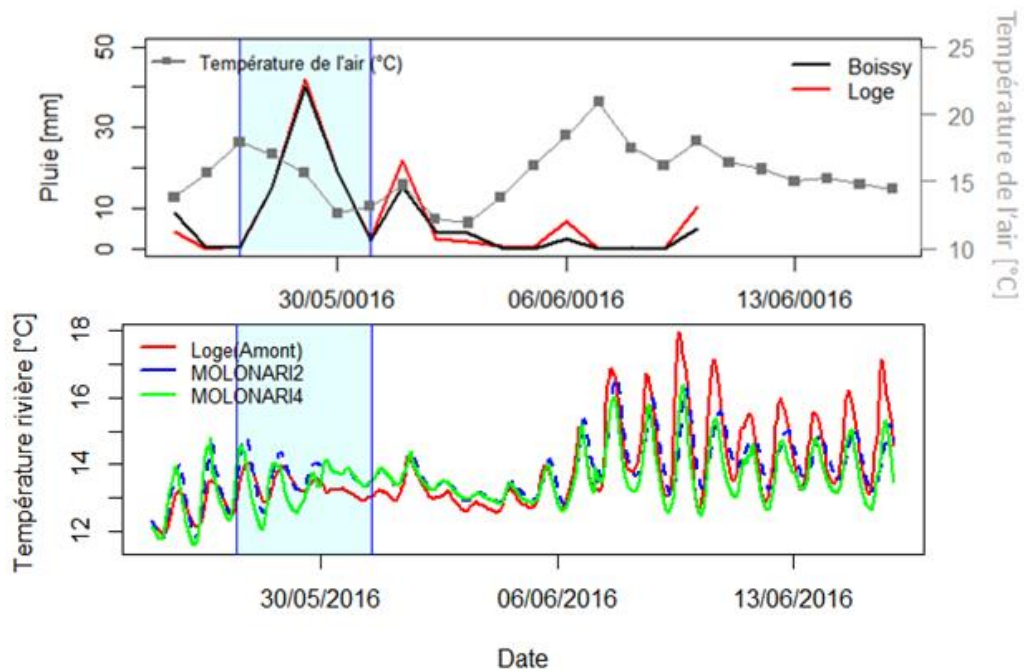


Figure 2.43 : Variation de la température de la rivière suite aux conditions climatiques de la période de crue

Des résultats semblables qui montrent une diminution de la température de la rivière suite à un événement pluvieux sont observés dans d'autres études. Une diminution de température de la rivière est enregistré pour des événements pluvieux isolés au nord de l'Angleterre (Smith and Lavis, 1975). Une diminution de température plus marquée de l'ordre de 7.5°C est observée par Chutter (1975) dans un bassin au sud d'Afrique pendant des tempêtes de grêle.

b) Événement pluvieux estival

Pendant l'événement pluvieux estival, les températures de la rivière suivent l'évolution de la température de l'air. Les variations de température de l'air sont plus importantes à l'amont du bassin (MOLONARI 1) (Fig. 2.44).

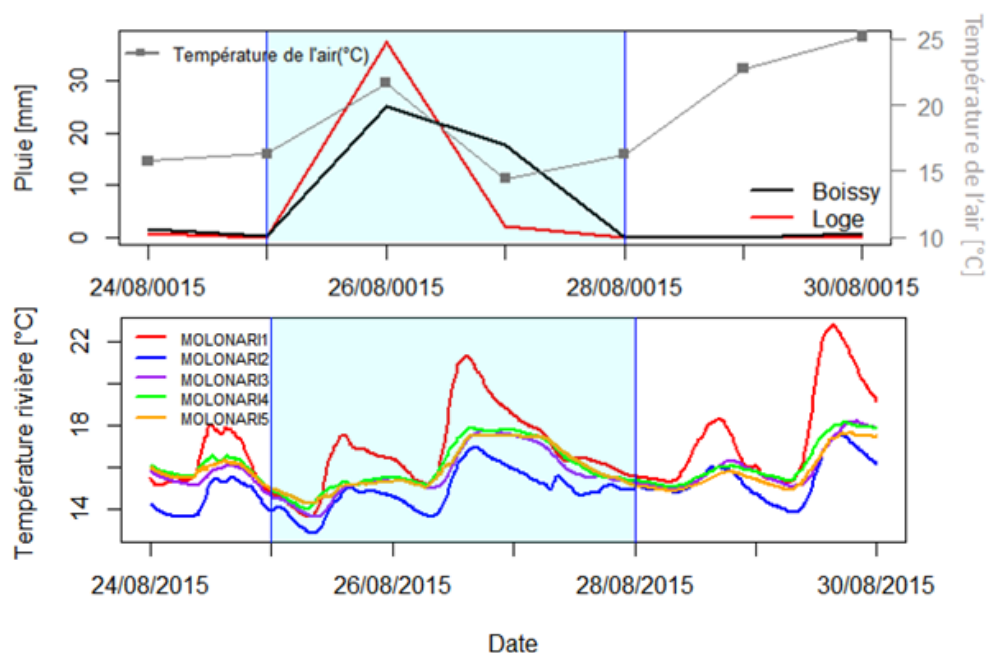


Figure 2.44 : Variation de la température de la rivière suite aux conditions climatiques de l'événement pluvieux estival

c) Période de sécheresse

La réduction du niveau d'eau dans la rivière pendant les périodes d'étiage, entraînent de fortes augmentations des valeurs de températures. Une variation de température plus importante est observée au niveau de la station MOLONARI 1 alors qu'une variation moins importante est observée au niveau de la station MOLONARI 2. En effet cela s'explique par le fait que le débit au niveau de la station MOLONARI 1 est inférieur à celui de MOLONARI 2 ce qui traduit une inertie thermique plus importante au niveau de la station MOLONARI 2 (Fig. 2.45).

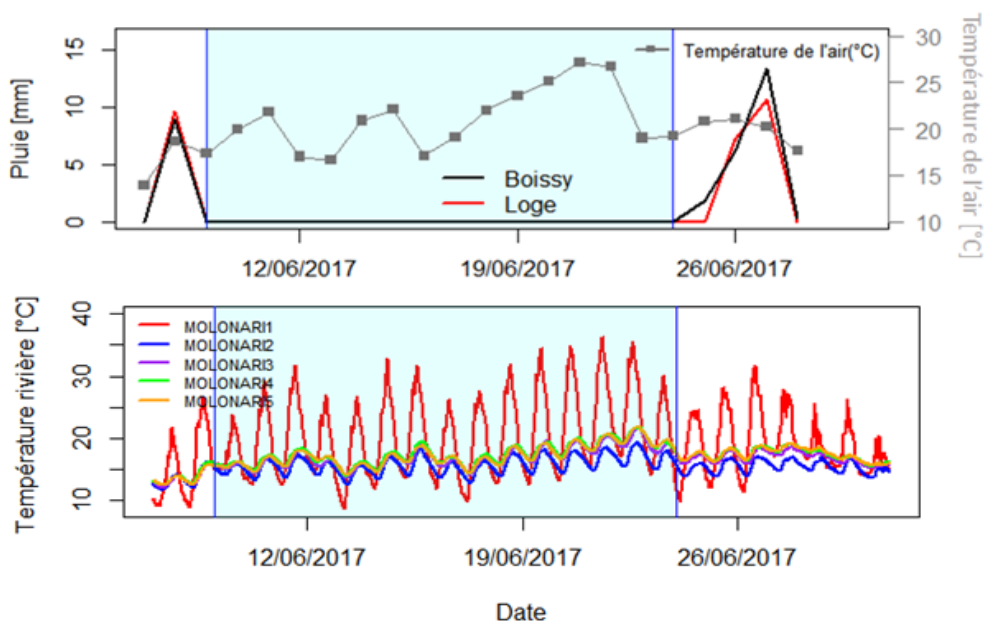


Figure 2.45 : Variation de la température de la rivière suite aux conditions climatiques de la période de sécheresse

2.4.2.2.4 Température des eaux souterraines

a) Période de crue

Pendant la période de crue, tous les piézomètres de berge présentent une augmentation légère de température de l'ordre de 1 °C suite à l'événement pluvieux hormis le piézomètre PZPS5 (Station MOLONARI 2) qui présente un pic très important de l'ordre de 3°C malgré la diminution de la température de la rivière pendant le pic de crue (Fig. 2.46). Cela montre que les eaux souterraines gagnent de la chaleur par advection suite à une infiltration des eaux de rivières qui sont plus chaudes pendant cet épisode pluvieux. L'événement pluvieux amplifie donc la diffusion de la température de la rivière.

Le régime thermique du piézomètre PZPS5 semble être accentué par les pompages qui ont un grand impact sur la variation des eaux souterraines. Par contre, la température des piézomètres de plateau (Fig. 2.47) ne semble pas être influencée par l'événement pluvieux ou présente peut-être un temps de réponse très lent. Le piézomètre PZPS6 présente un pic très léger de température de l'ordre de 0.2°C après la crue. Ce piézomètre comme vu précédemment est plus réactif aux changements, la nappe étant plus proche à la surface du sol.

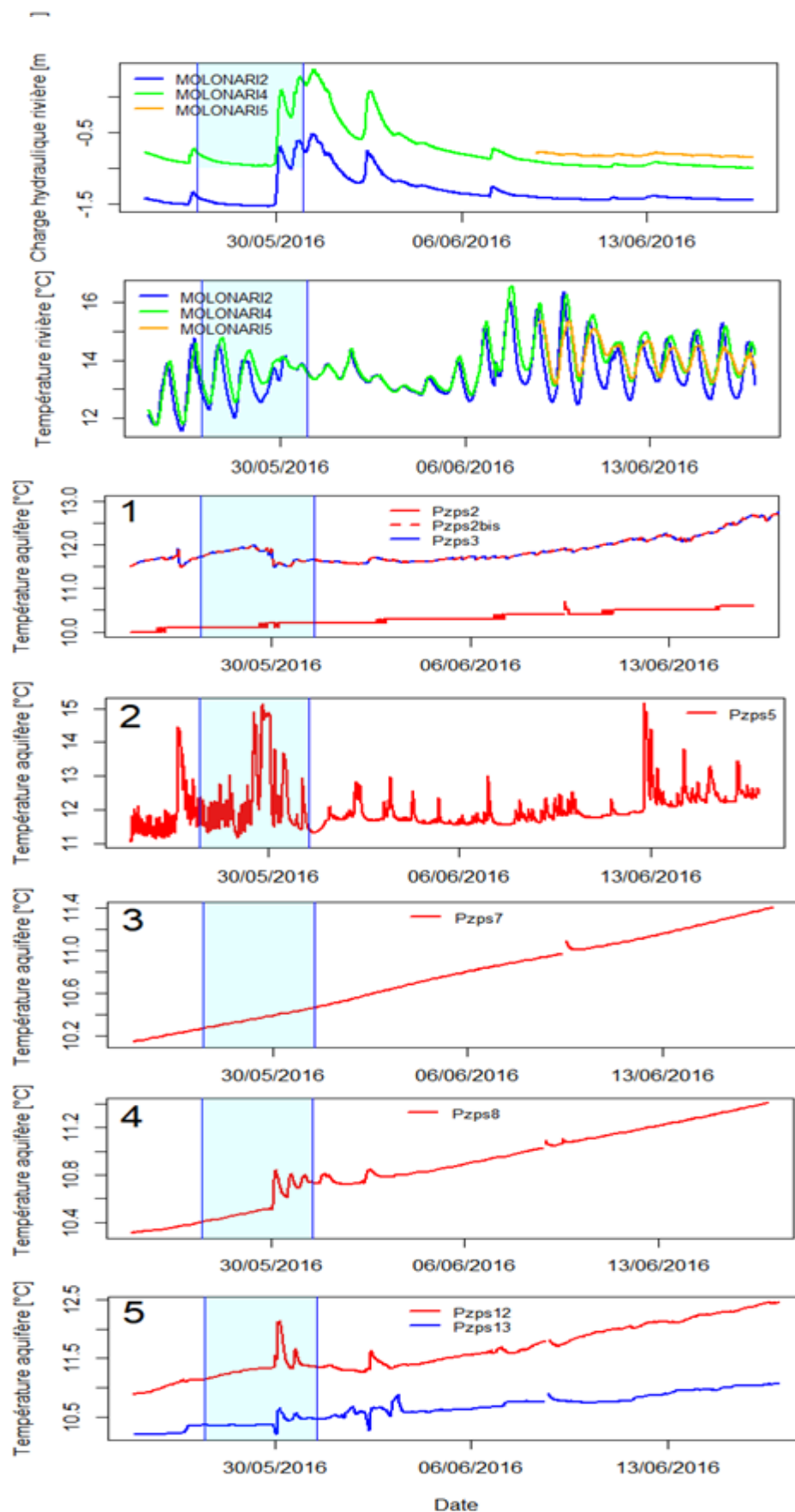


Figure 2.46 : Chroniques de températures observées au niveau des piézomètres de berge pendant la période de crue

