
Master en hydrogéologie et géothermie
Spécialisation en hydrogéologie

Travail de fin d'étude

**CARACTERISATION ET SUIVI DE LA RELATION ENTRE LE
CANAL D'HAGNECK ET LES CAPTAGES DE GIMMIZ
(AQUIFERE NORD DU SEELAND) SOUS DIFFERENTES
CONDITIONS DE POMPAGE**

Nicolas JAMMET

Mai 2011

**KELLERHALS
+HAEFELI AG**
GEOLOGEN - 3011 BERN

ABSTRACT

In Switzerland and generally under temperate climates, alluvial aquifers linked with surface water constitute important reserves of directly exploitable groundwater for drinking water supply. The Seeland aquifer is representative of such aquifers, which are mainly fed by surface water.

This study focuses on the specific relationship between surface waters (especially the Hagneck canal) and the upstream portion of the North-Seeland aquifer, and the influence of this relationship on the volumes of water collected at the Gimmiz-Walperswil pumping wells, which represent the closest pumping stations to the channel.

First, the general functioning of the aquifer was studied during several months through piezometric surveys, sampling campaigns and use of automatic recorders. A section of water infiltration from channel was identified between Aarberg and the Gimmiz PW5 pumping well. The influence of this infiltrative reach is highlighted by various hydrochemical measurements : the canal water, poor mineralized, dilutes the aquifer water and contributes to the good quality of this part of the North-Seeland aquifer. Depending on the location, the groundwater contains from 40 % to more than 80 % canal water.

The continuous monitoring of temperature data, water levels in the canal and piezometric surface of the aquifer allowed the characterization of the infiltration dynamics of stream water. Infiltration takes place mainly during day time, as a result of the functioning of the hydroelectric plant of Aarberg, situated upstream. Indeed, the functioning of the Aarberg dam induces metric increases of the water level in the channel, entailing an effective infiltration by its banks. During low water period, infiltration is low.

Second, a long duration pumping test in the Gimmiz stations was conducted, in order to monitor the impact of the infiltration dynamics on the composition of the aquifer water. The absence of effective canal water infiltration induces an income of water from the western and northern part of the aquifer, which one characterized by denitrifying reductive conditions and high mineralization rates. More than half of the collected water came from the stock of the aquifer, and the contribution of surface water to the entire pumped water volume is estimated at less than 20 %.

Finally, the observation of the reactivity of the piezometric surface after pumping did not show any significant piezometric level rebound, due to the absence of effective rainfall and to the surface water infiltration mode. The Gimmiz pumping stations seem extremely dependent on the hydroelectric plant of Aarberg, therefore, any significant pumping rate increase should take into account the complexity of the relationship established between the aquifer and the Hagneck channel.

Key-words : North-Seeland aquifer, Gimmiz stations, Hagneck canal, long duration pumping test, hydroelectric plant of Aarberg

RESUME

En Suisse et de manière générale sous climat tempéré, les aquifères alluviaux liés aux eaux de surface constituent des réserves importantes d'eau souterraine directement exploitable pour un réseau de distribution d'eau potable. L'aquifère du Seeland est représentatif de tels aquifères, principalement alimentés par les eaux de surface.

Cette étude s'intéresse à la relation spécifique entre les eaux de surface (le canal d'Hagneck en particulier) et la partie amont de l'aquifère Nord du Seeland, et à l'influence de cette relation sur les volumes d'eau prélevés aux captages de Gimmiz-Walperswil, qui constituent les stations de pompage les plus proches du canal.

Dans un premier temps, le fonctionnement global de l'aquifère a été étudié durant plusieurs mois par des relevés piézométriques, des campagnes d'échantillonnage et à l'aide d'appareils enregistreurs automatiques. Une section d'infiltration principale d'eaux en provenance du canal a été identifiée entre Aarberg et le captage de Gimmiz PW5. L'influence de cette section infiltrante a été mise en évidence à l'aide de divers relevés hydrochimiques : les eaux du canal peu minéralisées diluent les eaux de l'aquifère et contribuent à la bonne qualité de cette partie de l'aquifère Nord du Seeland. Les eaux de la zone d'étude sont constituées de 40 % à plus de 80 % d'eau de surface.

Le suivi continu des données de température, de hauteur d'eau dans le canal et de la surface piézométrique de l'aquifère ont permis de mettre en évidence la dynamique d'infiltration des eaux en provenance du canal. Les infiltrations ont lieu essentiellement durant la journée, lors du fonctionnement de l'usine hydroélectrique d'Aarberg située en amont. Le turbinage du barrage d'Aarberg induit des hausses métriques du niveau au sein du canal qui entraînent une infiltration efficace par ses berges. En basses eaux, l'infiltration est faible.

Dans un deuxième temps, la tenue d'un essai de pompage de longue durée aux captages de Gimmiz a permis de suivre l'impact de la dynamique d'infiltration sur la composition de l'eau au sein de l'aquifère. L'absence d'alimentation efficace par le canal entraîne des prélèvements d'eau dans les sections ouest et nord de l'aquifère, caractérisées par des conditions réductrices dénitrifiantes et une forte minéralisation. Plus de la moitié des eaux prélevées provient du stock de l'aquifère, et la contribution des eaux de surface au volume d'eau pompé est estimé à moins de 20 %.

Finalement, l'observation de la réactivité de l'aquifère après pompage a permis de mettre en évidence l'absence de remontée significative du niveau piézométrique due à l'absence de précipitations efficaces et au mode d'infiltration des eaux du canal.

Les captages de Gimmiz semblent extrêmement dépendants envers l'usine hydroélectrique d'Aarberg, et toute augmentation significative du débit de pompage devrait prendre en compte la complexité de la relation mise en évidence entre l'aquifère et le canal d'Hagneck.

Mots-clés : Aquifère Nord du Seeland, captages de Gimmiz, canal d'Hagneck, essai de pompage longue durée, usine hydroélectrique d'Aarberg

REMERCIEMENTS

Rédiger un texte de remerciements après une longue étude constitue toujours un exercice périlleux. Le témoignage de ma reconnaissance envers les personnes ayant contribué à la réalisation de cette étude voudrait se passer de mots, ceux-ci étant la plupart du temps inappropriés. Une tentative de remerciements a néanmoins été rédigée, afin de tenter de témoigner de ma reconnaissance envers les multiples personnes concernées.

J'espère que cette liste sera exhaustive.

Je souhaite tout d'abord remercier mes directeurs de mémoire, les Professeurs Daniel HUNKELER et Pierre PERROCHET, pour leur encadrement et leur suivi, ainsi que pour l'intérêt apporté à cette étude et la confiance qu'ils m'ont témoigné.

J'aimerais ensuite remercier mes référents, les personnes m'ayant suivi et (re-)dirigé tout au long de cette étude, Antoine BAILLIEUX et Daniel KAESER ; merci à eux pour leur assistance, leur aide sur le terrain, leur relecture de ce travail ainsi que pour les multiples discussions que nous avons pu avoir.

Je me dois également de remercier tout particulièrement M. Christian ISENSCHMID de l'Office des Eaux et des Déchets du Canton de Berne. Son aide au début de mon étude a été décisive et a contribué à la réussite de celle-ci. Merci à lui pour sa grande disponibilité, apportée tout au long de ce travail, et pour les multiples documents fournis librement.

Au sein du même office, je tiens également à remercier M. Herbert ROTHEN pour les données hydrométriques chaleureusement fournies.

Je tiens ensuite à remercier M. Alfred BRECHBÜHLER, responsable des captages de Gimmiz-Walperswil, pour son intérêt apporté à mon étude, sa disponibilité et les différentes données fournies avant et durant l'essai de pompage.

Merci également à M. Christoph WANNER du bureau d'étude Kellerhals+Haefeli AG pour l'échange de données efficace et effectif durant l'essai de pompage, l'intérêt pour mon approche appliquée durant cette étude et les différentes discussions communes des résultats. Je tiens également à remercier le bureau d'étude Kellerhals+Haefeli AG dans son ensemble pour sa prise en charge des coûts de certaines analyses de traceurs artificiels injectés en janvier 2011.

Concernant les personnes externes au Centre d'Hydrogéologie et de Géothermie de Neuchâtel (CHYN), je tiens également à remercier chaleureusement M. Ronald KOZEL, directeur de la section Hydrogéologie à l'Office fédéral de l'environnement (OFEV), pour le contact téléphonique que nous avons pu avoir, pour ses multiples renseignements et pour son intérêt envers ce travail.

La liste des personnes à remercier au sein du CHYN est longue. Je commencerai par remercier M. Roberto COSTA, responsable du matériel et soutien logistique, pour le matériel fourni, ses explications techniques et son aide précieuse sur le terrain.

Merci à Cédric WEBER, Guillaume BERTRAND et Pascale DUCOMMUN pour les analyses effectuées au laboratoire du CHYN et pour leur aide toute spécifique. Merci à Christian MOECK pour ses précieux conseils et discussions relatifs aux eaux du sol.

Je tiens également à remercier tous mes camarades du CHYN m'ayant aidé de multiples façons, et notamment lors des différentes campagnes de terrain : un grand merci à Konan Lambert AMANI, Cybèle CHOLET, Caroline BANCAL, Vanessa AELLEN, Jean MASINI, Jean-Paul TAGRO et mon frère Thomas JAMMET. Merci également à Vanessa AELLEN et Cybèle CHOLET pour leur relecture minutieuse de ce travail.

Merci aux anciens et nouveaux collègues de bureau pour les moments passés ensemble, les diverses discussions et autres éclats de rire : Jean MASINI, Konan Lambert AMANI et Martine DOCOURT-DUCOMMUN.

Je tiens finalement à remercier chaleureusement ma femme Salamatou et mes parents, pour leur soutien indéfectible durant la totalité de mes études ; merci à toi Saly de m'avoir supporté durant tout ce temps et pour toutes nos années passées ensemble.

TABLE DES MATIERES

| | |
|---|-----------|
| 1. INTRODUCTION | 1 |
| 1.1. GÉNÉRALITÉS | 1 |
| 1.2. BUTS DE L'ÉTUDE | 3 |
| 1.3. APPROCHE ET STRUCTURATION | 4 |
| 2. DESCRIPTION DU SITE ET ÉTUDES PRÉLIMINAIRES | 5 |
| 2.1. SITUATION GÉOGRAPHIQUE | 5 |
| 2.2. CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE | 7 |
| 2.2.1. Glaciations et dépôts alluviaux | 7 |
| 2.2.2. Corrections des eaux du Jura | 7 |
| 2.3. LES CAPTAGES DE GIMMIZ-WALPERSWIL | 9 |
| 2.4. ETUDES PRÉLIMINAIRES, ÉTAT DES CONNAISSANCES | 10 |
| 2.4.1. Travaux antérieurs | 10 |
| 2.4.2. Caractéristiques principales de l'aquifère | 11 |
| 2.4.3. Piézométrie de l'aquifère Nord du Seeland | 12 |
| 2.4.4. Eaux de surface, régimes hydrologiques | 13 |
| 2.4.5. Bilans hydrogéologiques | 14 |
| 2.4.6. Hydrochimie, qualité des eaux | 15 |
| 3. MÉTHODOLOGIE | 17 |
| 3.1. UNE APPROCHE EN DEUX TEMPS | 17 |
| 3.2. TRAVAUX DE TERRAIN EFFECTUÉS | 18 |
| 3.2.1. Constitution d'un réseau d'observation | 18 |
| 3.2.2. Terrain et appareillages avant essai de pompage | 19 |
| 3.2.3. Suivi de l'essai de pompage et de la remontée | 19 |
| 3.2.4. Paramètres de terrain mesurés | 20 |
| 3.3. PARAMÈTRES ÉTUDIÉS EN LABORATOIRE | 21 |
| 3.3.1. Ions majeurs et titre alcalimétrique total (TAC) | 21 |
| 3.3.2. Isotopes de l'eau | 21 |
| 3.3.3. Radon | 23 |
| 3.3.4. Traceurs artificiels | 24 |