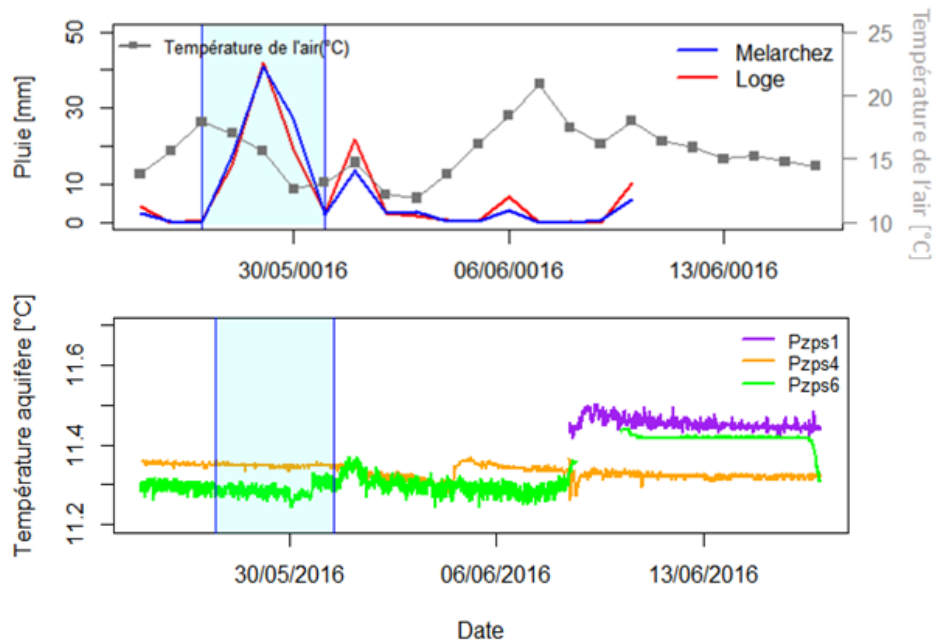


Figure 2.47 : Chroniques de températures observées au niveau des piézomètres de plateau pendant la période de crue

b) Événement pluvieux estival

Pendant l'événement pluvieux, toutes les températures souterraines ne semblent pas réagir au cours de l'événement pluvieux estival sauf PZPS5 qui montre un pic de 2°C après le pic de crue et aussi PZPS13 qui montre un pic de l'ordre de 0.5°C. Comme nous l'avons vu dans la partie précédente, le PZPS13 est situé dans l'inter méandre. Les eaux de rivières s'infiltrent donc directement à cet emplacement avant de rejoindre la partie aval de la rivière. Ceci explique que ce piézomètre soit plus sensible aux petits événements pluvieux. L'infiltration des eaux de rivière plus chaudes peut être la cause de ces pics de température observées au niveau de ces deux piézomètres (Fig. 2.48). La température des piézomètres de plateau (Fig. 2.49) ne semble pas être influencée par l'événement pluvieux estival.

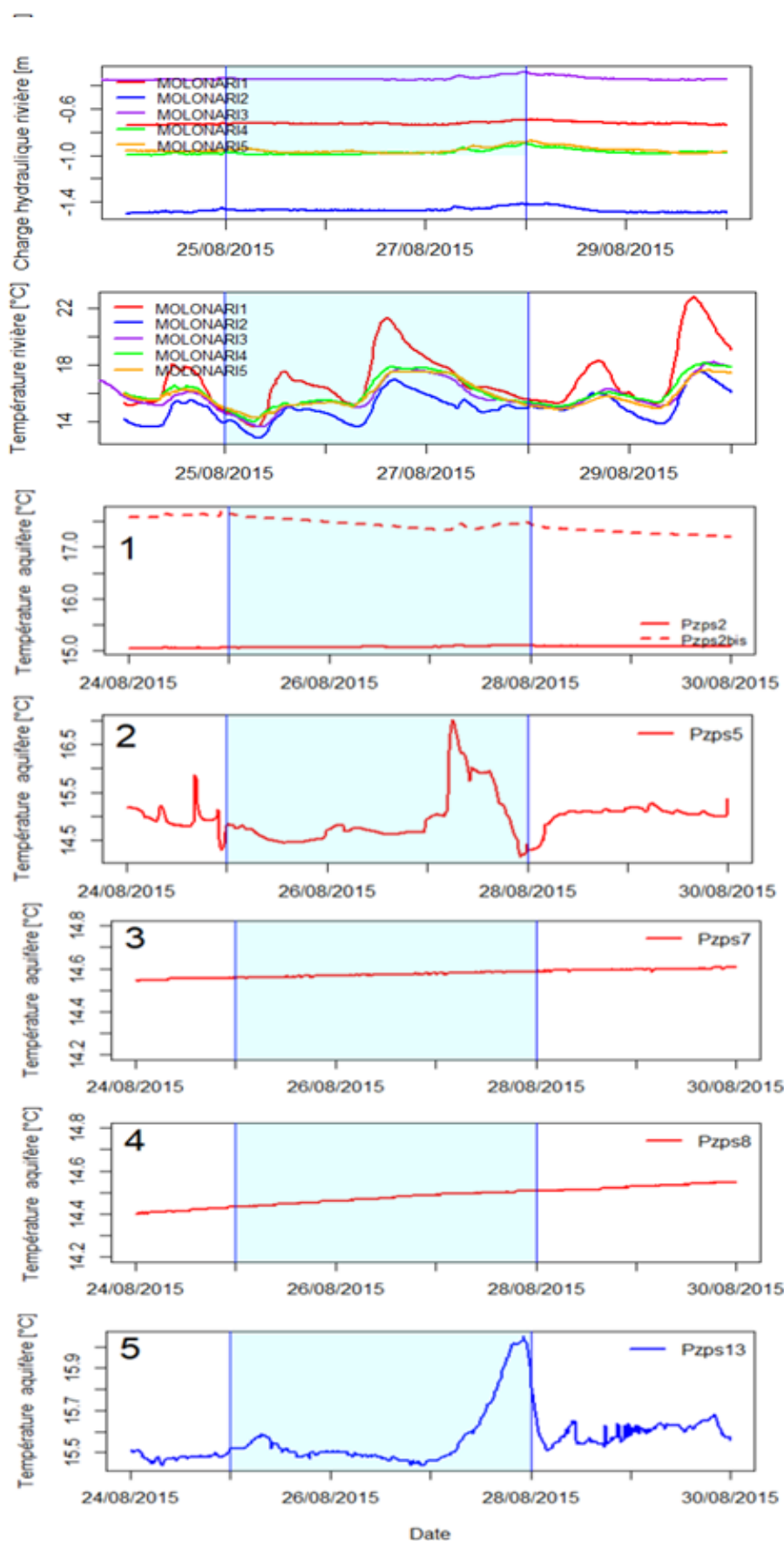


Figure 2.48 : Chroniques de températures observées au niveau des piézomètres de berge pendant l'événement pluvieux estival

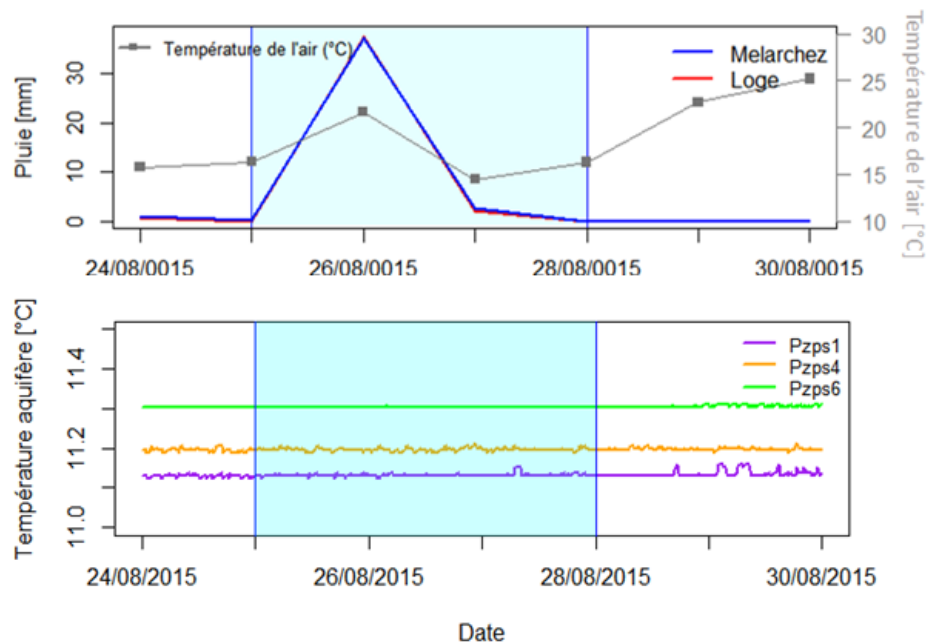


Figure 2.49: Chroniques de températures observées au niveau des piézomètres de plateau pendant l'événement pluvieux

c) Période de sécheresse

Pendant la période d'été, toutes les températures souterraines montrent une augmentation progressive et tendent à suivre l'évolution de la température de l'air et le transfert est effectué principalement par conduction (Fig. 2.50). Les températures au niveau des piézomètres de plateau ne semblent pas réagir en été (Fig. 2.51).

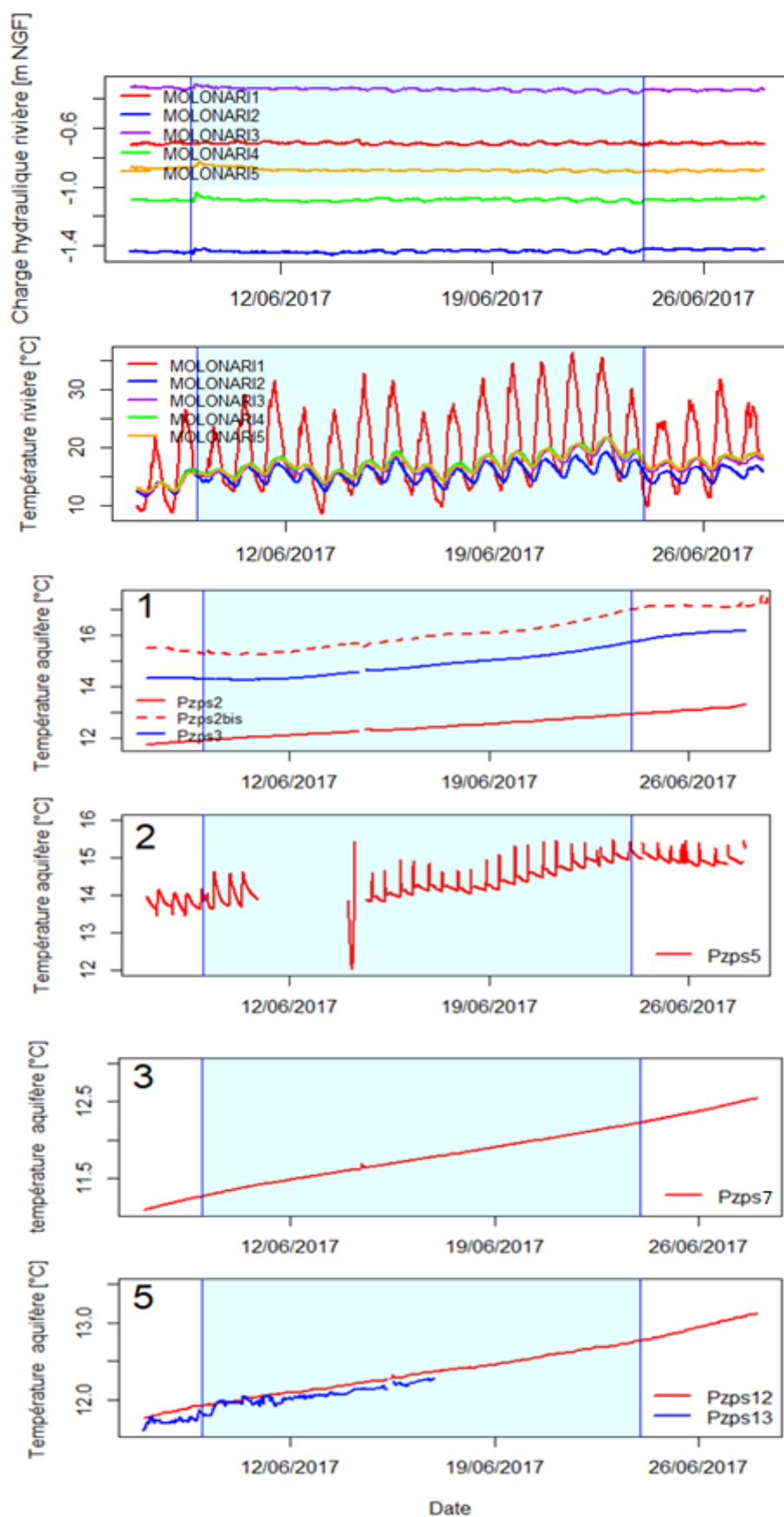


Figure 2.50: Chroniques de températures observées au niveau des piézomètres de berge pendant la Période de sécheresse