| | |
|---|-----------|
| 4. FONCTIONNEMENT DE L'AQUIFÈRE EN SITUATION « NORMALE » | 26 |
| 4.1. FLUCTUATIONS PIÉZOMÉTRIQUES ET DYNAMIQUE GÉNÉRALE | 26 |
| 4.2. IONS MAJEURS : CARACTÉRISATION ET FLUCTUATIONS SPATIALES | 27 |
| 4.2.1. Constituants majeurs de l'eau | 28 |
| 4.2.2. Conductivité électrique | 29 |
| 4.2.3. Teneurs en nitrates | 30 |
| 4.3. ISOTOPES STABLES DE L'EAU | 31 |
| 4.4. TENEURS EN RADON DANS LES EAUX INFILTRÉES | 31 |
| 4.5. TEMPÉRATURE DE L'EAU SOUTERRAINE ET DE SURFACE | 32 |
| 4.6. PREMIÈRE DISCUSSION GÉNÉRALE – INTERPRÉTATIONS | 34 |
| 4.6.1. Zones d'infiltration et d'exfiltration et dynamique de recharge | 34 |
| 4.6.2. Quantification de la fraction eau de surface | 36 |
| 4.6.3. Estimation des temps de transit moyens | 42 |
| 4.7. CONCLUSIONS | 45 |
| | |
| 5. DYNAMIQUE DE L'AQUIFÈRE DURANT UN ESSAI DE POMPAGE LONGUE DURÉE | 47 |
| 5.1. CARACTÉRISTIQUES DE L'ESSAI DE POMPAGE LONGUE DURÉE | 47 |
| 5.2. DYNAMIQUE DES ÉCOULEMENTS – PIÉZOMÉTRIE | 48 |
| 5.2.1. Evolution piézométrique durant le pompage | 48 |
| 5.2.2. Les courbes de rabattement-temps | 50 |
| 5.2.3. Interprétation des courbes de rabattement | 51 |
| 5.3. LES SÉRIES DE TEMPÉRATURE – LE CAS DES BERGES DU CANAL | 52 |
| 5.4. EVOLUTION HYDROCHIMIQUE AU SEIN DE LA PLAINE DU SEELAND | 53 |
| 5.4.1. Evolution du signal isotopique autour des captages | 54 |
| 5.4.2. Evolution des teneurs en nitrates | 55 |
| 5.4.3. Visualisation spatio-temporelle de la température et de la conductivité | 55 |
| 5.5. ESSAI DE TRAÇAGE | 57 |
| 5.5.1. Uranine – injection dans les eaux de surface | 57 |
| 5.5.2. Naphtionate – injection au sein de l'aquifère | 60 |
| 5.5.3. Détermination des paramètres advectifs-dispersifs | 60 |
| 5.6. DISCUSSION DES RÉSULTATS | 61 |
| 5.6.1. Influence du barrage hydroélectrique sur les écoulements | 61 |
| 5.6.2. Origines de l'eau pompée | 62 |
| 5.6.3. Estimation semi-quantitative des infiltrations d'eau du canal durant pompage | 63 |

| | |
|---|-----------|
| 5.7. CONCLUSIONS | 64 |
| 6. OBSERVATION DE L'AQUIFÈRE APRÈS ARRÊT DE L'ESSAI DE POMPAGE | 66 |
| 6.1. HYDROCHIMIE GLOBALE | 66 |
| 6.1.1. Conductivité électrique | 66 |
| 6.1.2. Teneurs en nitrates et en fer, degré d'oxygénation | 67 |
| 6.1.3. Signal isotopique global de la plaine | 68 |
| 6.2. SITUATION PIÉZOMÉTRIQUE – REMONTÉE ET DYNAMIQUE DE RECHARGE | 69 |
| 6.3. DISCUSSION DES RÉSULTATS | 70 |
| 6.3.1. Dénitrification le long de la bordure ouest de l'aquifère | 70 |
| 6.3.2. Composition de l'eau de l'aquifère | 72 |
| 6.3.3. Dynamique de recharge | 73 |
| 6.4. CONCLUSIONS | 73 |
| 7. CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS | 74 |
| 7.1. DISCUSSION ET CONCLUSION – UNE VISION GLOBALE | 74 |
| 7.2. DÉPENDANCE DES CAPTAGES ENVERS LE CANAL D'HAGNECK | 76 |
| 7.3. AVANTAGES ET INCONVÉNIENTS DES MÉTHODES UTILISÉES | 77 |
| 7.4. RECOMMANDATIONS | 78 |
| RÉFÉRENCES | 79 |

TABLE DES FIGURES

| | | |
|------------------|---|----|
| Figure 1 | Carte de situation du Seeland | 6 |
| Figure 2 | Géologie de la zone d'étude et coupe W-E | 8 |
| Figure 3 | Aquifère Nord du Seeland, situation et zone d'étude | 9 |
| Figure 4 | Piézométrie générale de l'aquifère Nord du Seeland | 12 |
| Figure 5 | Variations de la conductivité électrique et de la concentration en chlorures aux captages | 16 |
| Figure 6 | Réseau de piézomètres et de puits à disposition | 18 |
| Figure 7 | Fractionnement isotopique au sein du cycle de l'eau, effet continental | 23 |
| Figure 8 | Droite de calibration de l'uranine | 25 |
| Figure 9 | Carte des isopièzes du 28 octobre 2010 | 27 |
| Figure 10 | Diagramme de Piper et de Schöeller-Berkaloff des eaux du Seeland | 27 |
| Figure 11 | Relation entre le TAC et les teneurs en calcium | 28 |
| Figure 12 | Carte de la conductivité électrique du 15 novembre 2010 | 29 |
| Figure 13 | Carte des teneurs en nitrates du 15 novembre 2010 | 30 |
| Figure 14 | Carte du delta-18O du 15 novembre 2010 | 31 |
| Figure 15 | Relation entre les teneurs en radon et en dioxyde de carbone | 32 |
| Figure 16 | Evolution de la température entre le 10 août 2010 et le 14 décembre 2010 | 33 |
| Figure 17 | Fluctuations journalières et hebdomadaires de la température de l'eau | 33 |
| Figure 18 | Relation entre hauteur d'eau et température au piézomètre n° 06 | 34 |
| Figure 19 | Schéma conceptuel de l'infiltration d'eau du canal par ses berges | 36 |
| Figure 20 | Ratios δD vs $\delta^{18}O$ et lignes météoriques | 37 |
| Figure 21 | Variations du signal isotopique de la pluie et de l'Aare de 1997 à 2009 | 38 |
| Figure 22 | Détermination du pôle pluie à l'aide du ratio δD vs $\delta^{18}O$ | 41 |
| Figure 23 | Carte de l'infiltration des eaux du canal, 15 novembre 2010 | 42 |
| Figure 24 | Enrichissement des teneurs en radon et en CO_2 | 43 |
| Figure 25 | Conductivités hydrauliques de la berge nord du canal d'Hagneck | 45 |
| Figure 26 | Evolution de la piézométrie durant l'essai de pompage | 49 |
| Figure 27 | Courbes de rabattement du niveau piézométrique au sein de l'aquifère | 50 |
| Figure 28 | Evolution de la température de l'eau du canal et de l'aquifère | 52 |
| Figure 29 | Evolution du signal isotopique de l'oxygène et de la fraction d'eau de surface | 54 |
| Figure 30 | Evolution des teneurs en nitrates durant l'essai de pompage | 55 |
| Figure 31 | Evolution spatio-temporelle de la température et de la conductivité électrique | 56 |
| Figure 32 | Injection et échantillonnage de traceurs artificiels | 57 |
| Figure 33 | Courbes de restitution de l'uranine aux captages et piézomètres | 58 |
| Figure 34 | Approche des courbes de restitution de l'uranine par un modèle advectif-dispersif | 59 |
| Figure 35 | Approche de la courbe de restitution du naphtionate par un modèle advectif-dispersif | 60 |
| Figure 36 | Carte de la conductivité électrique, 1er mars 2011 | 67 |
| Figure 37 | Relation entre fer ferreux, nitrates et oxygène, et rapport Cl/NO_3 | 68 |
| Figure 38 | Carte de l'infiltration des eaux du canal, 1er mars 2011 | 68 |
| Figure 39 | Evolution de la surface piézométrique de l'aquifère après l'arrêt du pompage | 69 |

LISTE DES TABLEAUX

| | | |
|-------------------|--|----|
| Tableau 1 | Principaux prélèvements d'eau souterraine au Seeland | 7 |
| Tableau 2 | Caractéristiques principales de l'aquifère Nord du Seeland | 11 |
| Tableau 3 | Infiltrations et exfiltrations du canal d'Hagneck | 14 |
| Tableau 4 | Bilans hydrogéologiques | 15 |
| Tableau 5 | Paramètres de transport déterminés à l'aide de la méthode radon | 44 |
| Tableau 6 | Volumes d'eau soutirés lors de l'essai de pompage de janvier-février 2011 | 48 |
| Tableau 7 | Paramètres hydrodynamiques définis par les méthodes de Theis et Jacob | 51 |
| Tableau 8 | Variations totales de température entre le début et la fin de l'essai de pompage | 53 |
| Tableau 9 | Paramètres du modèle (ADM) calibrés et paramètres calculés avec l'ADM | 61 |
| Tableau 10 | Contributions des diverses fractions au volume d'eau pompé | 64 |
| Tableau 11 | Paramètres permettant la détermination de zones dénitrifiantes | 72 |

«L'eau, cet élément-mère sans âme, est l'incarnation même de la patience et de la force. Quand un obstacle lui barre le chemin, elle se lève d'abord sans se presser jusqu'à le recouvrir ; puis elle bondit, dispersant un nuage de gouttelettes au point de faire croire à la venue d'une gatamare, la première tornade de l'année. Une partie de ce nuage d'eau s'évapore en fumée, mais une fumée qui ne bouche pas les narines et n'empêche point de respirer ; le reste se rassemble en contrebas, formant à nouveau une belle bande blanche qui reprend sa route et roule vers son but, grignotant ses berges et excavant son lit pour augmenter son envergure. »

Amadou Hampaté Ba –
Contes initiatiques peuls, 1985

1

INTRODUCTION

1.1. GÉNÉRALITÉS

Les aquifères alluviaux représentent une catégorie d'aquifère très recherchée. Dans les régions tempérées, ils se caractérisent souvent par une forte interaction avec les eaux de surface, qui représentent une des principales entrées d'eau dans ces derniers (JACOBS ET AL., 1988 ; STELLATO ET AL., 2008).

Dans le cas de l'aquifère Nord du Seeland, objet de cette étude, les eaux de surface contribuent annuellement à près de 40% de la recharge totale de l'aquifère selon JORDAN (2000), leur contribution pouvant varier très fortement en fonction des saisons.

Dans la problématique globale d'accès aux ressources en eau, ce genre d'aquifère est très convoité, une extraction importante d'eau pouvant être en principe compensée par une recharge conséquente, assurée par le biais des eaux de surface. De plus, les roches meubles composant l'aquifère ont de par leurs propriétés biogéochimiques un pouvoir filtrant, voire sorbant pour un certain nombre de substances. L'eau provenant de ce type d'aquifère n'est donc en général que peu voire pas traitée avant d'entrer dans un réseau de distribution d'eau potable (BIAGGI ET AL., 2011).

Les aquifères alluviaux contribuent ainsi à près de 40% des eaux potables de Suisse selon CIRPKA ET AL. (2004). Cependant, si les avantages de ces aquifères sont nombreux, les risques liés à leur forte relation avec des eaux de surface ne sont pas moindres, notamment au vu de la qualité de l'eau.

Afin de garantir un accès sécurisé à l'eau souterraine, la Suisse s'est dotée depuis le 1^{er} janvier 1999 d'une législation en la matière, l'Ordonnance sur la protection des eaux (OEaux, RS/CH 814.201). La législation a été approfondie en 2004 grâce aux Instructions pratiques de l'Office fédéral de l'environnement, des forêts et du paysage (OFEFP, 2004).

La législation suisse exige notamment la détermination de secteurs visant à protéger les eaux souterraines exploitables (secteur A_u), et la définition d'une aire d'alimentation Z_u , « destinée à protéger la qualité des eaux qui alimentent des captages d'intérêt public, existants et prévus (...) ». Des zones de protection (S1, S2 et S3) sont également définies (cf. Annexe 1) :

- la zone S1 ou zone de captage, comprenant le captage et son environnement immédiat, ou toute activité et toute construction sont interdites ;
- la zone S2 ou zone de protection rapprochée, qui doit être dimensionnée de sorte que le temps de transit entre la limite extérieure de la zone S2 jusqu'au captage soit de 10 jours au moins, et que « la distance entre la zone S1 et la limite extérieure de la zone S2, dans le sens du courant, soit de 100 m au moins ». Toute activité d'épandage de lisier y est interdite ;
- la zone S3 ou zone de protection éloignée, jouant le rôle de zone tampon autour de S2, devant être dimensionnée de sorte que la distance de sa limite extérieure à la limite extérieure de la zone S2 soit la même que de la zone S2 au captage.

A noter que ces définitions sont valables pour le cas d'aquifères meubles à porosité d'interstice ; la réglementation d'aquifères karstiques, légèrement différente, n'est pas présentée ici.

Les aquifères alluviaux proches d'eaux de surface constituent quant à eux un type d'aquifère particulier, pour lequel l'application de la législation en vigueur nécessite des études spécifiques. La connectivité entre l'aquifère et les eaux de surface, le pouvoir filtrant de l'aquifère, la profondeur des crépines ou encore l'aspect financier sont autant de paramètres pris en ligne de compte. La relation nappe-rivière est donc un élément essentiel, ainsi que les temps de transit entre eaux de surface et captages d'eau potable.

L'estimation des temps de transit peut être basée sur diverses techniques, la plus fréquente étant l'injection de traceurs fluorescents artificiels, tels que l'uranine (DAVIS ET AL., 1980). Cependant, dans le cas d'aquifères alimentés par des eaux de surface, l'estimation de l'infiltration requiert souvent l'utilisation d'autres méthodes et approches, la forte dilution au sein des eaux de surface rendant l'utilisation de traceurs artificiels très délicate, tant d'un point de vue purement physique que financier (HOEHN & VON GUNTEN, 1989 ; SNOW & SPALDING, 1997).

A contrario, l'étude d'un traceur environnemental tel que la température de l'eau s'avère d'une grande utilité pour l'approche de ce genre d'aquifère, la propagation de température pouvant être approchée de manière similaire à l'étude d'un traceur artificiel. Parmi les

principaux avantages de cette approche, on note la relative simplicité du traitement des résultats et les faibles coûts induits.

1.2. BUTS DE L'ÉTUDE

L'aquifère Nord du Seeland a fait l'objet de nombreuses études (KELLERHALS & TRÖHLER, 1976 ; KELLERHALS & HAEFELI, 1988 ; KOZEL, 1992 ; JORDAN, 2000 ; CAMPISI, 2010...). La plupart d'entre elles ont porté sur la qualité de l'eau souterraine au captage SWG-1950 de Worben et à l'impact de la raffinerie sucrière d'Aarberg sur la qualité des eaux souterraines (cf. sous-chapitre 2.4.). En comparaison, la zone étudiée dans cet ouvrage, comprenant les 5 captages de Gimmiz-Walperswil (ou captages de Gimmiz), a été relativement peu observée.

Cet état de fait peut s'expliquer en partie par trois raisons :

- cette partie de l'aquifère Nord du Seeland ne présente pas de problèmes majeurs du point de vue de la qualité de l'eau (SCHUDEL & DERVEY, 2004), contrairement à d'autres sections de l'aquifère ;
- la complexité de la zone peut également expliquer le faible nombre d'études ; la proximité du canal d'Hagneck au Sud, de l'ancienne Aare à l'Est et de la bordure molassique à l'Ouest rend cette zone très difficile à modéliser efficacement ;
- enfin, la relation entre les eaux de surface et souterraines a toujours été supposée directe et stable, les captages à proximité d'eaux de surface voyant leur extraction d'eau compensée par des entrées constantes.

Aucune étude récente ne s'est penchée spécifiquement sur la relation entre les eaux de surface et cette partie de l'aquifère, les quelques études s'y étant intéressé ayant conduit à des conclusions différentes, voire opposées (cf. sous-chapitre 2.4.4.).

Cette étude s'intéresse au fonctionnement de la partie de l'aquifère Nord du Seeland comprenant les captages de Gimmiz. Zone charnière des écoulements souterrains selon JORDAN (2000), cette fraction de l'aquifère est fortement influencée par sa relation avec le canal d'Hagneck. L'étude de cette relation a constitué le but principal de cette étude.

Les divers buts visés par cette étude sont :

- la compréhension du fonctionnement global de l'aquifère Nord du Seeland à sa jonction avec le canal d'Hagneck ;
- la caractérisation de la relation entre le canal d'Hagneck et les captages de Gimmiz (relation nappe-rivière) ;
- l'influence qualitative et quantitative de cette relation sur l'eau potable prélevée aux captages, notamment en période de basses eaux ;
- la dépendance des captages envers le canal d'Hagneck et leur vulnérabilité aux fluctuations journalières induites par le fonctionnement de l'usine hydroélectrique d'Aarberg.

Une approche multi-paramètres a été menée afin de cerner au mieux la relation entre les eaux de surface (le canal d'Hagneck en particulier) et l'aquifère, et de comprendre son impact sur les extractions d'eau aux captages de Gimmiz.

Cette étude a en partie coïncidé avec la tenue d'un essai de pompage longue durée mené par le bureau d'étude Kellerhals+Haefeli AG, qui a offert l'opportunité unique d'observer la relation entre le canal et l'aquifère en situation extrême de pompage d'exploitation.

1.3. APPROCHE ET STRUCTURATION

Afin de cerner au mieux la relation entre les eaux de surface et l'aquifère, plusieurs méthodes ont été utilisées conjointement dans ce travail.

Le comportement de l'aquifère et sa relation avec les eaux de surface a tout d'abord été étudié en situation naturelle à l'aide de mesures de terrain (hydrochimie, piézométrie) et de l'étude de traceurs environnementaux.

Un essai de pompage longue durée mené par le bureau d'étude Kellerhals+Haefeli AG a ensuite permis d'observer l'aquifère en situation de pompage extrême, à l'aide de mesures de terrain et du suivi de traceurs artificiels.

Des appareils d'enregistrement continus (sondes à pression, capteurs de température) ont également été utilisés durant l'étude, notamment afin d'observer les variations journalières et hebdomadaires du comportement de l'aquifère aux abords du canal d'Hagneck et permettre la détermination du mode d'infiltration des eaux de surface.

La structuration de ce rapport propose quant à elle la présentation des résultats en trois chapitres. Le premier s'intéresse à la situation « normale » prévalant avant l'essai de pompage, le second se focalise sur la période de pompage, et le troisième porte sur la situation globale après pompage. Chaque chapitre contient une discussion générale des résultats. Auparavant, la situation générale de la zone d'étude et les différentes méthodes sont présentées dans deux chapitres distincts.

2

DESCRIPTION DU SITE ET ÉTUDES PRÉLIMINAIRES

Ce chapitre présente les principaux aspects de la région étudiée, avant d'aborder les diverses études y ayant déjà été menées. Une bonne connaissance de la zone étudiée est en effet indispensable à la compréhension des résultats obtenus.

Tant d'un point de vue quantitatif que qualitatif, les eaux souterraines sont étroitement liées au contexte hydrogéologique de la zone, mais sont également fortement impactées par les activités anthropiques.

2.1. SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le Seeland est situé dans la partie Nord-Ouest de la Suisse. Littéralement « pays des lacs », également appelé « région des Trois-Lacs », il se situe entre les lacs de Neuchâtel, Bière et Morat (Figure 1).

Le Seeland se présente sous la forme de vastes plaines légèrement vallonnées et faiblement boisées, à l'habitat éparse mais relativement dense. Le Seeland est depuis le 1^{er} janvier 2010 une région administrative du canton de Berne regroupant 46 communes sous le nom d'arrondissement administratif du Seeland, dont le chef-lieu est Aarberg. La densité de population y est d'un peu plus de 200 habitants au km², au-dessus de la moyenne suisse de 188.6 habitants au km² (OFS, 2009).

Vaste plaine autrefois inondable, le Seeland est aujourd'hui une des régions de Suisse les plus propices à l'agriculture. La majeure partie de sa superficie est ainsi utilisée pour des cultures intensives. La betterave sucrière est notamment cultivée, de par la présence à Aarberg d'une des principales raffineries sucrières de Suisse. L'impact de la sucrerie sur la chimie des eaux a été démontré par de nombreuses études, dont la dernière en date est celle de CAMPISI (2010).

Le Seeland comporte l'aquifère le plus important du canton de Berne. Il s'étend selon une direction SW-NE, de la commune de Müntschemier (NW de Chiètres) au canal de Nidau-Büren. L'aquifère est traversé en son centre par le canal d'Hagneck, qui y joue le rôle de barrière hydrogéologique, séparant les flux et l'aquifère en une partie nord et une partie sud (SCHUDEL & DERVEY, 2004). Cette étude s'intéresse essentiellement à la partie nord de l'aquifère, couramment appelée « *aquifère Nord du Seeland* ».

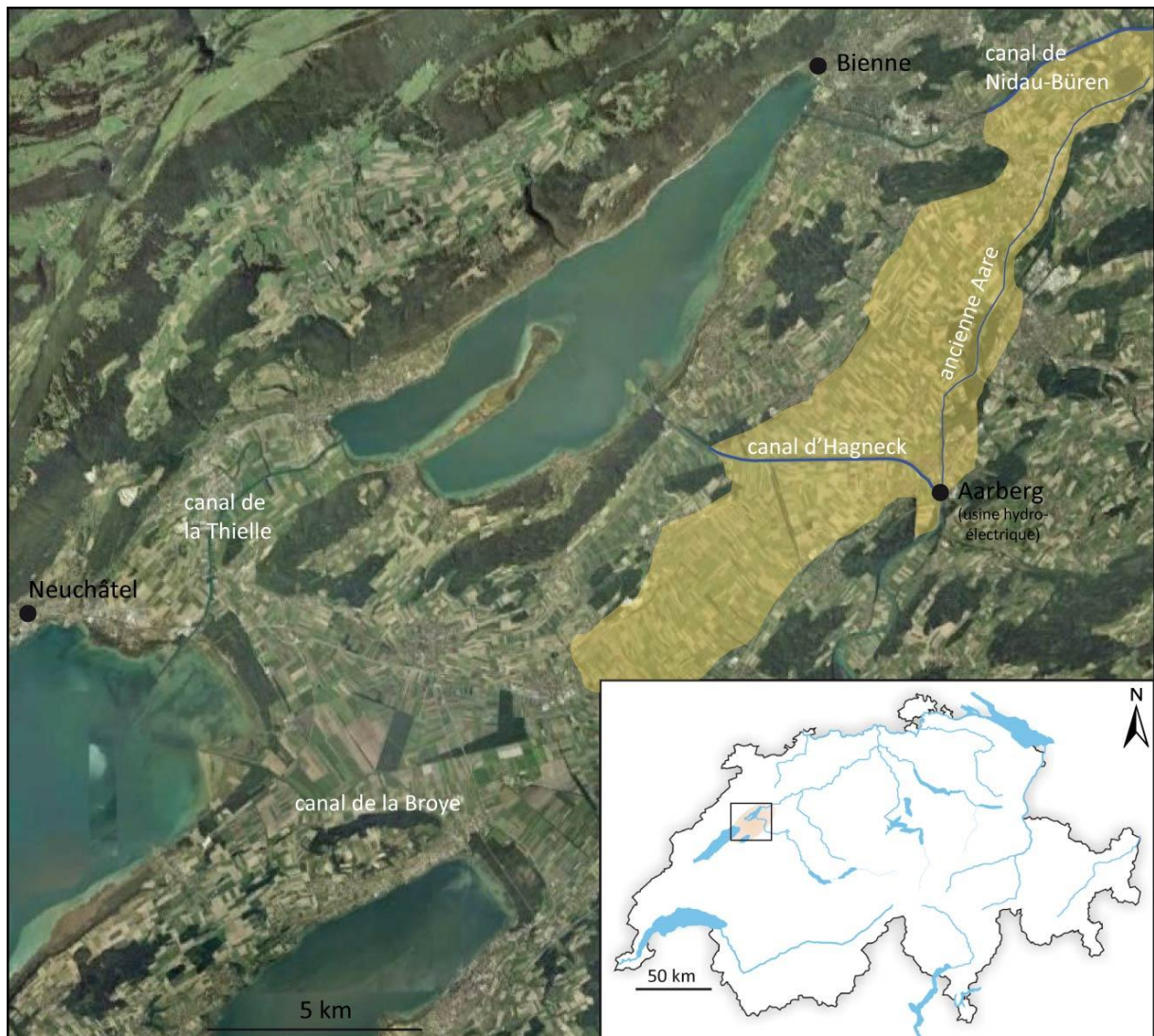


Figure 1 Carte de situation du Seeland

Seize captages sont situés sur l'aquifère du Seeland, dont les plus importants sont ceux de Gimmiz et de Worben, tous situés sur la partie nord de l'aquifère. A ces captages s'ajoutent diverses installations prélevant de l'eau souterraine, dont les principales sont résumées dans le Tableau 1.

2.2. CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE

2.2.1. Glaciations et dépôts alluviaux

Le Seeland est situé le long du plateau suisse et est principalement composé de molasse tertiaire, déposée durant l’Oligocène (USM) et le Miocène (OMM).

Durant l’épisode glaciaire du Riss (-240'000 à -180'000 ans), une large vallée en forme d’auge est creusée dans la molasse. Au retrait du glacier, des moraines de fond s’y déposent, ainsi que des graviers connus sous le nom de « Seelandschotter ». Durant la période interglaciaire entre le Riss et le Würm (-180'000 à -120'000 ans), des dépôts d’argiles lacustres fins remplissent la vallée. Ces dépôts peuvent atteindre plus de 200 mètres par endroits (SCHUDEL & DERVEY, 2004).

Tableau 1 Principaux prélèvements d’eau souterraine au Seeland (SCHUDEL & DERVEY, 2004)

| Type d’installations | Nombre | Droits de concession | Prélèvements effectifs |
|------------------------------------|---------|----------------------------|--|
| Captages d’eau potable principaux | 16 | 70'010 l.min ⁻¹ | 12'500 l.min ⁻¹ |
| Stations d’urgence (pompiers, ...) | 6 | 5'660 l.min ⁻¹ | négligeable |
| Eau industrielle | 18 | 7'090 l.min ⁻¹ | 820 l.min ⁻¹ |
| Pompes à chaleur | 84 | 10'700 l.min ⁻¹ | retour de la quasi-totalité dans les eaux souterraines |
| Systèmes de refroidissement | 9 | 3'210 kW | |
| Irrigation (puits, ...) | 400-500 | 633 hectares | varie selon les saisons : de 0 à 4'370 l.min ⁻¹ |

Pendant l’épisode glaciaire du Würm (-120'000 à -12'000 ans), des moraines sont à nouveau déposées, et les dépôts de graviers (« Seelandschotter ») sont très fortement érodés.