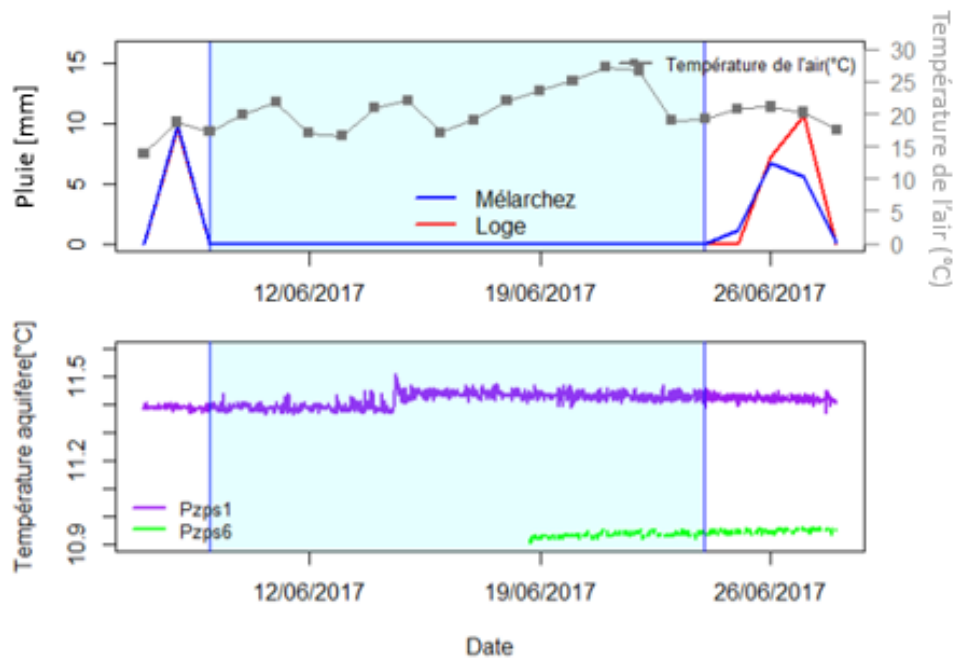


Figure 2.51: Chroniques de températures observées au niveau des piézomètres de plateau pendant la période de sécheresse.

2.4.2.2.5 Profils de température dans la Zone Hyporhéique

Deux nouvelles périodes d'études sont définies par manque de données de température de la ZH pendant les trois périodes définies précédemment. Une première période caractérisée par un long événement pluvieux qui se produit en hiver d'une vingtaine de jours (du 21 décembre 2013 au 20 janvier 2014) avec une intensité de pluie assez forte (pic maximal de pluie de 25 mm) et une période d'étiage de même durée (du 22 août 2016 au 19 septembre 2016).

a) Période de crue :

La réponse des températures hyporhéiques à l'événement pluvieux pendant la période de crue ne semblent pas être influencée par le pic de crue à part une légère diminution de 0.5 °C à 1 °C suite à la diminution de la température de l'air. Les températures hyporhéiques tendent à suivre l'évolution de la température de la rivière après le pic de crue. Ceci présage que la variation du gradient thermique entre la rivière et l'aquifère est plus importante que l'impact de l'augmentation du flux d'eau. Des variations plus importantes de température hyporhéiques pourraient être observées si l'intensité de pluie était plus forte (Fig. 2.52).

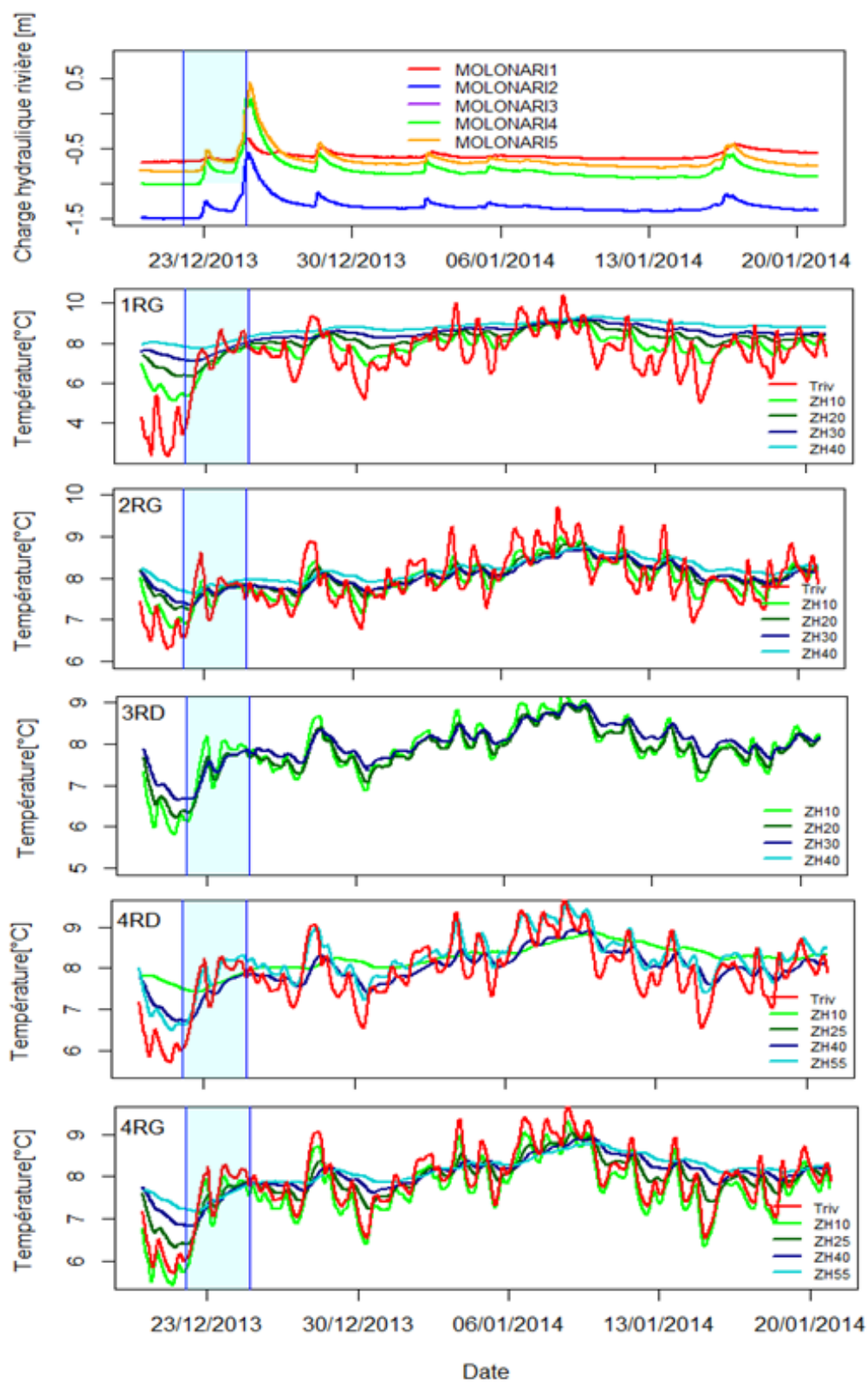


Figure 2.52 : Chroniques de températures observées à différentes profondeurs de la ZH au niveau des stations MOLONARI pendant la période de crue (RD : rive droite et RG : rive gauche).

b) Evolution des profils de températures pendant l'événement de crue

La Fig. 2.53 montre l'évolution des profils thermiques pendant la crue, avant et après l'événement pluvieux hivernal pour les 4 stations MOLONARI 1, 2, 3 et 4. Avant la crue, les températures hyporhéiques sont les moins élevées et elles augmentent en profondeur étant donné qu'en hiver la température de l'aquifère est plus élevée que celle de la rivière. Pendant le pic de crue, les températures diminuent dans les premiers 50 cm en dessous du lit de la rivière. Ceci peut être expliqué par une infiltration de l'eau de rivière plus froide. Après l'événement pluvieux, les températures hyporhéiques diminuent et tendent à revenir à leur état initial avant Crue. Celles-ci augmentent toujours en profondeur.

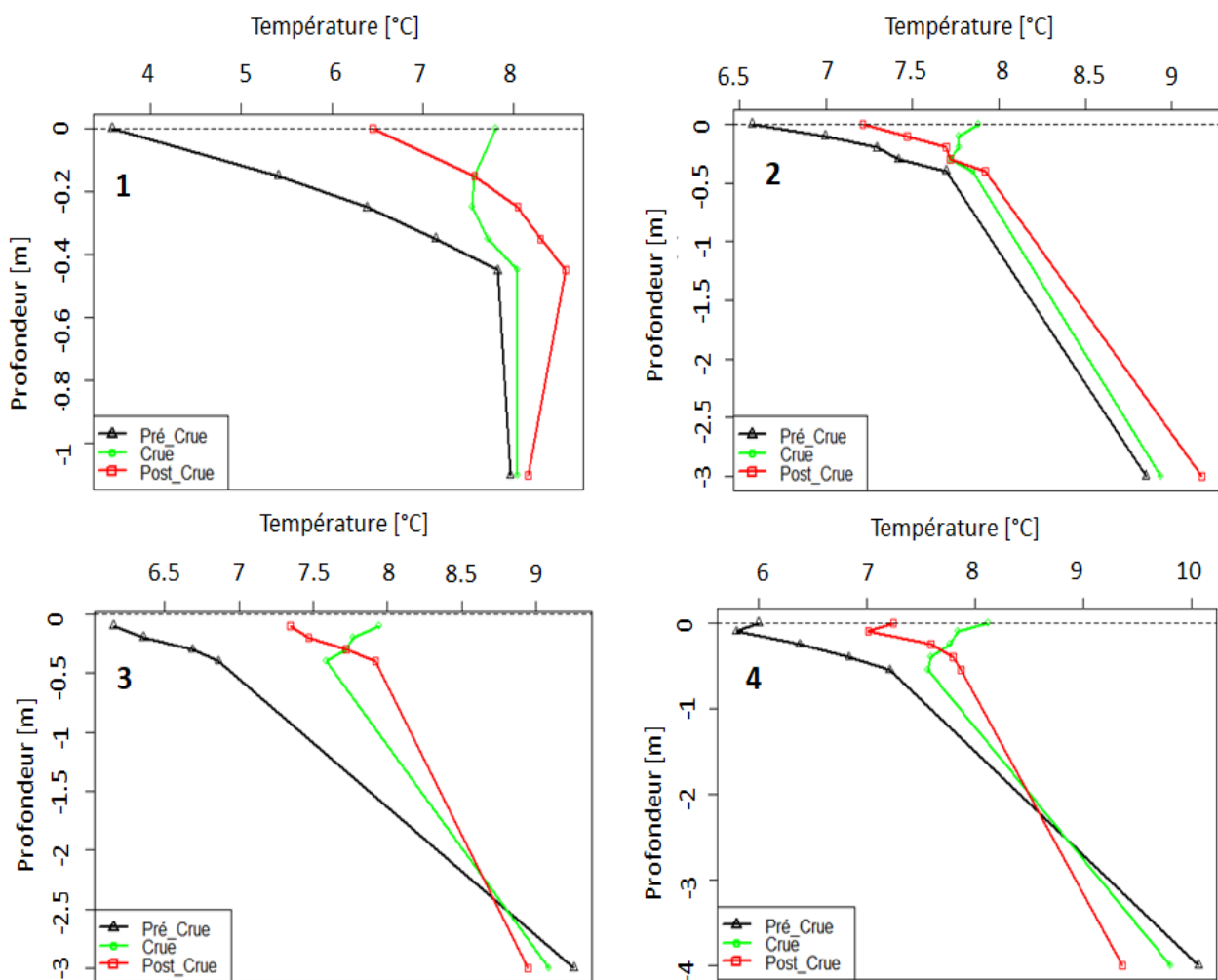


Figure 2.53 : Évolution des profils de température au droit des stations MOLONARI pendant l'événement pluvieux