Lors du retrait du glacier du Rhône, il y a 18'900 ans, la dépression du Seeland est remplie par un lac connu sous le nom de « lac de Soleure », alimenté principalement par l’Aare. Cette dernière forme alors un delta au niveau d’Aarberg, déposant des graviers grossiers connus sous le nom d’« Aareschotter ». Ces dépôts constituent aujourd’hui le principal réservoir d’eau souterraine du Seeland. (Figure 2).

2.2.2. Corrections des eaux du Jura

Tributaire des eaux de l’Aare, la région du Seeland est longtemps une zone marécageuse très souvent inondée. Au cours des siècles passés, les lacs de Bienne, Morat et Neuchâtel sont parfois réunis suite à d’importantes crues. Durant les 17^{ème} et 18^{ème} siècles, de nombreux projets tentent en vain de sécuriser la zone du Seeland. Après deux importantes inondations, en 1831 et 1832, un projet de détournement des eaux de l’Aare dans le lac de Bienne est proposé par l’ingénieur La Nicca et mis en place en 1868.

Ces travaux, réunis sous le nom de Correction des eaux du Jura, consistent essentiellement en la construction du canal de Nidau-Büren et le creusement du canal d’Hagneck entre Aarberg et le lac de Bienne. L’Aare est alors quasiment entièrement chenalisée, son ancien

cours (l'ancienne Aare) devenant régulé au niveau d'Aarberg. Au sud et à l'ouest, les canaux de la Broye et de la Thielle, réunissant les lacs de Morat et Neuchâtel et les lacs de Neuchâtel et Biene (respectivement), sont également creusés (cf. Figure 1).

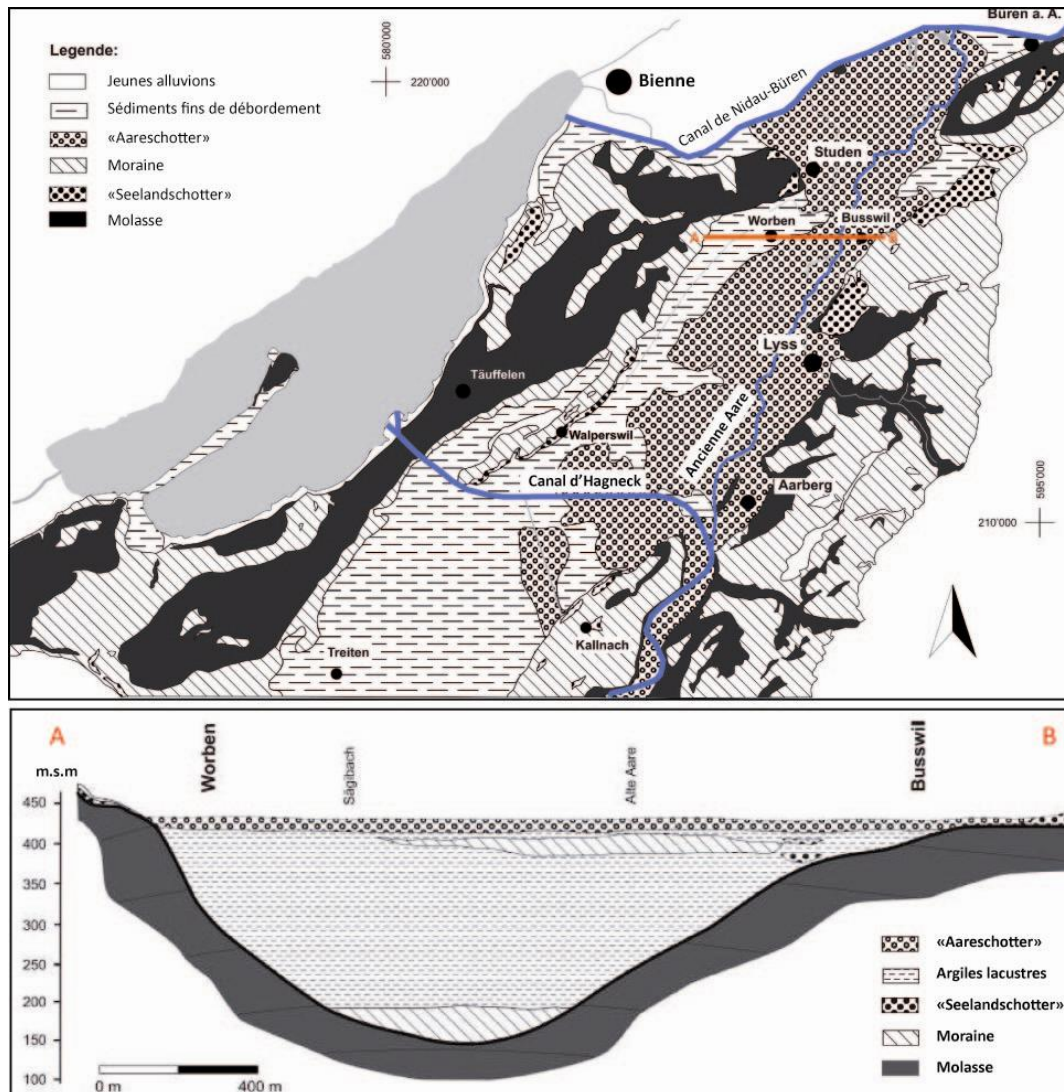


Figure 2 Géologie de la zone d'étude et coupe W-E (modifié d'après SCHUDEL & DERVEY, 2004)

A la suite d'importantes inondations dans le courant du 20^{ème} siècle, mais également pour des raisons de rentabilisation de l'usine hydroélectrique d'Aarberg, de nouveaux travaux réunis sous le nom de Seconde Correction des eaux du Jura sont menés entre 1962 et 1973. Ces travaux consistent principalement en un surcreusement du canal d'Hagneck de deux à quatre mètres et en une régulation du débit de l'ancienne Aare au niveau de l'usine hydroélectrique d'Aarberg. Ces travaux entraînent une baisse décimétrique du niveau piézométrique de l'aquifère du Seeland et une diminution de l'infiltration depuis le canal d'Hagneck et l'ancienne Aare (KELLERHALS & HAEFELI, 1988).

Le canal d'Hagneck, profond de plus de 30 mètres (KOCHER ET AL., 2009), récolte la quasi-totalité des eaux de l'Aare. Son influence sur la situation hydrogéologique globale est fondamentale, comme présenté plus loin.

2.3. LES CAPTAGES DE GIMMIZ-WALPERSWIL

L'intense activité agricole de la région du Seeland entraîne de fortes concentrations en nitrates dans les eaux souterraines, notamment dans l'aquifère Nord. Les eaux usées de la raffinerie sucrière d'Aarberg, principalement infiltrées entre 1898 et 1964, posent également des problèmes de qualité (ANDRINI ET. AL, 2004). En 1964, des bactéries ferrugineuses apparaissent dans deux puits près de Worben.

Le Syndicat des eaux du Seeland SA est alors créé en 1967 dans le but de construire des captages de remplacement en amont de la zone polluée. Les captages de Gimmiz PW1, PW2 et PW3, ainsi que le château d'eau, sont construits à partir de 1968 et mis en service en 1974. Ils constituent aujourd'hui un élément essentiel du système d'alimentation en eau de la région. En 2003, les captages PW4 et PW5 sont construits au bord du canal d'Hagneck.

Les cinq captages de Gimmiz constituent les ouvrages de prélèvement d'eau les plus amont de l'aquifère Nord du Seeland (Figure 3). Ils sont exploités par l'entreprise Energie Service Biel/Bienne (ESB), basée à Bienne et fournissent près de 30% de l'eau potable de Bienne.

Les droits de concession des 5 captages, qui expirent en 2013, sont de 33'000 l.min⁻¹, alors que les prélèvements effectifs sont de l'ordre de 8'000 l.min⁻¹, soit moins du quart du débit de concession.

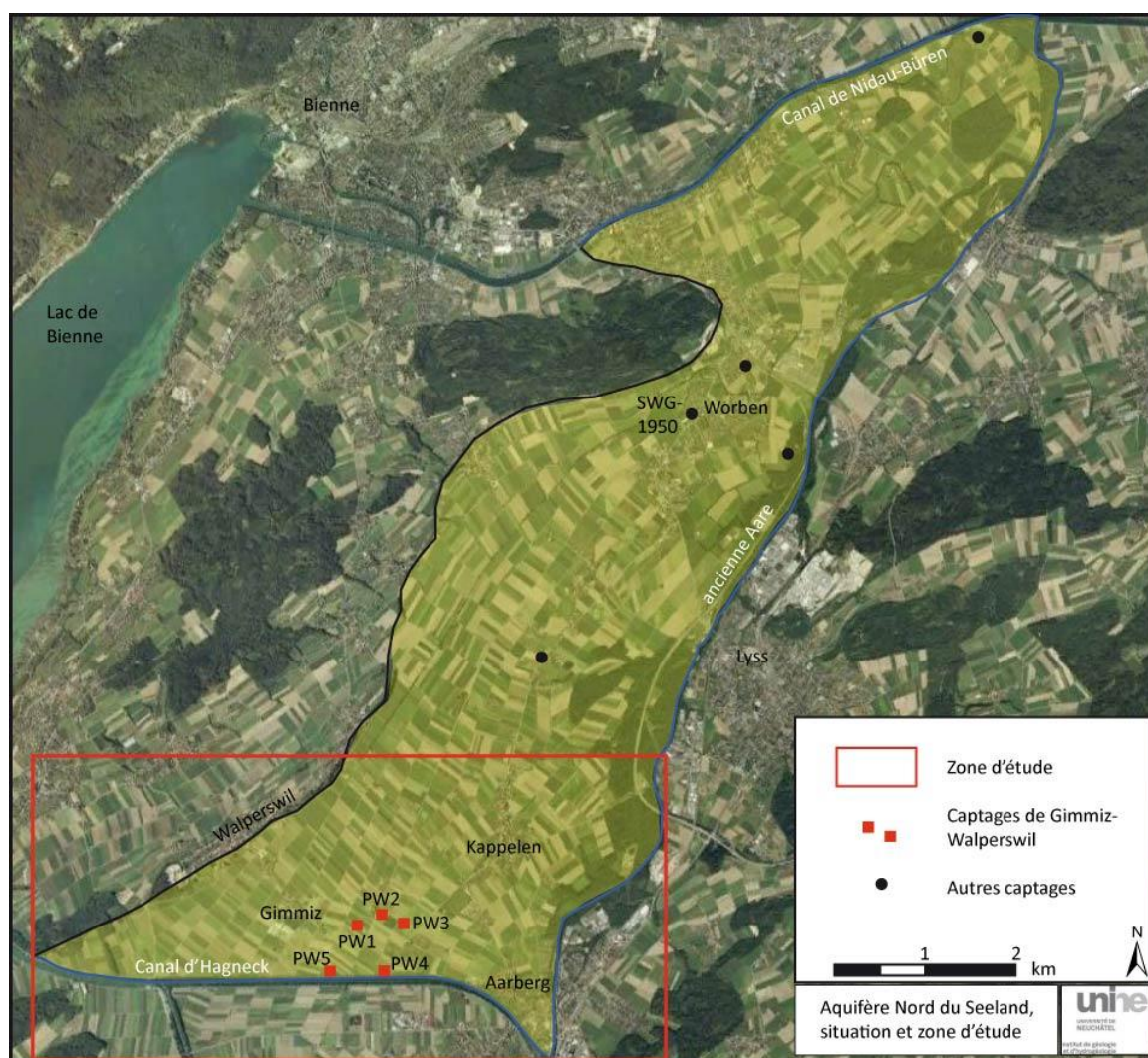


Figure 3 Aquifère Nord du Seeland, situation et zone d'étude

2.4. ETUDES PRÉLIMINAIRES, ÉTAT DES CONNAISSANCES

Les études réalisées depuis les années 1970 ont été effectuées par deux principaux acteurs, à savoir les bureaux d'études privés et des travaux de diplômés ou des thèses du Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel (CHYN).

Ce chapitre propose dans une première partie un bref aperçu des principales études effectuées sur l'aquifère du Seeland. Ensuite, l'attention est uniquement portée sur l'aquifère Nord du Seeland, et plus particulièrement sur la partie comprenant les cinq captages de Gimmiz (cf. Figure 3).

2.4.1. Travaux antérieurs

L'Office de l'eau et de l'énergie du canton de Berne (WEA), aujourd'hui Office des eaux et des déchets du canton de Berne (ODE, WWA en allemand) est à la base de la publication de nombreuses études concernant l'aquifère du Seeland.

Publié par le WEA, le rapport de KELLERHALS & TRÖHLER (1976) fait office de pionnier. Ce rapport consiste en une vaste étude proposant une exploitation et une protection adéquate des eaux souterraines du Seeland.

Egalement publié par le WEA, le rapport de KELLERHALS & HAEFELI (1988) s'intéresse à la relation entre l'aquifère et les eaux de surface ; il représente l'étude la plus complète à ce jour sur les infiltrations d'eau de surface depuis le canal d'Hagneck et l'ancienne Aare et a été d'un intérêt particulier pour ce travail.

De nombreuses études sont effectuées dans les années 1990 concernant la qualité des eaux souterraines de l'aquifère Nord du Seeland, et notamment l'influence de la raffinerie sucrière d'Aarberg sur les conditions oxydoréductrices (ou *redox*) au sein des eaux souterraines (KOZEL, 1992 ; HOFFMEYER, 1995 ; ULLRICH, 1997).

Sur la base de données récoltées durant les années 1992-1993, JORDAN (2000, travail de diplôme CHYN) effectue un modèle numérique 2D-plan transitoire de l'aquifère Nord du Seeland à l'aide du logiciel Feflow 4.8. Le modèle, très complet, est utilisé notamment pour définir l'aire d'alimentation Z_u du captage SWG-1950 de Worben sous diverses conditions. Il est également utilisé afin d'estimer l'infiltration depuis les eaux de surface, simuler des essais de pompage et vérifier les conditions limites.

CORNATON (2004, thèse CHYN) reprend le modèle de JORDAN (2000) afin d'y appliquer une méthode déterministe d'estimation des temps de transit de l'eau. Il effectue également une étude sur la vulnérabilité du captage de Worben sous différentes conditions d'infiltration.

Mandaté par le WWA, SCHUDEL & DERVEY (2004) publient un rapport très détaillé sur l'ensemble de l'aquifère du Seeland, dans lequel la plupart des travaux précités sont repris.

HACINI (2006, thèse UniL) effectue une étude géophysique de l'aquifère au niveau de Kappelen. Son travail permet la caractérisation de l'aquifère et l'estimation de paramètres tels que la porosité, la perméabilité et le fond de l'aquifère.

BADOUX (2008, thèse CHYN) reprend le modèle numérique de JORDAN (2000) afin d'appliquer une nouvelle méthode d'estimation de l'aire d'alimentation Z_u du captage SWG-1950 de Worben.

KELLERHALS & HAEFELI (2008) effectuent un essai de traçage au captage SWG-1950 de Worben en injectant 4 différents traceurs. Leurs résultats permettent une redéfinition des zones de protection du captage.

CAMPISI (2010, travail de master CHYN) s'intéresse à l'origine des nitrates de la plaine du Seeland et à l'impact de la raffinerie sucrière d'Aarberg sur le processus de dénitrification. Un intérêt particulier est porté au captage SWG-1950 de Worben.

2.4.2. Caractéristiques principales de l'aquifère

L'aquifère du Seeland, composé de sédiments alluviaux post-glaciaires (« Aareschotter »), est un aquifère libre de structure tabulaire (HACINI, 2006). Ses paramètres principaux sont résumés dans le Tableau 2.

L'aquifère est relativement peu profond. Les profondeurs moyennes de la surface de la nappe sur l'étendue de la plaine sont de un à quatre mètres sous le sol (SCHUDEL & DERVEY, 2004). Cependant, dans la zone étudiée située entre Aarberg, Kappelen et Gimmiz (cf. Figure 3), les profondeurs se situent plutôt entre six et sept mètres, et peuvent atteindre dix mètres le long de la berge nord du canal d'Hagneck.

L'épaisseur de l'aquifère est de 20 à 30 mètres, avec une profondeur maximale atteignant 50 mètres au niveau de Kappelen selon JORDAN (2000).

Le gradient hydraulique est très variable le long de l'aquifère Nord du Seeland (voir sous-chapitre 2.4.3) ; le gradient hydraulique moyen de l'aquifère est quant à lui estimé de 1.25 à 1.75 ‰ selon les divers auteurs.

Tableau 2 Caractéristiques principales de l'aquifère Nord du Seeland

| Paramètres | Valeurs | Source |
|--------------------------|---|----------------------------------|
| Zone non saturée | 1 à > 4 m | Schudel & Dervey (2004) |
| | 2 m | Campisi (2010) |
| Zone saturée | 20 – 30 m | Schudel & Dervey (2004) |
| | > 15 m | Hacini (2006) |
| Gradient hydraulique | 1.25 ‰ | Kozel (1992), zone de Worben |
| | 1.75 ‰ | Jordan (2000), idem |
| Conductivité hydraulique | $2.7 - 4 \cdot 10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ | Kozel (1992) |
| | $2.3 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$ à $5.2 \cdot 10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ | Jordan (2000) |
| | $5.2 \cdot 10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ | Schudel & Dervey (2004), moyenne |
| | $3 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$ à $5 \cdot 10^{-2} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ | Hacini (2006), site de Kappelen |
| Transmissivité | $6.7 - 7.4 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ | Kozel (1992) |
| Porosité efficace | 17 % | Jordan (2000), moyenne |
| | 11 – 25 % | Hacini (2006) |
| Vitesse de l'eau | 6.5 à 9.8 $\text{m}\cdot\text{j}^{-1}$ | Kozel (1992), pompage à Worben |

La conductivité hydraulique de l'aquifère est comprise entre $3 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ et $5 \cdot 10^{-2} \text{ m.s}^{-1}$, cette fourchette englobant les estimations de multiples auteurs. La transmissivité est quant à elle estimée de 6.7 à $7.4 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ par KOZEL (1992).

La porosité efficace estimée par JORDAN (2000) (à l'aide d'une loi empirique liant la porosité à la conductivité hydraulique) est de 17 %. Par radiographie nucléaire, HACINI (2006) obtient des valeurs comprises entre 11 % et 25 % au niveau de Kappelen.

La vitesse réelle de l'eau au niveau de Worben est estimée de 6.5 à 9.8 m.j^{-1} par KOZEL (1992) en condition de pompage (débit de $12'000 \text{ l.min}^{-1}$ au captage SWG-1950 de Worben).

2.4.3. Piézométrie de l'aquifère Nord du Seeland

L'aquifère Nord du Seeland comporte un réseau piézométrique relativement dense. Sur la totalité de sa superficie (environ 35 km^2), l'aquifère est parcouru par une centaine de piézomètres.

L'écoulement général au sein de l'aquifère se fait du canal d'Hagneck au canal de Nidau-Büren, dans une direction SW-NE. La présence du barrage hydroélectrique d'Aarberg entraîne de forts gradients à la jonction du canal d'Hagneck et de l'ancienne Aare. Ce gradient est cependant très rapidement atténué grâce à la bonne perméabilité de l'aquifère et à la topographie très plate de la plaine. Les gradients minimaux sont observés entre Kappelen et Worben, après quoi un amincissement latéral de l'aquifère entraîne de plus forts gradients jusqu'au canal de Nidau-Büren (Figure 4).

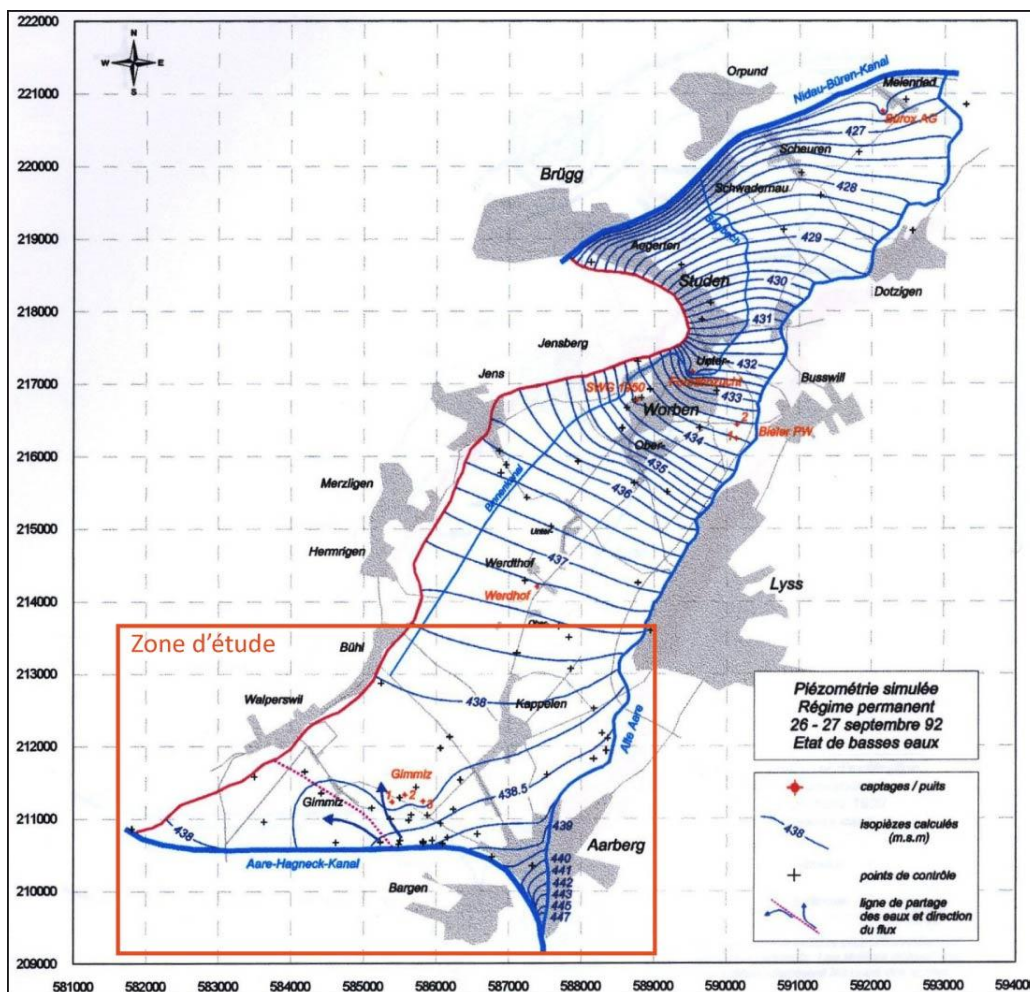


Figure 4 Piézométrie générale de l'aquifère Nord du Seeland (modifié d'après JORDAN, 2000)

La zone d'étude se distingue par une singularité formée par la présence d'une ligne de partage des eaux. Le canal d'Hagneck est en effet infiltrant sur sa première partie, puis il exfiltre les eaux de la partie sud-ouest de l'aquifère. Les va-et-vient de la ligne de séparation des eaux, fluctuant en fonction de la piézométrie de la nappe et de la hauteur du canal d'Hagneck, entraînent des variations des directions d'écoulement des eaux de 180° (en direction des captages ou au contraire vers le sud-ouest en direction du canal) dans la région de Gimmiz (SCHUDEL & DERVEY, 2004).

Cette ligne de séparation des flux s'explique par le rôle d'exutoire joué par la partie aval du canal d'Hagneck, mais probablement également par la présence des captages de Gimmiz, qui, suite au pompage, entraînent la formation d'une ligne de crête piézométrique. A partir de celle-ci, les infiltrations depuis les eaux de pluies s'écoulent dans deux directions distinctes. Cette ligne de séparation des flux est retrouvée durant toutes les campagnes piézométriques effectuées, quel que soit le régime (cf. chapitre 4.1).

2.4.4. Eaux de surface, régimes hydrologiques

2.4.4.1. L'influence des divers régimes hydrologiques

Les eaux de surface (canal d'Hagneck et ancienne Aare) jouent un rôle prépondérant dans le fonctionnement de l'aquifère Nord du Seeland. Les cours d'eau sont principalement infiltrants et entraînent une propagation de leurs signaux (hauteurs d'eau, température, hydrochimie) au sein de l'aquifère.

Sur l'ensemble de l'aquifère, les variations de niveau piézométriques sont issues de la combinaison de deux régimes distincts :

- un « régime nivo-glacial, importé » importé par le canal d'Hagneck (SCHÜRCH ET AL., 2010), prépondérant dans la partie sud de l'aquifère (zone d'étude), se caractérisant par de hautes eaux en été dues à la fonte des neiges ;
- un « régime pluvial, typique du lieu » (SCHÜRCH ET AL., 2010), dont l'influence est grandissante en direction du nord de l'aquifère, se caractérisant par de hautes eaux durant les mois de janvier-février issues de précipitations hivernales.

On a donc une séparation entre deux régimes très distincts le long de l'aquifère Nord du Seeland. Dans la partie sud, les niveaux d'eau dans les captages indiquent un maxima durant l'été, corrélé au haut niveau du canal d'Hagneck. Au contraire, des captages situés plus au nord (tel que le captage de Worben SWG-1950) indiquent des niveaux d'eau maximaux durant les mois hivernaux (cf. Annexes 2.1. et 2.2.).