c) Période d'étiage

La période de sécheresse montre bien que les températures hyporhéiques sont fortement influencées par la température de la rivière et tendent à suivre la même évolution. Le transfert de chaleur s'effectue en grande partie par échanges thermiques à l'interface air-eau. Cette période d'étude montre même des fluctuations diurnes à une profondeur plus élevée dans la ZH. Ceci engendre une réduction du gradient thermique entre les différentes températures hyporhéiques qui est observé au niveau des stations amont 1 et 2. Le gradient thermique semble augmenter de l'amont vers l'aval. Ceci est expliqué précédemment par la largeur de la rivière ainsi que par le substrat de la ZH qui induit une influence plus marquée des forçages atmosphériques sur la température du cours d'eau et les températures hyporhéiques en amont (Fig. 2.54). La rivière est de faible largeur en amont, sans couvert végétal et son lit est constitué de limon et d'argiles alors qu'à l'aval, la rivière est large et constituée de colluvions. (Fig. 2.55). Un gradient thermique plus élevée s'établit en aval du bassin ce qui peut traduire une hétérogénéité plus forte au niveau des stations aval.

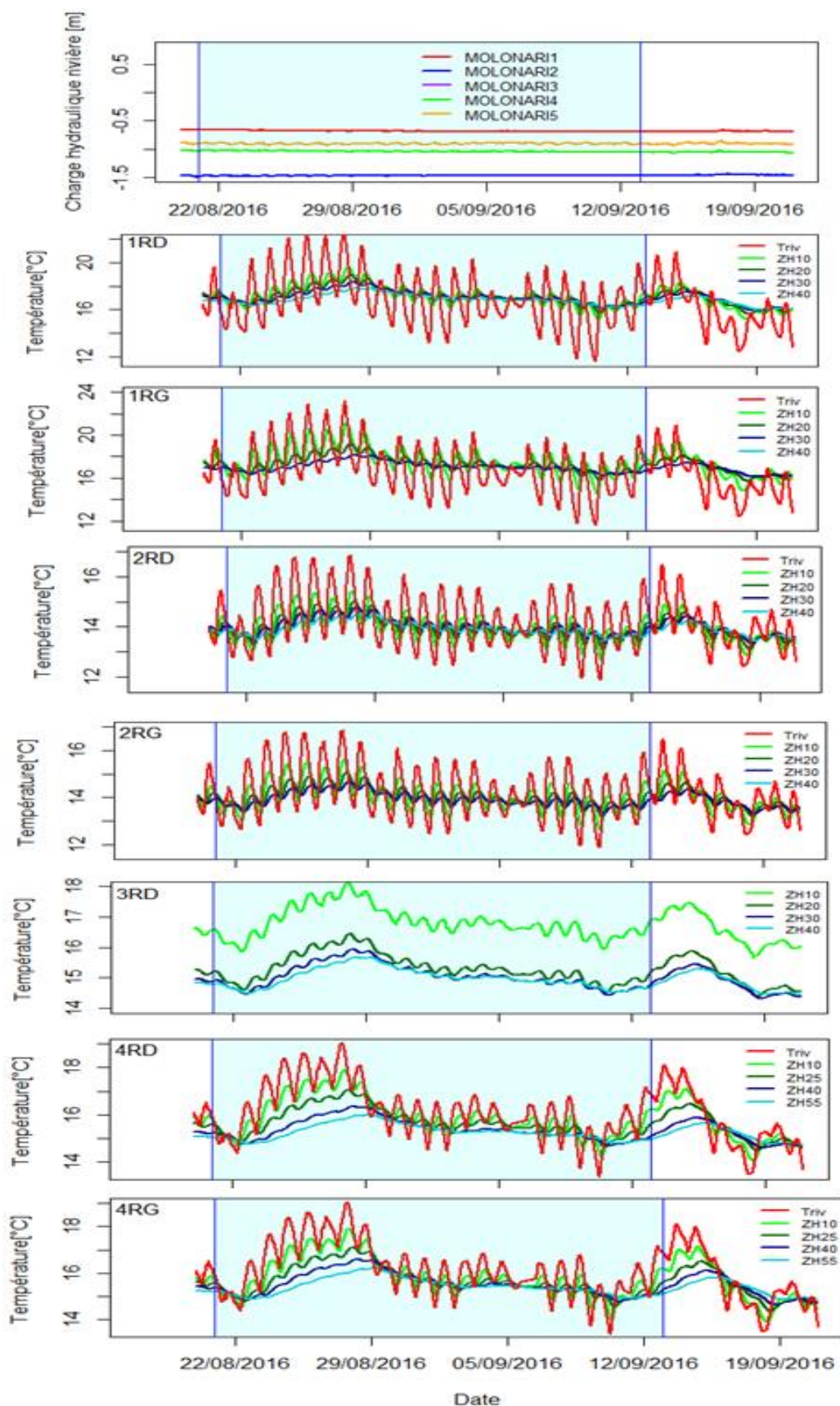


Figure 2.54 : Chroniques de températures observées à différentes profondeurs de la ZH au niveau des stations MOLONARI amont et intermédiaires pendant la période d'étiage (RD : rive droite et RG : rive gauche).

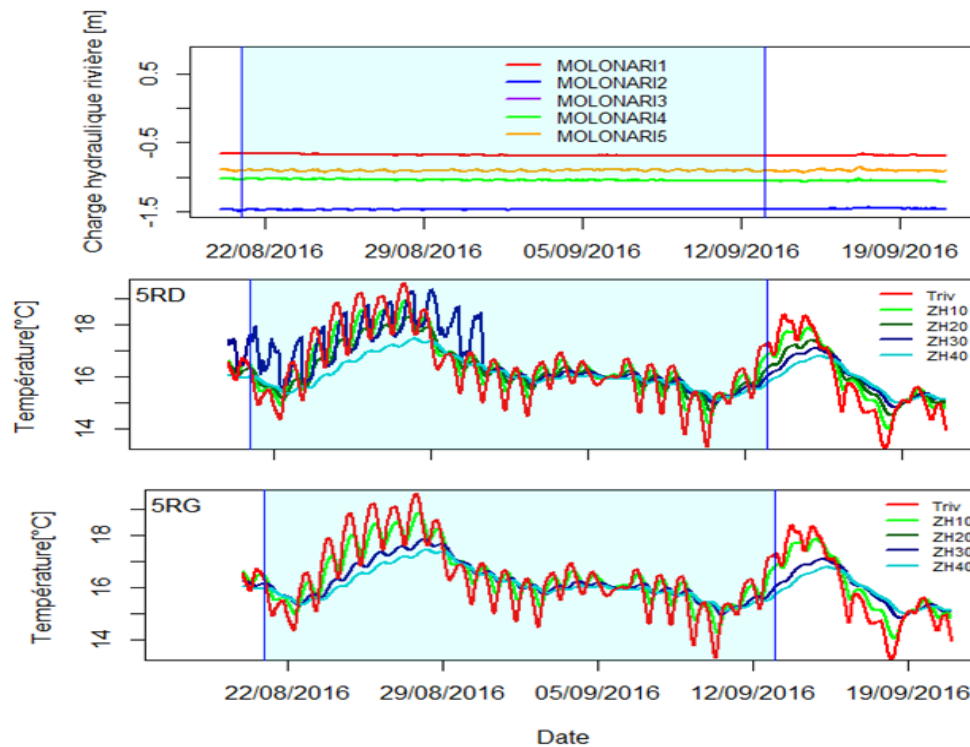


Figure 2.55 : Chroniques de températures observées à différentes profondeurs de la ZH au niveau de la stations MOLONARI aval pendant la période d'étiage (RD : rive droite et RG : rive gauche).

2.5 Interprétation des données

Afin de caractériser le fonctionnement du bassin, des méthodes d'analyse des données acquises telles que les analyses corrélatoires sont appliquées aux chroniques hydrodynamiques (pluie, débit, piézométrie) ainsi que sur les chroniques de température. L'objectif de l'analyse de séries temporelles est d'analyser un signal afin de tirer un ensemble d'informations pour caractériser le système étudié. Les analyses statistiques de séries temporelles permettent d'étudier les relations qui existent entre deux chroniques.

La méthode de corrélation croisée est appliquée sur des chroniques pluriannuelles de précipitations, de débit, de niveaux piézométriques ainsi que sur des chroniques de température. Cette méthode consiste à calculer le coefficient de corrélation entre deux séries décalées dans le temps. La corrélation croisée fournit des informations sur l'intensité de corrélation ; le décalage temporel décrit par le temps de réponse d'une variable à une autre ainsi que les relations qui existent entre deux chroniques. La fonction de corrélation croisée $r_{xy}(k)$ est définie par l'Eq. 2.6 et l'Eq. 2.7 (G.Box et al., 1994):

$$r_{xy}(k) = \frac{c_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y} \quad (\text{Équation 2.6})$$

$$c_{xy}(k) = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^{N-k} (x_t - \bar{x}) - (y_{t+k} - \bar{y}) \quad (\text{Équation 2.7})$$

Où : k est le décalage temporel, x_t la valeur de la série x au temps t , y_t la valeur de la série y au temps t , $\bar{x}$ et $\bar{y}$ les moyennes des deux chroniques, σ_x et σ_y , les écarts-types des deux chroniques.

Si $r_{xy}(k) > 0$ pour $k > 0$ alors le signal d'entrée est précurseur par rapport au signal de sortie et les deux signaux sont corrélés ; si $r_{xy}(k) < 0$ pour $k > 0$ alors le signal d'entrée est précurseur par rapport au signal de sortie et les deux signaux sont anti-corrélés, si $r_{xy}(k) > 0$ pour $k < 0$ alors le signal de sortie est précurseur par rapport au signal d'entrée et les deux signaux sont corrélés, si $r_{xy}(k) < 0$ pour $k < 0$ alors le signal de sortie est précurseur par rapport au signal d'entrée et les deux signaux sont anti-corrélés. Si la fonction de corrélation croisée est symétrique et centrée en zéro alors les deux signaux (entrée et sortie) réagissent en même temps à un troisième signal indépendant. Le temps de réponse est défini comme le décalage temporel k lorsque $r(k) = \max [r_{xy}(k)]$.

Des coefficients de corrélation de Pearson ont aussi été calculés afin d'examiner les relations entre les différentes variables.

2.5.1 Variations piézométriques

La méthode de corrélation croisée est appliquée sur des chroniques pluviométriques pluri-annuelles en entrée et des chroniques piézométriques en sortie pour la période 2012-2017 ce qui permet d'étudier la réponse des piézomètres aux événements pluvieux et de donner des informations sur la spatialisation des écoulements au sein de l'aquifère.

2.5.1.1 Variations des niveaux piézométriques au niveau des berges

Les fonctions de corrélations croisées sont semblables pour la majorité des piézomètres de berge étudiés (Fig. 2.56). Plusieurs paramètres peuvent être déterminés à partir de l'étude des fonctions de corrélation croisées : le coefficient de corrélation maximum, le temps de réponse ainsi que la largeur du pic principal. Le coefficient de corrélation maximum permet de définir l'intensité de corrélation entre deux variables, la largeur du pic décrit la nature du système et le temps de réponse est caractérisé par le décalage temporel. La comparaison entre ces paramètres aide à caractériser le fonctionnement des aquifères.

Ces fonctions présentent un pic principal suivi par une lente décroissance. Cette décomposition en deux parties peut souligner la dualité du comportement des aquifères : une première partie correspond au pic qui traduit un effet transmissif, suivie par une deuxième partie correspondant à une lente décroissance par effet capacitif.