Selon SCHUDEL & DERVEY (2004), l'influence du régime alpin importé par le canal d'Hagneck est prépondérante jusqu'à une distance de 4 km du canal, soit jusqu'au niveau de Werdthof, à l'Ouest de Lyss. La zone d'étude serait donc entièrement influencée par ce régime.

2.4.4.2. Le canal d'Hagneck

Le canal d'Hagneck, construit puis surcreusé durant la première et seconde Correction des eaux du Jura, draine la quasi-totalité de l'Aare, qui circule de manière peu chenalisée depuis le lac de Wohlensee. Le canal, de largeur et de profondeur plurimétriques, draine une importante masse d'eau en transit (le débit moyen est de $150 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ au niveau de la station de mesure d'Hagneck, peu avant le lac de Bienne, exutoire principal) et est en surélévation par rapport à la surface piézométrique de l'aquifère du Seeland. Cette surélévation, ainsi que

sa grande profondeur, font jouer au canal le rôle de barrière hydrogéologique présumée, séparant l'aquifère du Seeland en une partie nord et une partie sud.

Le comportement du canal d'Hagneck le long de l'aquifère Nord du Seeland est complexe. A Aarberg, la présence du barrage hydroélectrique entraîne une surcharge de la nappe par rapport au canal d'Hagneck et à l'ancienne Aare. Le canal est ensuite infiltrant jusqu'au niveau de Gimmiz, avant un inversement de sa relation avec l'aquifère ; le canal draine en effet l'aquifère dans sa dernière partie (cf. Annexe 2.3.).

Le couplage entre le canal d'Hagneck et l'aquifère Nord du Seeland est supposé direct par divers auteurs (JORDAN, 2000 ; CORNATON, 2004 ; BADOUX, 2008) ; cependant, certaines études focalisées sur le canal indiquent un colmatage relativement important de celui-ci, entraînant une diminution de l'infiltration et un couplage plus indirect entre les eaux de surface et les eaux souterraines (KELLERHALS & HAEFELI, 1988 ; SCHUDEL & DERVEY, 2004).

A noter que le fonctionnement de l'usine hydroélectrique d'Aarberg entraîne des fluctuations journalières du canal d'Hagneck de plus d'un mètre entre Aarberg et les premiers captages de Gimmiz, ces fluctuations diminuant ensuite progressivement, tamponnées par le barrage d'Hagneck, peu avant le lac de Bienne. Ces grandes variations empêchent une estimation des échanges entre canal et aquifère par des mesures de débits. Des approches par simulation numérique ont été effectuées par différents auteurs, dont les principaux résultats sont présentés dans le Tableau 3.

Tableau 3 Infiltrations et exfiltrations du canal d'Hagneck (SCHUDEL & DERVEY, 2004)

| Auteur | Date | Régime fluvial | Infiltration l.s ⁻¹ | Exfiltration l.s ⁻¹ |
|---------------|-------------------|---------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| WEA (1988) | Années 1986-87 | --- | 305 | 65 |
| | 02.06.1987 | Hautes eaux (été) | 556 | 0 |
| | --- | Basses eaux (hiver) | 84 | 56 |
| WEA (1998) | 1991-93 | --- | 123 | 57 |
| | Juin-juillet 1993 | Hautes eaux (été) | 300-310 | 10-20 |
| | Janvier 1993 | Basses eaux (hiver) | 10-20 | 90-100 |
| Jordan (2000) | 1992-93 | --- | 235 | 148 |
| | Juin-juillet 1993 | Hautes eaux (été) | 300-400 | 70-100 |
| | Janvier 1993 | Basses eaux (hiver) | 80-120 | 300-400 |

Les résultats, très différents selon les divers auteurs, illustrent la difficulté d'une modélisation efficace de la zone, notamment en raison des grandes fluctuations journalières du niveau d'eau au sein du canal d'Hagneck.

2.4.5. Bilans hydrogéologiques

Deux études (JORDAN, 2000 ; SCHUDEL & DERVEY, 2004) principalement basées sur des simulations numériques se sont intéressées au bilan hydrogéologique global de l'aquifère Nord du Seeland, durant les années 1992-93 et 2000-2003 (respectivement). Les points essentiels de ces études sont résumés dans le tableau 4.

Les deux bilans se distinguent tout d'abord par leur somme globale d'entrées et de sorties, le bilan de JORDAN (2000) étant à peu près deux fois inférieur à celui de la seconde étude. Au niveau des entrées, on constate que quantitativement, l'estimation des deux auteurs concernant le canal d'Hagneck est très similaire. Les bilans se distinguent essentiellement sur l'infiltration de l'ancienne Aare et les venues d'eau depuis la bordure molassique ouest. Au niveau des sorties, JORDAN (2000) estime la contribution des captages et du canal de Nidau-Büren équivalente. Quantitativement, les sorties aux captages sont les mêmes pour les deux études, alors que dans l'étude de SCHUDEL & DERVEY (2004), la contribution du canal de Nidau-Büren est nettement prépondérante.

2.4.6. Hydrochimie, qualité des eaux

Les cinq captages de Gimmiz ne rencontrent pas de problèmes majeurs d'un point de vue qualité des eaux. Les concentrations de nitrates aux trois captages de plaine (PW1, PW2 et PW3) peuvent cependant dépasser la valeur indicative de 25 mg.l⁻¹, en particulier durant les périodes hivernales. Les deux captages proches du canal d'Hagneck (PW4 et PW5) n'ont quant à eux que de faibles concentrations de nitrate (cf. Annexe 2.4). La chimie de la zone d'étude est en effet directement influencée par la relation canal-aquifère.

Tableau 4 Bilans hydrogéologiques (d'après JORDAN, 2000 et SCHUDEL & DERVEY, 2004)

| Composante | | JORDAN, 2000 [l.s ⁻¹] | JORDAN, 2000 [%] | SCHUDEL&DERVEY 2004 [l.s ⁻¹] | SCHUDEL&DERVEY 2004 [%] |
|------------|----------------------|--------------------------------------|---------------------|---|----------------------------|
| ENTREES | Canal d'Hagneck | 235 | 31 | 250 | 17 |
| | Ancienne Aare | 49 | 7 | 290 | 19 |
| | Canal Nidau-B. | 1 | 0 | - | - |
| | Autre cours d'eau | - | - | 22 | 6 |
| | Bord. molassique | 9 | 1 | 300 | 21 |
| | Précipitations | 456 | 61 | 530 | 37 |
| | TOTAL entrées | 749 | 100 | 1440 | 100 |
| SORTIES | Canal d'Hagneck | 148 | 21 | 60 | 4 |
| | Ancienne Aare | 22 | 3 | 50 | 4 |
| | Canal de Nidau-B. | 259 | 36 | 870 | 60 |
| | Autre cours d'eau | 34 | 5 | 250 | 17 |
| | Captages | 245 | 35 | 210 | 15 |
| | TOTAL sorties | 708 | 100 | 1440 | 100 |

Durant les mois estivaux, alors que le niveau du canal est maximal, l'infiltration importante d'eau peu minéralisée entraîne une dilution des concentrations au sein de l'aquifère (ions majeurs, conductivité, etc.). Durant les mois hivernaux, l'infiltration du canal diminue et les concentrations au sein de l'aquifère augmentent. Ce phénomène s'observe tant au sein de l'aquifère qu'en bordure du canal, avec cependant de plus grandes amplitudes au sein de l'aquifère (Figure 5).

La qualité de l'eau du Seeland est donc bonne dans la zone d'étude, en grande partie grâce à la venue d'eau fraîchement infiltrée depuis les eaux de surface.

Sur l'ensemble de l'aquifère du Seeland, la majeure partie des risques concernant la qualité de l'eau est liée aux concentrations de nitrates issus de l'agriculture, à la présence d'anciens

dépôts industriels et à l'activité de la raffinerie sucrière d'Aarberg. Dans ce dernier cas, les concentrations en nitrates ne peuvent pas être utilisées comme paramètre représentatif de la pression anthropique sur la qualité des eaux du fait d'une intense dénitrification (CAMPISI 2010).

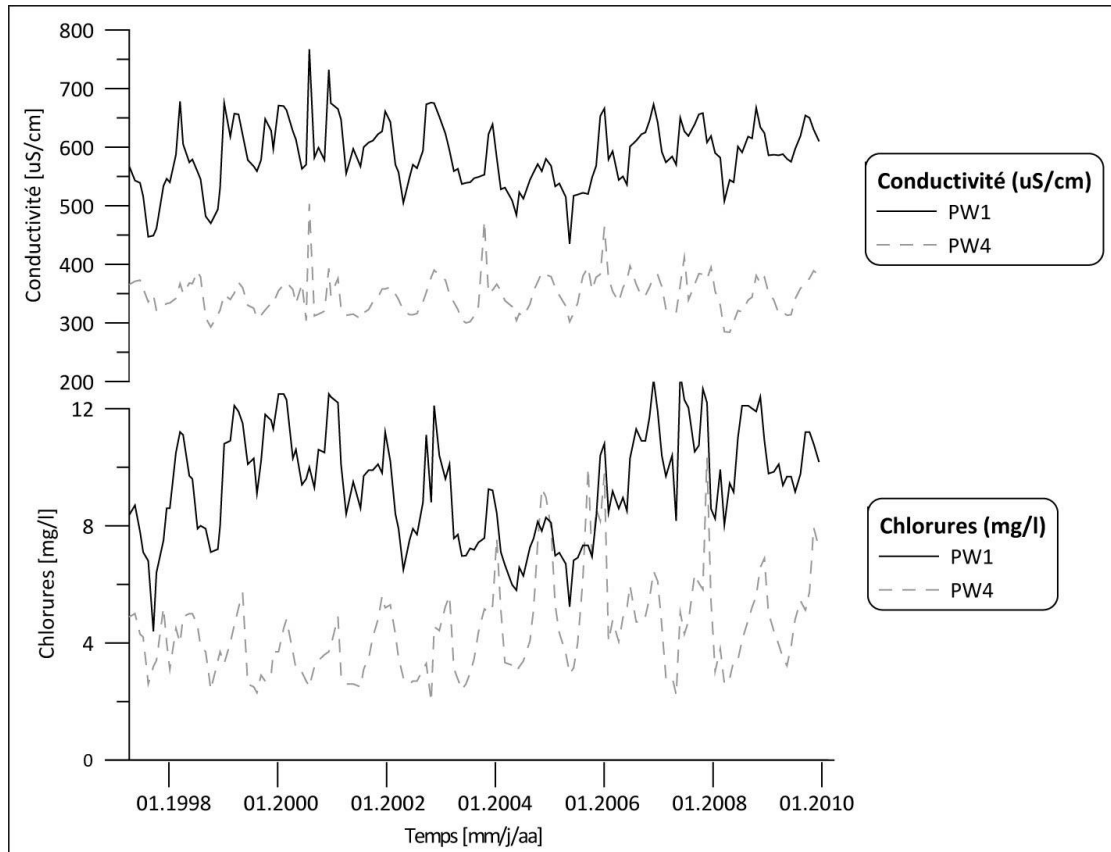


Figure 5 Variations de la conductivité électrique et de la concentration en chlorures aux captages de plaine (PW1) et de berge (PW4) (base de données PURITANI, ESB)

3

MÉTHODOLOGIE

Ce chapitre présente la méthodologie générale du travail ainsi que l'approche appliquée à la problématique étudiée, soit l'évolution de la relation eaux de surface – eaux souterraines sous différentes conditions de pompage, et l'impact de cette relation sur la qualité et la provenance de l'eau souterraine aux captages de Gimmiz. Après une brève description des travaux de terrain effectués, les différents paramètres étudiés sont exposés.

3.1. UNE APPROCHE EN DEUX TEMPS

La majeure partie des études portant sur l'aquifère du Seeland a conclu à une distinction nette entre une partie nord et une partie sud, séparées par le canal d'Hagneck qui joue le rôle présumé de barrière hydrogéologique (KELLERHALS & HAEFELI, 1988 ; JORDAN, 2000 ; SCHUDEL & DERVEY, 2004 ; CAMPISI, 2010, ...). Cette étude s'est donc appuyée sur cette supposition et ne s'est intéressée qu'à la partie nord de l'aquifère couramment appelée « *aquifère Nord du Seeland* », et à sa relation avec le canal d'Hagneck, représentatif de la totalité des entrées d'eau depuis le sud.

La partie de l'aquifère Nord du Seeland étudiée est une zone charnière des écoulements souterrains (JORDAN, 2000). Elle est régulée principalement par les entrées d'eau depuis le canal d'Hagneck et les sorties par les prélèvements aux captages de Gimmiz.

La tenue de cette étude a coïncidé avec le mandat octroyé par le Canton de Berne au bureau d'étude Kellerhals+Haefeli AG pour la réalisation d'un essai de pompage longue durée aux captages de Gimmiz. La coïncidence entre cette étude et l'essai de pompage a offert une possibilité unique d'étudier le comportement de l'aquifère sous différentes conditions. L'approche de ce travail a donc été double :

- dans un premier temps, l'étude s'est portée sur le comportement de l'aquifère en situation « normale », comprenant des prélèvements d'eau irréguliers aux captages de l'ordre de $12'000 \text{ m}^3 \cdot \text{jr}^{-1}$ ($8'000 \text{ l} \cdot \text{min}^{-1}$) ;
- dans un deuxième temps, l'essai de pompage a permis d'étudier la réaction de l'aquifère à des pompages extrêmes et continus, de l'ordre de $48'000 \text{ m}^3 \cdot \text{jr}^{-1}$ ($33'000 \text{ l} \cdot \text{min}^{-1}$), correspondant au débit de concession.

Finalement, la recharge de l'aquifère a été observée durant une période d'un mois suivant la fin de l'essai de pompage. Durant toute la durée de l'étude, les résultats récoltés ont été étudiés du point de vue de la relation entre le canal d'Hagneck et l'aquifère.

3.2. TRAVAUX DE TERRAIN EFFECTUÉS

Divers travaux de terrain ont été menés entre août 2010 et avril 2011.

Les différentes études portant sur le Seeland s'étant relativement peu intéressées à la zone de Gimmiz, la première partie des travaux de terrain a consisté en la recherche d'un réseau piézométrique, après quoi des campagnes d'échantillonnage ont été mises en place avant, durant, et après l'essai de pompage.

3.2.1. Constitution d'un réseau d'observation

A l'aide d'une base des données référentielles fournie par l'Office des eaux et des déchets du Canton de Berne (OED ou AWA en allemand), 22 piézomètres et puits ont été répertoriés en août et septembre 2010 et utilisés pour la première partie de l'étude. En décembre 2010, 20 piézomètres ont ensuite été implantés par le bureau d'étude Kellerhals+Haefeli AG pour le suivi de l'essai de pompage (Figure 6). Les informations essentielles concernant ces points sont placées en annexes (cf. Annexes 3.1. et 3.2.).

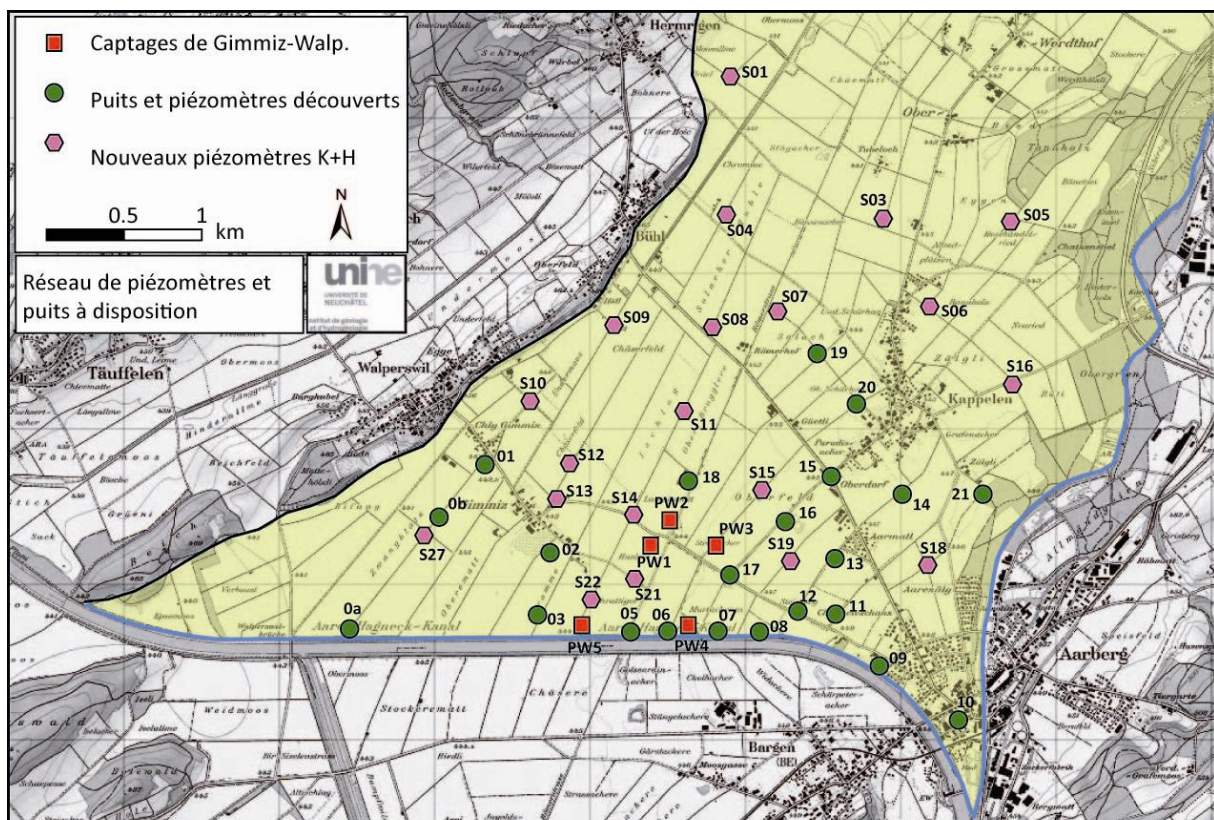


Figure 6 Réseau de piézomètres et de puits à disposition

Les points d'observation ont été nivelés durant le mois d'octobre 2010 à l'aide du niveau de précision Leica NA2, consistant en un viseur optique grossissant 32x, un trépied et une règle graduée de quatre mètres. Les données obtenues ont été comparées aux quelques données existantes pour certains points, et ont révélé une précision suffisante aux objectifs de l'étude (cf. Annexe 3.1.). Les points fixes utilisés pour le nivellement sont les points géodésiques tirés du service de données sur les points fixes (FPDS) de Swisstopo¹ (cf. Annexes 3.3. à 3.6.).

3.2.2. Terrain et appareillages avant essai de pompage

Dans la première partie des travaux de terrain, les 22 points à disposition ont été échantillonnés une fois par mois, de septembre à décembre. A cette occasion, les paramètres de terrain ont été relevés (cf. sous-chapitre 3.2.1.).

Pour chaque point, des échantillons d'eau ont été prélevés pour analyse. Les techniques de prélèvement et d'analyse des échantillons sont exposées au chapitre 3.3.

Toutes les deux semaines, le niveau piézométrique de chaque point d'observation a été relevé à l'aide d'une sonde piézométrique manuelle graduée.

Afin de suivre l'évolution de la piézométrie, quatre sondes à pression-température STS DL/N 64 ont été installées le 22 septembre 2010. Une sonde Keller DCX-16 était déjà en place dans le piézomètre N° 17 depuis le 21 novembre 2009, et une seconde sonde Keller DCX-16 a été installée le 21 décembre 2010 dans le canal d'Hagneck. Toutes les sondes ont été réglées pour mesurer une donnée toutes les 30 minutes, et ont été relevées une fois par mois.

Dans le cadre de l'approche de la relation canal-aquifère, un conductimètre automatique WTW TetraCon 700 relié à un boîtier électronique LF296 a été placé dans le canal d'Hagneck le 21 octobre 2010. Le conductimètre a été réglé pour mesurer la conductivité électrique et la température de l'eau du canal toutes les 30 minutes. La précision du conductimètre automatique est de $\pm 5\%$.

Le 3 novembre 2010, 4 sondes de température HOBO U22 Water Temp Pro v2 ont été calibrées puis placées dans les puits et piézomètres n°05, 06, 08 et 09, à proximité du canal d'Hagneck, et une au sein du canal afin de pouvoir calibrer les données du conductimètre automatique. Les sondes ont été réglées pour mesurer une valeur toutes les 30 minutes de novembre à décembre 2010, puis toutes les 15 minutes de janvier à avril 2011. La précision de ces sondes de température est de $\pm 0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Le même jour (3.11.10), la teneur en radon de l'eau a été mesurée dans le canal d'Hagneck et dans les puits et piézomètres n°06, 07, 08, 09, 10, 11, 12 et 17, ainsi que dans les captages PW4 et 5, durant le mois de novembre 2010.

3.2.3. Suivi de l'essai de pompage et de la remontée

Pour le suivi de l'essai de pompage, 3 sondes Solinst 3001 LT F15/M5, une sonde Solinst 3001 LT F30/M10 et un baromètre Solinst 3301 LT F5/1.5M ont été installées le 30 décembre 2010, mais trois sondes STS DL/N 64 aux résultats douteux ont dû être retirées. Les sondes Solinst ont pris des mesures de pression d'eau et de température toutes les 15 minutes.

Des conductimètres automatiques WTW Cond315i et Cond340i ont été installés le 7 janvier 2011 aux captages PW4 et PW5, afin de mesurer la conductivité et la température de l'eau des captages toutes les 15 minutes. Ils ont été relevés chaque semaine. La précision de ces conductimètres est de $\pm 5\%$.

¹ <http://map.fpds.admin.ch/index.php>

Durant tout l'essai de pompage, les points d'observation n° 16, 17, 18, S15 et S21 ont été échantillonnés une fois par semaine. Les 5 captages ont été échantillonnés deux fois par semaine par le bureau d'étude Kellerhals+Haefeli AG, et les échantillons analysés au laboratoire du CHYN.

Le 18 janvier 2011, le bureau d'étude Kellerhals+Haefeli AG a injecté 30 kilos d'uranine (ou fluorescéine) dans le canal d'Hagneck, au niveau du barrage de l'usine hydroélectrique d'Aarberg. L'uranine a été mesurée 4.5 km en amont dans le canal, au niveau du pont de Walperswil. Le même jour, cinq kilos de naphthionate ont été injectés au piézomètre n°17, et 1.5 kilos d'amidorhodamine G au piézomètre n° 07. Un échantillonneur automatique ISCO 6712 de Teldedyne Isco Inc. a été installé dans le captage PW3 afin de prélever un échantillon toutes les huit heures.

Du 1^{er} au 2 mars 2011, trois jours après l'arrêt de l'essai de pompage, le canal d'Hagneck ainsi que 34 piézomètres répartis sur la zone d'étude ont été échantillonnés lors d'une dernière campagne; les paramètres de terrain ont été relevés et la piézométrie mesurée. Les sondes de pression et les sondes de température ont été laissées sur le terrain durant six semaines suivant la fin de l'essai de pompage. L'ensemble du matériel a été relevé une dernière fois le 4 avril 2011.

3.2.4. Paramètres de terrain mesurés

Durant les différentes campagnes d'échantillonnage effectuées, les paramètres de terrain ont été mesurés *in situ* à l'aide de différentes sondes reliées à un multiparamètre Hach HQ-40d.

Avant toute mesure, les piézomètres et puits ont été purgés à un débit d'environ 10 l.min⁻¹ à l'aide d'une pompe submersible Proactive SS-Monsoon 12V serial 2663.

La purge effectuée sur les piézomètres, de faible diamètre, s'est faite durant un laps de temps permettant une purge d'un volume complet d'eau. En fonction des différentes profondeurs d'implantation des piézomètres, les purges effectuées ont duré de 10 à 15 minutes. Les puits de grands diamètres ont quant à eux tous été purgés durant 15 minutes au minimum, leur grand volume ne permettant cependant pas une purge complète.

Afin de réduire les perturbations de mesures induites par des écoulements turbides et turbulents, les paramètres ont été mesurés dans un récipient adapté.

La conductivité électrique de l'eau [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] a été mesurée à l'aide d'une sonde CDC-401. La sonde mesure la conductivité de l'eau corrigée non-linéairement à 25°C. La résolution de la sonde est de 1.0 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ entre 200 et 999 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ et la précision de $\pm 5\%$ de la mesure.

La température [°C] de l'eau a été mesurée à l'aide de la sonde de conductivité CDC-401. La précision de la sonde est de ± 0.3 °C.

Le pH [-log[H⁺]] a été mesuré avec une sonde PHC-301 préalablement calibrée à l'aide de standards de pH 4, 7 et 10.

L'oxygène dissous [mg.l⁻¹ et % de saturation] a été mesuré avec une sonde LDO-101, permettant une gamme de mesure allant de 0.1 à 20.0 mg.l⁻¹, soit 1-200 % de saturation. La précision de la sonde est de $\pm 1\%$.

3.3. PARAMÈTRES ÉTUDIÉS EN LABORATOIRE

Les échantillons prélevés ont tous été ramenés au laboratoire du CHYN pour analyse (à l'exception du radon, voir sous-chapitre 3.3.3.). Les différents paramètres étudiés sont présentés ci-dessous. Pour certains paramètres, un bref exposé du « background théorique » est proposé pour une meilleure compréhension des résultats.

3.3.1. Ions majeurs et titre alcalimétrique total (TAC)

Les échantillons utilisés pour l'analyse des ions majeurs et du titre alcalimétrique total (TAC) ont été filtrés sur le terrain à l'aide d'une pompe à vide manuelle et de filtres de 0.4 μm de diamètre de pore. Les échantillons prélevés aux captages par le bureau d'étude Kellerhals+Haefeli AG ont été filtrés au laboratoire du CHYN moins de 24 heures après leur prélèvement.