Les valeurs de coefficients de corrélation croisée pluie-piézométrie (r_k) maximales varient entre 0.114 (PZPS2) et 0.41 pour le piézomètre PZPS13 situé au niveau de la rive gauche de la rivière en aval du bassin. Le coefficient de corrélation maximum semble augmenter de l'amont vers l'aval (Tab. 2.16).

Le décalage temporel ou le temps de réponse est le temps de réaction du niveau piézométrique aux précipitations. Pour les piézomètres du bassin des Avenelles, les temps de réponse sont de l'ordre de 2 jours pour tous les piézomètres de berge alors qu'ils varient de 3 à 28 jours pour les piézomètres de plateau. Le PZPS4 a le temps le plus long, les temps de réponse sont faibles en général et soulignent une réponse lente des aquifères aux événements pluvieux.

La largeur du pic peut définir la nature du système étudié. Si le pic est plus étroit, le système est moins inertiel. Pour la station amont MOLONARI 1, le pic de PZPS2 est le plus large et le pic de PZPS3 est le plus étroit. Cela s'explique par le fait que PZPS3 est moins profond que PZPS2 donc il réagit plus vite à l'événement pluvieux. En aval du bassin, pour la station MOLONARI 5, le pic de PZPS13 est plus étroit que celui de PZPS12. Le PZPS13 est dans les laisses de crues constitué de dépôt de sable, d'argile et de colluvions alors que le PZPS12 est dans les limons. Les infiltrations aux niveaux du PZPS13 sont donc plus rapide, ce qui explique sa réactivité.

Tableau 2.16 : Coefficient de corrélation maximum et temps de réponse des fonctions de corrélation croisée pluie-niveau piézométrique des berges

Station	Piézomètre	Coefficient de corrélation maximum	Temps de réponse (jours)
MOLONARI 1	PZPS2	0.11	2
	PZPS2bis	0.23	2
	PZPS3	0.27	2
	PZPS31	0.26	2
	PZPS31bis	0.21	2
	PZPS34	0.2	2
	PZPS34bis	0.23	2
MOLONARI 2	PZPS5	0.4	2
MOLONARI 3	PZPS7	0.35	2
MOLONARI 4	PZPS8	0.31	2
MOLONARI 5	PZPS12	0.31	2
	PZPS13	0.41	2

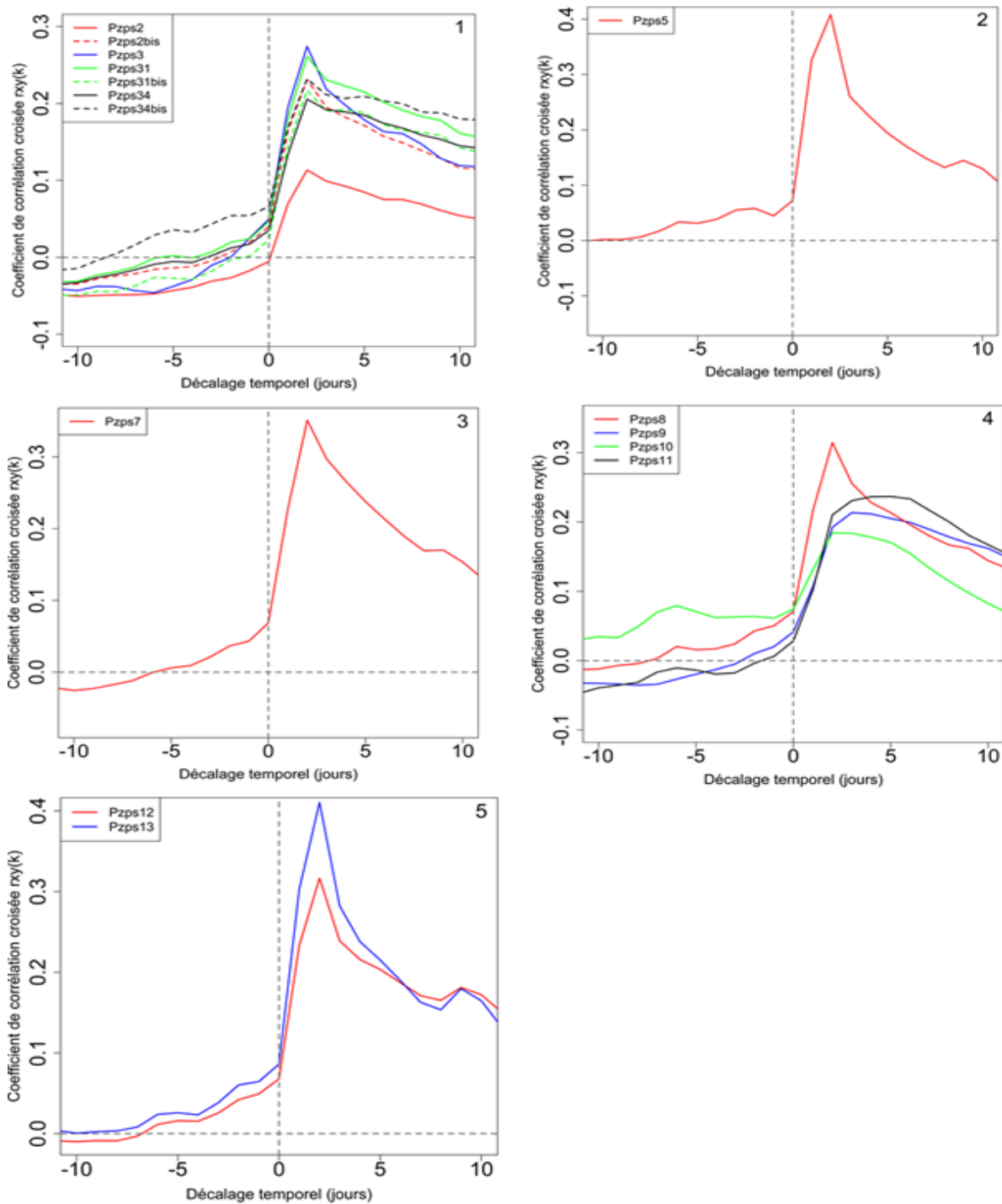


Figure 2.56 : Fonctions de corrélation croisée entre la pluie et le niveau piézométrique pour les cinq stations MOLONARI pour la période 2012-2017. Les calculs sont effectués à un pas de temps journalier

2.5.1.2 Variations des niveaux piézométriques au niveau du plateau

Les niveaux piézométriques observés dans les piézomètres de plateau présentent un signal un peu différent que les niveaux observés au niveau des berges avec un pic plus large et moins rapide et une décroissance plus courte. Les valeurs de coefficients de corrélation croisée pluie-piézométrie (r_k) varient entre 0.005 pour le piézomètre PZPS4 et 0.056 pour le piézomètre PZPS1. Les temps de réponse

varient de 9 jours (PZPS6) à 28 jours (PZPS4) (Tab. 2.17). Les pics de PZPS1 et PZPS6 sont plus étroits que le pic de PZPS4 qui semble écrasé. Ce piézomètre qui a un coefficient de corrélation très faible semble être un piézomètre très inertiel (Fig. 2.57).

Les valeurs de coefficients de corrélation croisée pluie-piézométrie (r_k) au niveau du transect de Derrier (Fig. 2.58) varient entre 0.065 à 0.22 avec des temps de réponse qui varient entre 2 et 10 jours. PZ1, situé au niveau des berges présente un temps de réponse le plus court avec le coefficient de corrélation le plus élevé alors que ceux situés au niveau du plateau (PZ2 et PZ3) sont moins corrélés à la pluie et présentent des temps de réponse plus longs de l'ordre de 10 jours.

Tableau 2.17: Coefficient de corrélation maximum et temps de réponse des fonctions de corrélation croisée pluie-niveau piézométrique de plateau

Station	Piézomètre	Coefficient de corrélation maximum	Temps de réponse (jours)
Plateau	PZPS1	0.056	13
	PZPS4	0.005	28
	PZPS6	0.04	9
Transect-Derrier	PZ1	0.22	2
	PZ2	0.082	10
	PZ3	0.065	10

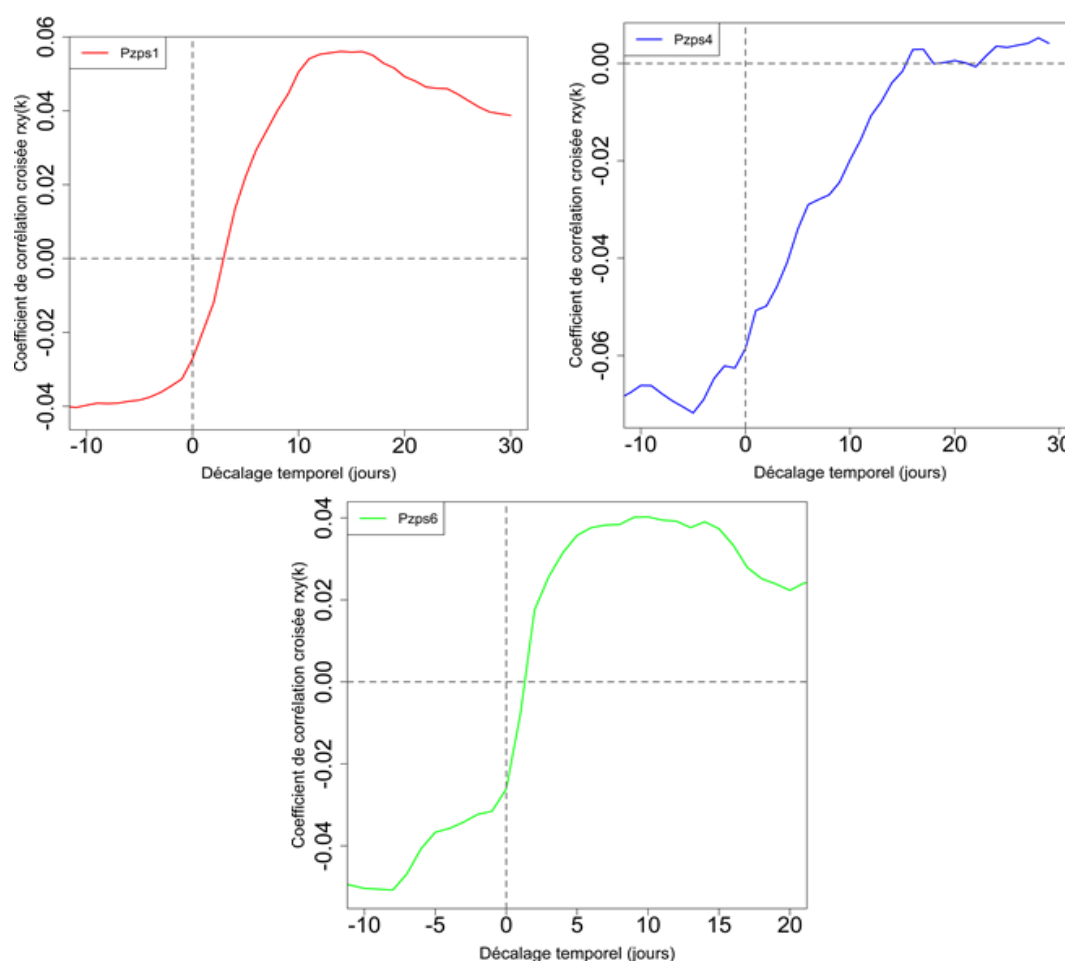


Figure 2.57 : Fonctions de corrélation croisée entre la pluie et le niveau piézométrique pour les piézomètres de plateau pour la période 2012-2017.

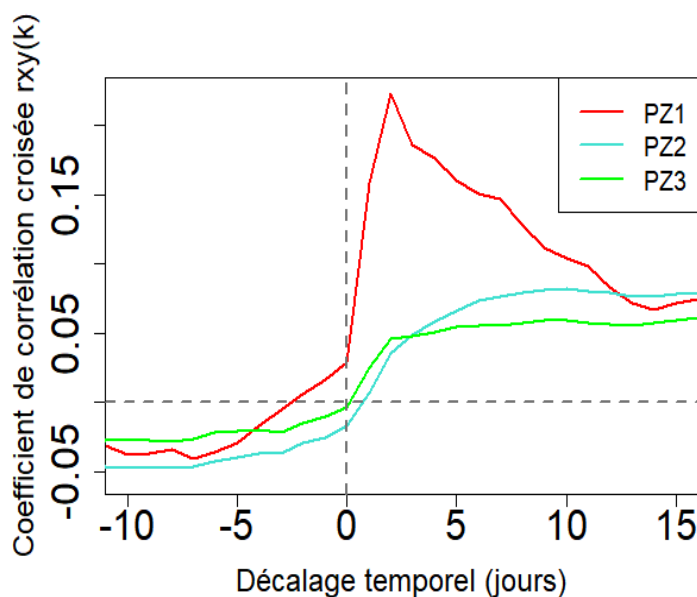


Figure 2.58 : Fonctions de corrélation croisée entre la pluie et le niveau piézométrique pour les piézomètres au niveau du transect de Derrier pour la période 2012-2017.

2.5.2 Réactions des piézomètres de berge à la hauteur d'eau dans la rivière

La méthode de corrélation croisée est appliquée sur des chroniques pluri-annuelles de niveau d'eau dans la rivière en entrée et des chroniques piézométriques en sortie pour la période 2012-2017 ce qui permet d'étudier la réponse des niveaux piézométriques aux variations des niveaux d'eau dans la rivière (Fig. 2.59). Les fonctions de corrélations croisées montrent un profil semblable pour les cinq stations MOLONARI étudiées. Tous les profils présentent un pic à 0 ce qui signifie que les deux signaux (entrée et sortie) réagissent en même temps à un troisième signal indépendant qui est la pluie. Ceci montre que les interactions entre les niveaux d'eau des berges et le niveau de la rivière sont très dépendants. Les valeurs de coefficients de corrélation (r_k) maximum varient entre 0.534 pour le PZPS2 et 0.854 pour le piézomètre PZPS8 (Tab. 2.18).

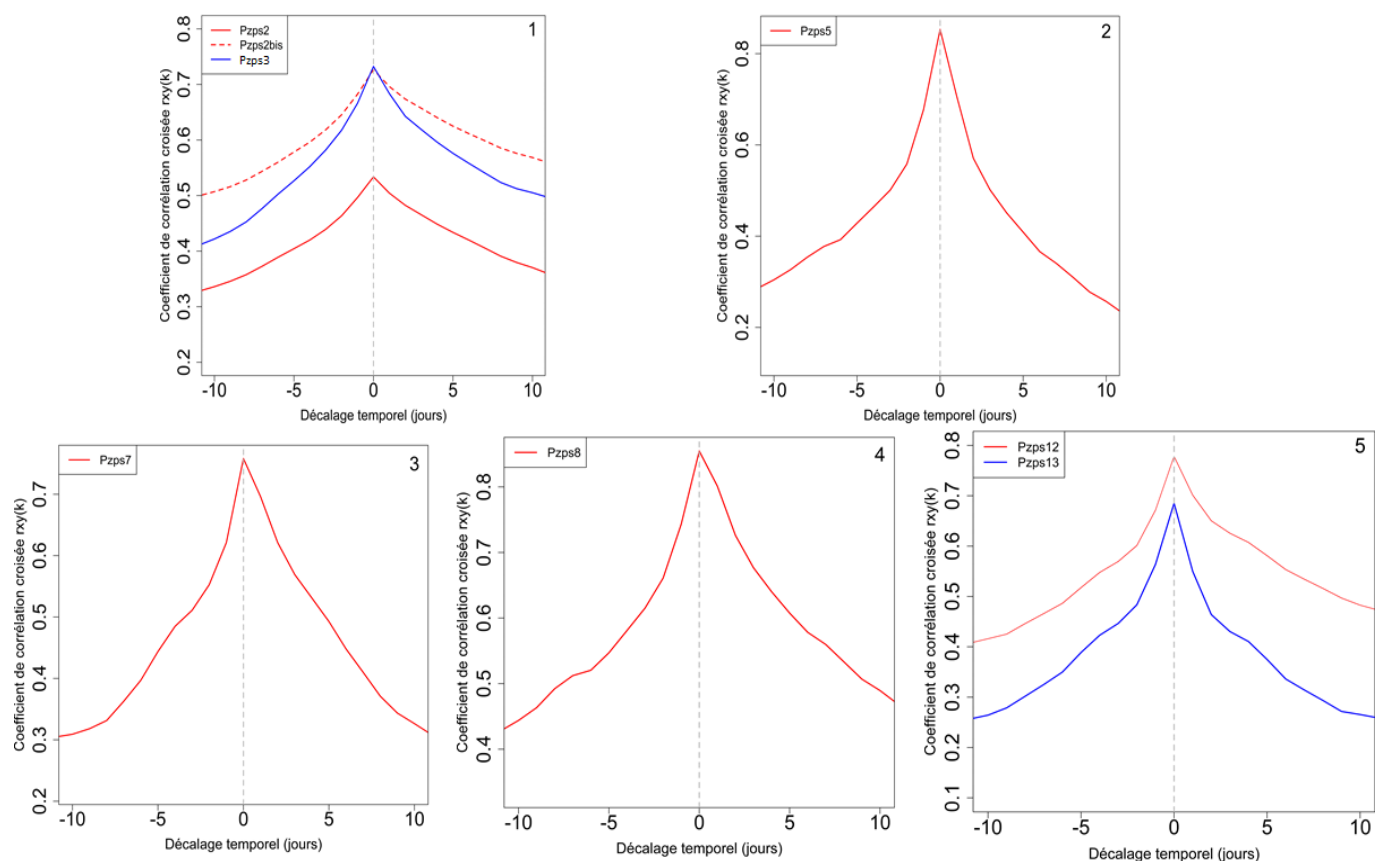


Figure 2.59: Fonctions de corrélation croisée entre la hauteur d'eau dans la rivière et les piézomètres de berge pendant la période 2012-2017

Tableau 2.18: Coefficient de corrélation maximum des fonctions de corrélation croisée niveau d'eau dans la rivière et le niveau piézométrique des berges

Station	Piézomètre	Coefficient de corrélation maximum
MOLONARI 1	PZPS2	0.53
	PZPS2bis	0.73
	PZPS3	0.73
MOLONARI 2	PZPS5	0.85
MOLONARI 3	PZPS7	0.75
MOLONARI 4	PZPS8	0.85
MOLONARI 5	PZPS12	0.78
	PZPS13	0.68

2.5.3 Réactions des niveaux piézométriques et hauteurs d'eau de la rivière aux variations de débit

La méthode de corrélation croisée est appliquée sur des chroniques pluri-annuelles de débit en entrée et des chroniques piézométriques ainsi que des hauteurs d'eau de rivière en sortie pour la période 2012-2017. Cette méthode est appliquée à la station aval du bassin (MOLONARI 5) vu sa proximité à la station limnimétrique située à l'exutoire du bassin. La Fig. 2.60 montre un pic principal suivi par une lente décroissance pour les niveaux piézométriques et le niveau d'eau dans la rivière. Le temps de réponse est de l'ordre de 1 jour pour le niveau d'eau dans la rivière et les piézomètres. Le coefficient de corrélation maximum le plus élevé est observé au niveau de PZPS13 qui semble être le plus corrélé aux variations de débit en aval du bassin (Tab. 2.19).

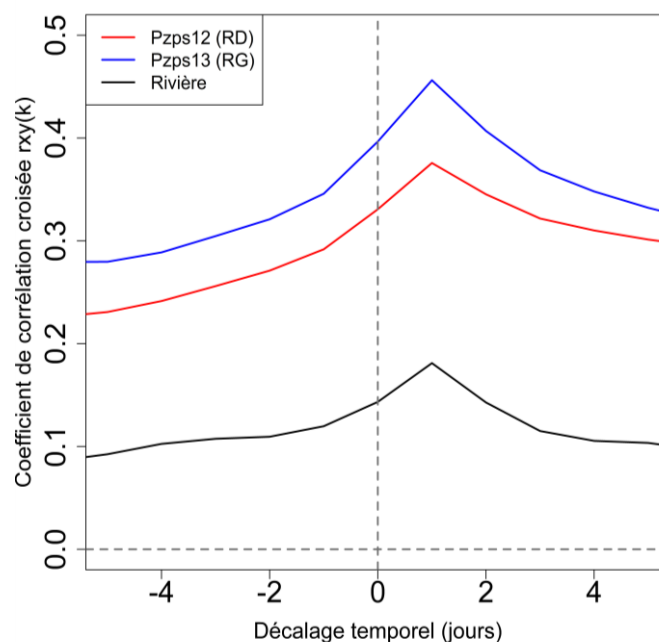


Figure 2.60 : Fonctions de corrélation croisée entre le débit et la variation du niveau d'eau de rivière et les piézomètres de rive droite (RD) et rive gauche (RG) de la station 5 à l'aval du bassin pour la période 2012-2017

Tableau 2.19: Coefficient de corrélation maximum des fonctions de corrélation croisée et le temps de réponse entre le niveau d'eau dans la rivière et le niveau piézométrique

Station	Piézomètre	Coefficient de corrélation maximum	Temps de réponse (j)
MOLONARI 5	Rivière	0.181	1
	PZPS12	0.376	1
	PZPS13	0.45	1

2.5.4 Échanges d'eau nappe-rivière

Une exfiltration se produit lorsque la nappe alimente la rivière ($h_{\text{nappe}} - h_{\text{rivière}} > 0$) alors qu'une infiltration se produit lorsque la nappe draine la rivière ($h_{\text{nappe}} - h_{\text{rivière}} < 0$). Ceci donne une indication sur l'orientation possible des flux d'échange mais ne donne pas d'indication quantitatif puisque le gradient de charge va être modulé par la perméabilité du milieu poreux.

La Fig. 2.61 montre la variation des niveaux d'eau entre les piézomètres de bordure et celui de la rivière à l'échelle du tronçon de la rivière des Avenelles sous forme des différences de charges calculées entre ces deux compartiments pour les 5 stations étudiées. Cette variabilité spatio-temporelle des échanges d'eau entre les différentes sections est liée à la différence de nature du contact entre la nappe et la rivière (nature du substrat géologique sur lequel coule la rivière, variation topographique du lit de la rivière) et à la variabilité spatio-temporelle des forçages météorologiques sur le bassin combiné aux hétérogénéités du domaine souterrain, desquelles résulte le gradient hydrogéologique.

Les sections amont 1 et 2 sont caractérisées par une exfiltration où la rivière draine la nappe de Brie la majorité du temps. Au niveau de la section 3, le cours d'eau est en contact avec les argiles vertes. La rivière draine son champ proche la majorité du temps et l'alimente en période d'étiage, la différence de charge peut atteindre 20 cm. Les sections 4 et 5 sont caractérisées par un fonctionnement

saisonnier qui peut s'accroître avec l'intensité des événements hydrologiques. Ces deux sections sont infiltrantes la majorité du temps et la différence de charge peut atteindre 50 cm en période d'étiage. Les échanges nappe-rivière sont également modulés par les propriétés physiques de la ZH qui ont un impact sur la quantité et le sens des échanges.

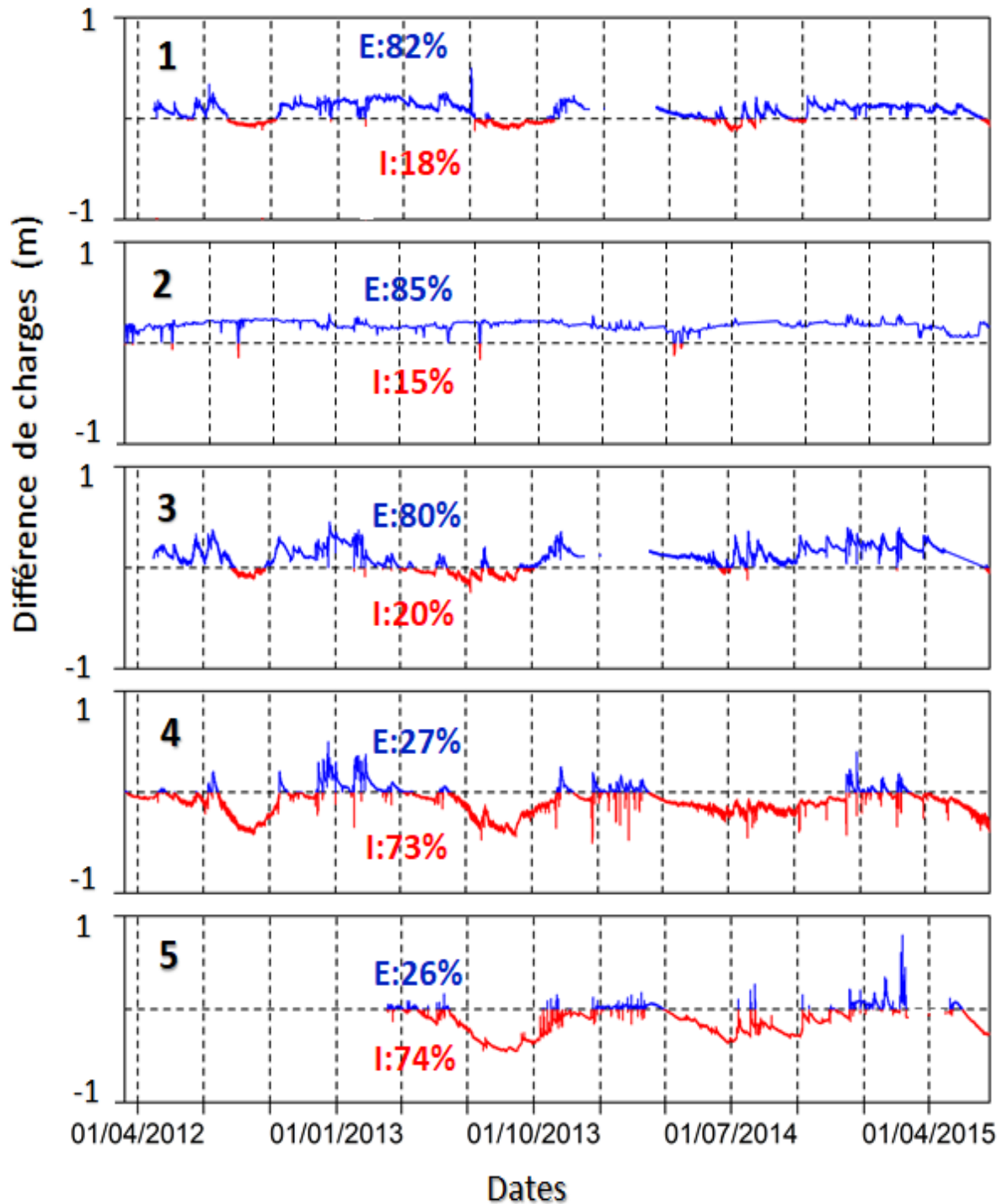


Figure 2.61: évolution spatiale et temporelle de la différence de charge entre la nappe et la rivière pour les 5 stations MOLONARI (exfiltration (E) illustrée en bleue et infiltration (I) illustrée en rouge)

2.5.5 Réponse de la température de la rivière à la température de l'air

Les températures de la rivière sont fortement corrélées aux températures de l'air. Toutes les rivières présentent des coefficients de corrélation maximums positifs et statistiquement significatifs. Le décalage temporel indique que les températures de l'eau répondent rapidement aux fluctuations de la température de l'air (Fig. 2.62).

Les résultats de calcul des fonctions de corrélation croisée des séries temporelles de la température de l'air et celle de la rivière montrent une réponse plus rapide de la rivière en amont (station MOLONARI 1) avec un coefficient de corrélation maximum de 0.96 et un temps de réponse à la température de l'air de l'ordre 1 jour. La rivière en aval (Station MOLONARI 5) présente le plus faible coefficient de corrélation maximum de 0.88 et un temps de réponse de 2 jours. Ceci s'explique par les caractéristiques de la rivière. Cette station aval caractérisée par des variations atténuées par la densité de végétation et par la largeur du cours d'eau.

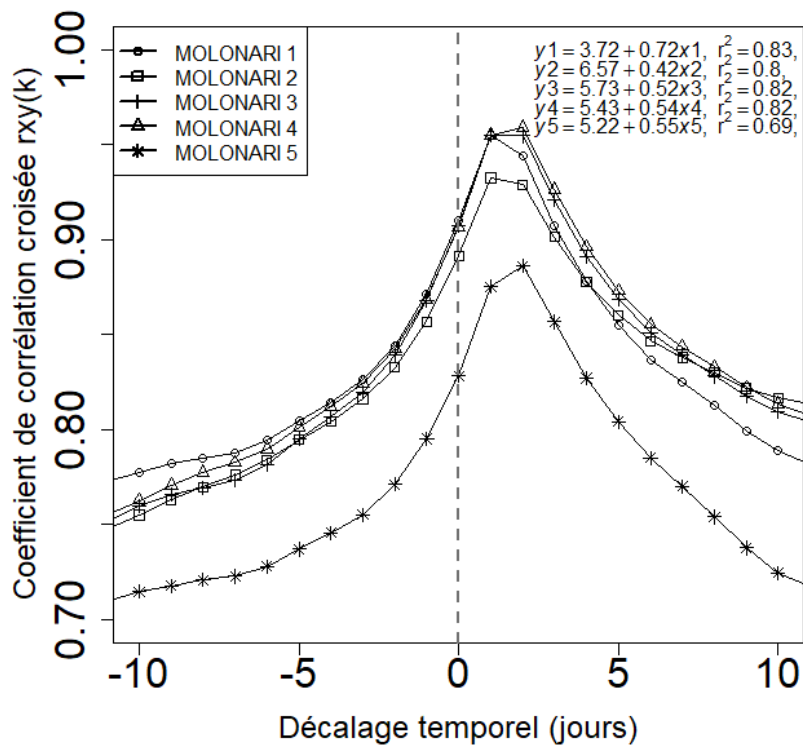


Figure 2.62 : Fonctions de corrélation croisée entre la température de la rivière et la température de l'air pour les cinq stations MOLONARI pour la période 2012-2017

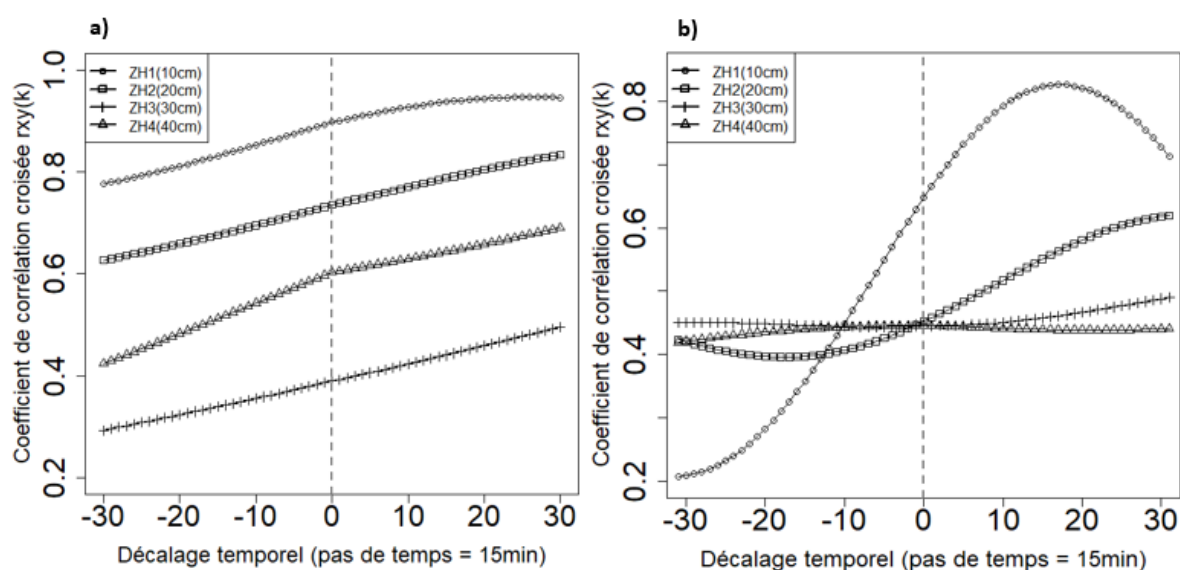
2.5.6 Variation de la température dans la ZH

Les analyses de corrélation croisées correspondant aux corrélations entre les séries temporelles de la température de l'eau de la rivière avec les séries temporelles de la température aux différentes profondeurs de la ZH sont étudiées pendant des périodes d'infiltration et exfiltration hivernale et estivale. Les températures utilisées sont celles enregistrées en hiver pendant le mois de décembre 2016 et en été pendant le mois de juillet 2013. Le choix de ces deux périodes est effectué en se basant sur la présence des données continues sur tout le mois pour les deux stations amont (1) et aval (5).

Ces périodes sont choisies afin de comparer les tendances saisonnières de la température de la rivière aux températures de la ZH. Les fonctions de corrélation croisées sont ainsi calculées pour un décalage de 15 min (Tab. 2.20).

Les températures de la rivière et la température hyporhéiques superficiels sont bien corrélées et présentent des coefficients de corrélation maximum qui varient entre 0.32 et 0.87 en hiver et entre 0.45 et 0.85 en été. La forme du corrélogramme varie entre les deux stations et présente des asymétries par rapport à l'axe des Y. L'asymétrie indique que le pic de la température au niveau de la ZH précède celui de la rivière. Le cas d'infiltration estivale (observée au niveau de la station MOLONARI 1) présente un aspect plus courbé présentant des pics qui s'atténuent en profondeur et un coefficient de corrélation maximum de 0.8 au niveau du capteur le moins profond ZH1. Le temps de réponse de la température de la ZH à la température de la rivière est de l'ordre de 4h au niveau de ZH1 (Fig. 2.63b). L'analyse des fonctions de corrélation croisée montre que les températures de la ZH sont moins corrélées avec la température de la rivière en profondeur et présentent des temps de réponse généralement plus longs.

Au niveau de la station MOLONARI 5, le pic du coefficient de corrélation croisée se produit avec un décalage temporel négatif dans la majorité des cas, ce qui signifie que la température de la rivière atteint son pic après les températures hyporhéiques à différentes profondeurs pendant ces deux périodes d'étude (Fig. 2.64).



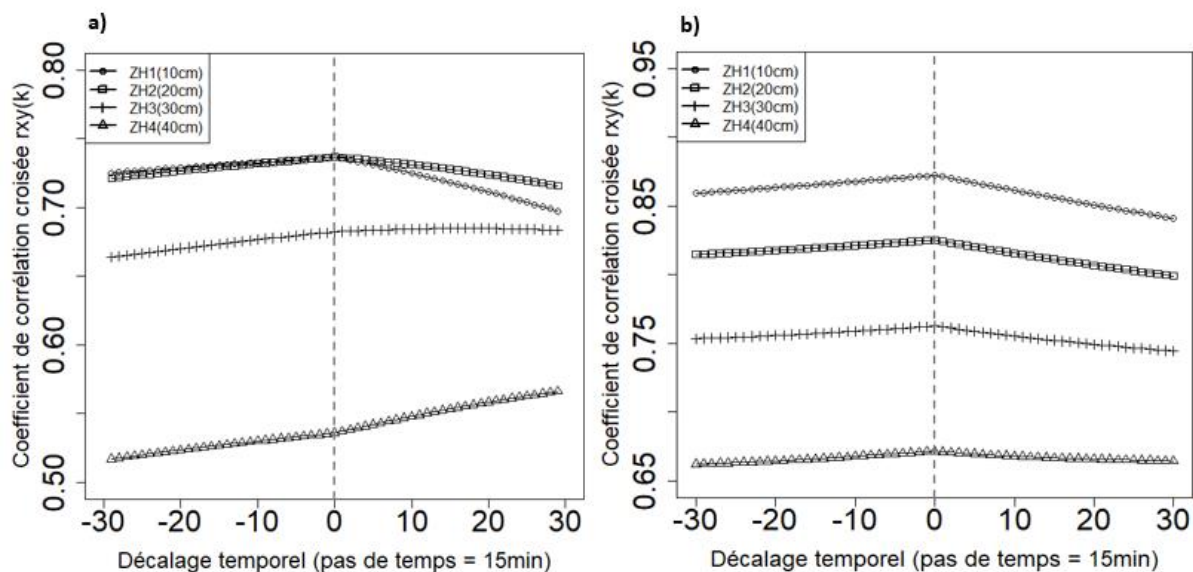


Figure 2.64 : Coefficients de corrélation entre la température de la rivière et les températures hyporhéiques pour la station MOLONARI 5 a) : Hiver ; b) Eté

Tableau 2.20: Coefficient de corrélation maximum des fonctions de corrélation croisée et le temps de réponse entre la température de la rivière et la température de la zone hyporhéique en hiver (Décembre 2016) et en été (Juillet 2013)

Station	Période	Coefficient de corrélation maximum		Temps de réponse (h)	
MOLONARI 1	Hiver (Décembre 2016) (Exfiltration)	ZH1(15 cm)	0.85	ZH1	6
		ZH2(25 cm)	0.83	ZH2	7.5
		ZH3(35cm)	0.5	ZH3	7.5
		ZH4(45cm)	0.32	ZH4	>7.5
	Eté (Juillet 2013) (Infiltration)	ZH1(15 cm)	0.83	ZH1	4.25
		ZH2(25 cm)	0.62	ZH2	7.75
		ZH3(35cm)	0.5	ZH3	7.75
		ZH4(45cm)	0.45	ZH4	7.75
MOLONARI 5	Hiver (Décembre 2016) (Infiltration)	ZH1(10 cm)	0.74	ZH1	-0.75
		ZH2(20 cm)	0.74	ZH2	-0.5
		ZH3(30cm)	0.69	ZH3	1.25
		ZH4(40 cm)	0.57	ZH4	7.25
	Eté (Juillet 2013) (Infiltration)	ZH1(10 cm)	0.87	ZH1	-0.25
		ZH2(20 cm)	0.82	ZH2	-0.5
		ZH3(30 cm)	0.76	ZH3	-0.5
		ZH4(40 cm)	0.67	ZH4	-0.75

2.6 Synthèse du fonctionnement hydrique et thermique du bassin des Avenelles

Les mesures de terrain ont consisté à maintenir un réseau de mesure mis en place dans le cadre du programme de recherche PIREN-Seine. Ce réseau de mesure est composé de piézomètres et de stations d'échange nappe-rivière (stations MOLONARI) permettant le suivi en continu des hauteurs d'eau et des températures dans les différents compartiments de l'hydrosystème ainsi que des profils verticaux de température dans la ZH.

L'analyse des données de terrain a permis de décrire le régime hydrologique et thermique du bassin. Les précipitations sont homogènes tout au long de l'année alors que les débits en rivière et les hauteurs d'eau des nappes montrent des variations saisonnières. Ceci suggère une évapotranspiration plus importante en été qu'en hiver. Les hautes eaux sont observées en hiver, de décembre à mars inclus (avec un maximum en janvier), et les basses eaux en été, de juillet à septembre (minimum au mois d'août et septembre). Depuis les années 2000, de nombreux débits extrêmes sont observés au mois de juin. Les hauteurs d'eau des berges suivent les mêmes fluctuations journalières que les débits de rivière, contrairement aux hauteurs d'eau des nappes qui varient saisonnièrement. Le niveau des nappes augmente de mi-novembre à mars et diminue d'avril à octobre. Les différences de charges entre les niveaux d'eau mesurés dans les berges et dans la rivière suggèrent que la station amont (station 1) est majoritairement exfiltrante avec des périodes d'infiltration en été. La station 2 amont est quant à elle majoritairement exfiltrante mais celle-ci est soumise à un pompage en berge. Les données de hauteurs d'eau suggèrent que les 2 dernières stations en aval sont majoritairement infiltrantes avec des périodes d'exfiltration en période des hautes eaux.

Le régime thermique des cours d'eau est directement corrélé à la température de l'air. La variation de la température des cours d'eau montre des fluctuations journalières et saisonnières. Les maximums de température interviennent au mois de juillet et les minima au mois de janvier. Les températures varient de 0 à 37 °C pour les cours d'eau amont et de 0 à 21 °C pour le cours d'eau aval. Les variations sont atténuées par la densité végétale, la hauteur d'eau dans la rivière et la largeur du cours d'eau. Le cours d'eau amont comporte une ripisylve un peu dense. De plus, la hauteur d'eau est faible dans le cours d'eau amont (hauteur d'eau au-dessus du lit de la rivière). Ceci induit des variations diurnes plus marquées sur les petits cours d'eau amont que les cours d'eau aval et des températures estivales plus importantes pour la station amont que les autres stations. La température des nappes est stable de l'ordre de 11°C. Elle augmente de septembre à mars et diminue de mars à août. Ceci suggère une lente diffusion de la moyenne de la température de l'air jusqu'à la nappe et un taux d'infiltration faible. Une tendance d'augmentation de 0.5°C est suggérée pendant les 5 ans de mesure. La température des berges fluctue en suivant la moyenne de la température journalière de la rivière modulée par la température stable des aquifères. Le régime thermique des eaux de la ZH est affecté à la fois par les variations nyctémérales des eaux de surface et par la composante saisonnière des eaux des aquifères de proche surface.

Le gradient de température entre la rivière et les berges s'inverse entre l'été et l'hiver. La conduction va donc suivre le même schéma. La température advectée dans le cas de station infiltrante est la température de la rivière qui refroidit le profil thermique de la ZH en hiver et le réchauffe en été. Dans le cas de station exfiltrante, le processus inverse est observé. Par exemple, la station 1 est exfiltrante, son profil thermique est peu influencé par les variations diurnes de la rivière. Le profil est régulier avec une moindre variation de température pendant l'été. La station 2 soumise à un pompage en berge présente un profil thermique saisonnier impacté par une plus grande pénétration des

variations thermiques de la rivière. Les profils thermiques des deux stations aval (MOLONARI 4 et 5) sont semblables et décrivent des infiltrations avec des profils qui se refroidissent en automne et en hiver et se réchauffent en été. Les profils thermiques saisonniers semblent indiquer des variations de faciès au niveau des 50 cm en dessous du lit de la rivière. Des ratios d'amplitude entre la température de la rivière et les températures hyporhéiques étaient également utilisés afin d'évaluer la différence d'atténuation des amplitudes diurnes entre les différentes stations. Les ratios d'amplitude les plus élevés sont observés en aval alors que le ratio d'amplitude le moins élevé est observé en amont au niveau de la station 1 qui est caractérisée par une exfiltration (Fig. 2.65).

D'autre part, les différentes variables ont été analysées au cours de deux périodes de crue et d'une période d'étiage afin d'étudier l'évolution spatio-temporelle de chaque variable en fonction des conditions hydro-climatiques. La première période est une succession de trois épisodes pluvieux de 17 jours. Cette période présente le pic de crue le plus important pendant toute la période d'étude. La deuxième période est caractéristique des événements moyens de pluie pendant les périodes estivales. Elle présente une courte durée de trois jours. La troisième période est caractéristique des périodes d'étiage.

Les débits et les niveaux piézométriques sont réactifs aux événements pluvieux. Leur réponse hydrologique reflète la variation des processus hydrologiques et l'hétérogénéité de l'aquifère. Une augmentation plus importante des niveaux piézométriques est observée en aval du bassin au niveau du piézomètre de bordure PZPS13 suite au pic de la crue. Quant aux piézomètres de plateau, les niveaux piézométriques réagissent moins vite aux événements pluvieux mais ils augmentent significativement. Le piézomètre de plateau PZPS6 situé à l'est du bassin semble être plus réactif aux variations des conditions climatiques. Les périodes d'étiage sont caractérisées par une diminution importante des débits et des niveaux piézométriques des berges et du plateau.

La réponse de la température de la rivière et des températures hyporhéiques aux événements pluvieux indique généralement des diminutions de température après le pic de crue associées à une diminution de la température de l'air. Cette diminution dépend de l'intensité et de la durée des événements pluvieux. Bien que la température de la rivière présente une légère diminution après la crue, tous les piézomètres de berge présentent une augmentation légère de température de l'ordre de 1°C suite à l'événement pluvieux hormis le piézomètre PZPS5 (Station MOLONARI 2) qui présente un pic très important de l'ordre de 3°C malgré la diminution de la température de l'air pendant le pic de crue. Cela montre que les eaux souterraines gagnent de la chaleur par advection suite à une infiltration des eaux de rivières qui sont plus chaudes pendant cet épisode pluvieux. Les activités anthropiques telles que les pompages observés au niveau de la station MOLONARI 2 ont un grand impact sur le régime thermique des eaux souterraines et de la ZH au niveau de cette station.

La période d'étiage étudiée est caractérisée par une température moyenne de l'air de 21 °C. La réduction de la hauteur d'eau de rivière entraîne une forte augmentation de température dans la rivière en particulier au niveau de la station 1 (amont du bassin). Pendant cette période, les profils de température dans la ZH sont influencés à la fois par la conduction de la température de la rivière et par l'advection de la température de l'aquifère proche surface.

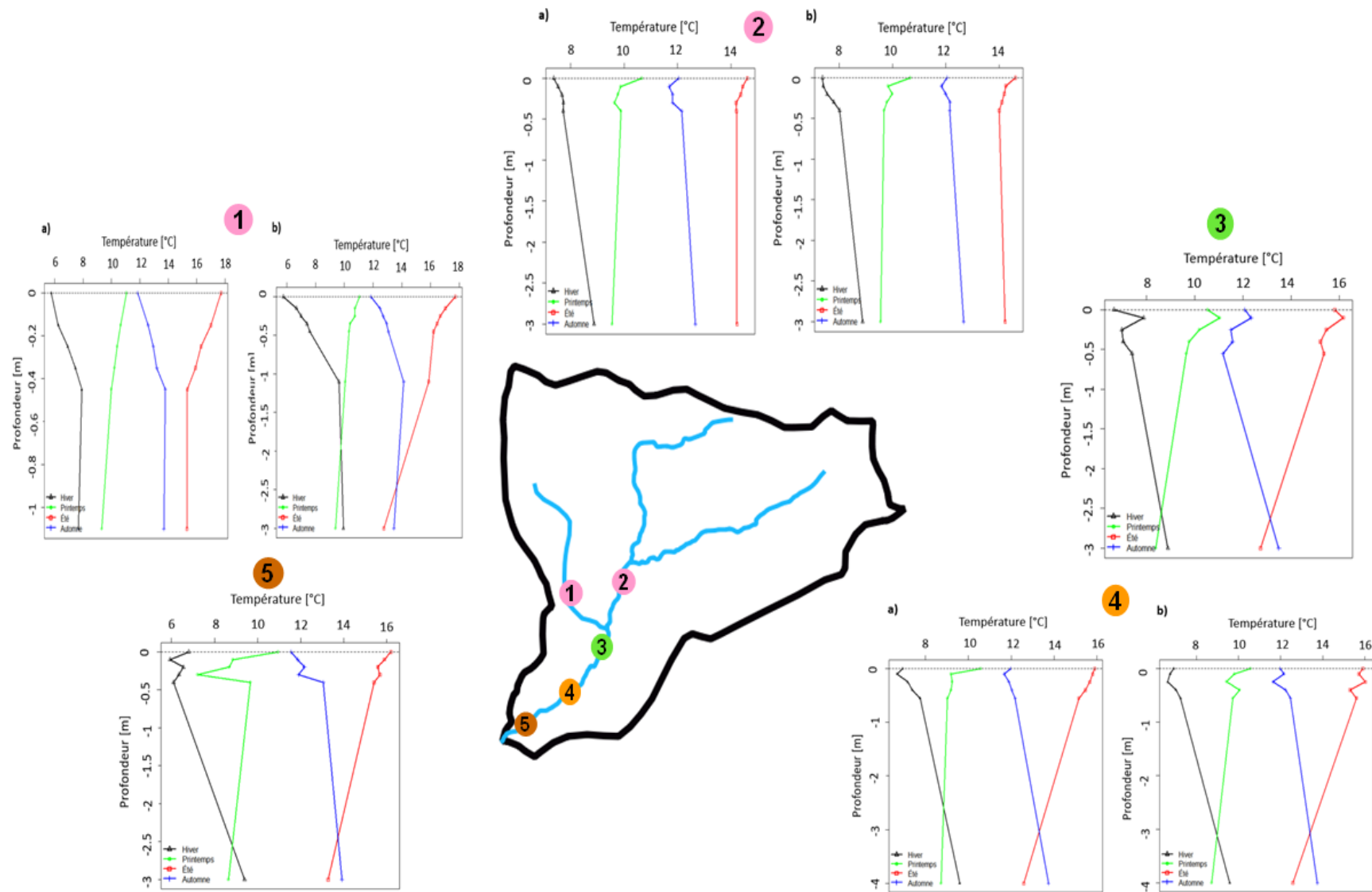


Figure 2.65 : Synthèse des profils de température de la ZH le long du corridor hydraulique du bassin des Avenelles