Les échantillons destinés à l'analyse du TAC ont été prélevés dans des flacons en plastique de 250 ml. Le titre alcalimétrique total, équivalent dans ce type d'aquifère à la quantité de bicarbonates HCO_3^- (HITCHON ET AL., 1999) a été mesuré par titration à l'aide du titreur potentiométrique Titrino 848 moins de 24 heures après l'échantillonnage. Le principe consiste en l'addition graduelle d'acide chlorhydrique HCl 0.1 M dans des solutions de 50 ml, jusqu'à ce que le pH descende à 4.3. A un tel pH, tout le bicarbonate est transformé en acide carbonique H_2CO_3 . L'appareil permet d'analyser cinq échantillons à la fois, répartis en doublets afin d'obtenir des pourcentages d'erreur de mesure. Pour toutes les analyses faites, le pourcentage d'erreur était inférieur à 5%.

Les échantillons destinés à l'analyse des ions majeurs ont été prélevés dans des flacons en plastique de 20 ml. Les échantillons destinés à l'analyse des cations ont été acidifiés à l'aide d'acide nitrique HNO_3 0.1M. L'analyse des ions majeurs (cations + anions) s'est faite par chromatographie ionique à l'aide d'un appareillage Dionex DX-120, composé d'un système intégré comprenant une pompe, un détecteur et une valve d'injection. A noter que les échantillons dont la conductivité électrique dépassait 500 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ ont été dilués avant l'analyse. Le seuil de détection de l'appareil est de 0.1 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$, bien que des concentrations inférieures puissent être données.

Afin de vérifier la validité des résultats, la balance ionique des ions majeurs a été vérifiée et a été inférieure à $\pm 5\%$ dans plus de 98% des échantillons (203 sur 207 analysés).

3.3.2. Isotopes de l'eau

3.3.2.1. Echantillonnage et analyse

Les échantillons destinés à l'analyse des isotopes de l'eau ont été prélevés dans des flacons en verre de 20 ml munis d'un bouchon septum Teflon/Silicon spécialement adapté pour la conservation d'éléments volatiles. Ils ont été analysés au laboratoire du CHYN à l'aide d'un spectromètre Los Gatos Research DLT-100. Les résultats, exprimés en rapports isotopes lourds / isotopes légers, ont été convertis en expression δ (cf. section suivante). La précision des résultats est de $\pm 2.0\%$ pour le δD et de $\pm 0.2\%$ pour le $\delta^{18}\text{O}$.

3.3.2.2. Mesures du signal isotopique et fractionnement durant le cycle de l'eau

L'eau est composée de différents isotopes. Les isotopes ^1H , ^{16}O , D (ou ^2H) et ^{18}O peuvent s'assembler de diverses manières.

La technique d'utilisation des isotopes de l'eau se base sur le ratio entre isotopes lourds (D, ^{18}O) et légers (^1H , ^{16}O) par rapport à un standard.

Ce rapport, exprimé en pour-mille [‰], est symbolisé par le symbole δ :

$$\delta = \left(\frac{R_{\text{échantillon}}}{R_{\text{std}}} - 1 \right) \cdot 1000 \quad (1)$$

où

$R_{\text{échantillon}}$ représente la fraction molaire entre D/ ^1H ou $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de l'échantillon
 R_{std} représente la fraction molaire entre D/ ^1H ou $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ du standard

Respectivement, on obtient le δD et le $\delta^{18}\text{O}$. Dans les deux cas, le standard utilisé est V-SMOW (Vienna-Standard Mean Ocean Water), défini en 1968 par l'AIEA. Le rapport D/ ^1H du standard vaut $155.76 \pm 0.05 \cdot 10^{-6}$ (HAGEMANN ET AL., 1970) alors que le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ vaut $2005.20 \pm 0.45 \cdot 10^{-6}$ (BAERTSCHI, 1976).

La différence de masse entre le ^{16}O et le ^{18}O induit des propriétés physiques différentes entre les deux isotopes (point d'évaporation, pression de vapeur). Lorsqu'il y a évaporation, de l'énergie est transférée de la phase liquide à la phase vapeur. La pression de vapeur d'une eau constituée d'isotopes légers étant plus haute que celle d'une eau « lourde », les isotopes légers sont plus facilement transférés dans la phase gazeuse.

Le phénomène durant lequel la vapeur s'appauvrit en isotopes lourds et l'eau résiduelle s'en enrichit est appelé *fractionnement isotopique*.

Dans la nature, au sein du cycle de l'eau, trois paramètres ont une influence majeure sur le fractionnement isotopique : la température, l'altitude et la latitude (BOWEN & WILKINSON, 2002). Le paramètre fondamental est l'influence de la température sur le fractionnement puisque celui-ci est thermodépendant : une diminution de la température entraîne une augmentation du fractionnement isotopique (MELANDER, 1960 ; DANSGARD, 1964).

Après évaporation, l'eau se condense et retombe sous forme de pluie ; lors de ce processus, l'eau tombant sous forme de pluie est enrichie vis-à-vis de la vapeur résiduelle du nuage. Lors des précipitations successives s'opérant au fil du déplacement d'un nuage vers l'intérieur des continents, les eaux sont de plus en plus appauvries (Figure 7). A l'intérieur des continents, la diminution de la température liée aux effets d'altitude va entraîner des valeurs isotopiques de plus en plus faibles (SCHÜRCH ET AL., 2003).

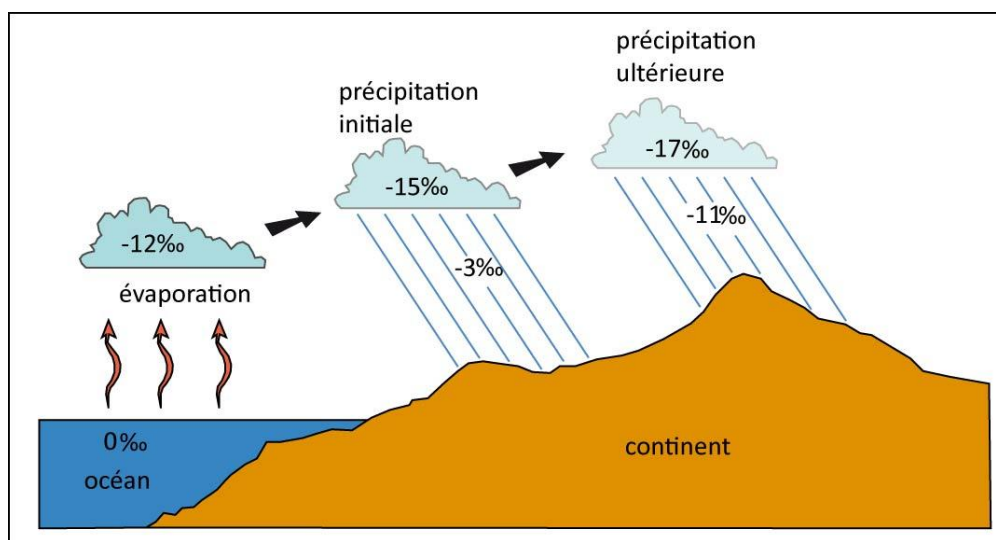


Figure 7 Fractionnement isotopique au sein du cycle de l'eau, effet continental (d'après HOEFS, 1997)

3.3.3. Radon

3.3.3.1. Echantillonnage et analyse

Le radon est un élément volatile. Afin de minimiser son dégazage, le tuyau de prélèvement de la pompe a été placé au fond d'un seau, selon la méthodologie appliquée par GAINON (2008). Les échantillons ont été prélevés dans des flacons en verre de 20 ml septum Teflon/Silicon au fond du seau, évitant ainsi tout contact avec l'atmosphère. Le débit de pompage a été réglé à $1 \text{ l} \cdot \text{min}^{-1}$, bien que les travaux de BERTIN & BOURG (1994) semblent indiquer que l'influence du débit pompé sur les concentrations de radon dans l'eau soit minime.

L'analyse des teneurs en radon a été effectuée dans les 24 heures suivant le prélèvement au laboratoire de Nucfilm GmbH à Cordast (FR), à l'aide d'un Liquid Scintillation Counter 300SL Hidex. Cet appareil utilise la méthode « Liquid Scintillation Counting » (LSC) développée par HORIUCHI & MURAKAMI (1981) et reprise par LEANEY & HERCZEG (2006). La marge d'erreur est de ± 5 à 8% de la mesure.

3.3.3.2. Théorie du déséquilibre

Le radon, élément radiogène issu de la série de désintégration de l'uranium-238 (^{238}U) et produit-fille direct de la désintégration- α du radium-226 (^{226}Ra), est un traceur environnemental couramment utilisé dans le cadre des études portant sur les relations entre eaux de surface et eaux souterraines (FUKUI, 1985).

L'isotope ^{222}Rn , prédominant en milieu naturel, possède une demi-vie de 3.825 jours. Malgré sa grande solubilité, le radon est quasiment absent dans les eaux de surface, sa concentration, mesurée en Becquerels par litres ($\text{Bq} \cdot \text{l}^{-1}$, un Bq représentant une désintégration par seconde) étant la plupart du temps inférieure à $10^{-2} \text{ Bq} \cdot \text{l}^{-1}$ (SNOW & SPALDING, 1997).

Lors de l'infiltration des eaux de surface, le contact avec l'atmosphère est coupé si l'on néglige les fuites au travers de la zone non saturée. La concentration (ou activité) de radon augmente alors suivant une loi de désintégration radioactive, guidée par sa propre constante de désintégration et sa production à partir du radium :

$$A_{222} = A_{226} \cdot (1 - e^{-\lambda_{222}t}) \quad (2)$$

où

- A_{222} représente l'activité du radon
- A_{226} représente l'activité du radium
- λ_{222} est la constante de désintégration du radon ($\lambda_{222} = 0.1812 \text{ j}^{-1}$)

La concentration de radon dans l'eau nouvellement infiltrée augmente avec le temps de résidence jusqu'à un point dit d'équilibre séculaire. Ce point est atteint après 5 demi-vies soit environ 20 jours d'après HOEHN & VON GUNTEN (1989) et BERTIN & BOURG (1994), 5-6 demi-vies soit 20-25 jours selon SNOW & SPALDING (1997), et 30 jours d'après LOW (1996).

Une fois l'équilibre atteint, les activités en radon et radium sont les mêmes, et le temps de transit jusqu'à l'équilibre se mesure par simple réarrangement de la formule (3) :

$$t = \frac{\ln\left(1 - \frac{A_{222}}{A_{222\text{éq}}}\right)}{-\lambda_{222}} \quad (3)$$

où

- A_{222} représente l'activité du radon
- $A_{222\text{éq}}$ représente l'activité du radon à l'équilibre, équivalente à l'activité du radium
- λ_{222} est la constante de désintégration du radon ($\lambda_{222} = 0.1812 \text{ j}^{-1}$)

Le principe de détermination du temps de transit (et donc des vitesses d'écoulement) par la méthode radon est ainsi basée sur l'étude de concentrations relatives à un état d'équilibre et non à des valeurs absolues. La principale hypothèse de cette méthode est la distribution homogène de l'élément-mère radium, un paramètre difficile à évaluer pouvant entraîner de mauvaises interprétations de résultats.

Dans la pratique, la méthode radon nécessite au moins un point d'observation représentatif de l'état d'équilibre séculaire, un point d'observation situé dans la zone de rééquilibrage radiogène des concentrations de radon, et, idéalement, un point proche de la zone d'infiltration. Dans le cas d'aquifères graveleux préalpins caractérisés par des vitesses d'écoulement moyennes de 5 m.j^{-1} (HOEHN & VON GUNTEN, 1989), ces points se situent idéalement à $> 100 \text{ m}$, entre 10 et 70 m et à 3-5 m (respectivement) de la zone d'infiltration.

3.3.4. Traceurs artificiels

Trois traceurs artificiels ont été injectés le 18 janvier 2011, une semaine après le début de l'essai de pompage longue durée aux 5 captages de Gimmiz.

Cinq kilos de naphthionate de sodium ont été injectés à 14h au piézomètre n°17 (cf. Figure 6). Le naphthionate présente l'avantage d'être invisible à des concentrations inférieures à 0.1 g.l^{-1} (10^5 ppb). Son seuil de détection est de 0.5 ppb . Des échantillons destinés à l'analyse du naphthionate ont été prélevés toutes les 8 heures du 18 janvier 2001 au 18 février 2011 au captage PW3 à l'aide d'un échantillonneur automatique ISCO 6712 de Teldedyne Isco Inc., relevé une fois par semaine.

Un kilo et demi de sulforhodamine G (ou amidorhodamine G) a été injecté à 14h30 au piézomètre n°7 (cf. Figure 6). La sulforhodamine G présente l'avantage d'être le seul traceur parmi les rhodamines à être non toxique (BEHRENS ET AL., 2001). Invisible à des concentrations inférieures à 10 ppb, son seuil de détection est de 0.1 ppb.

Trente kilos d'uranine ont été injectés à 17h dans le canal d'Hagneck en amont du barrage d'Aarberg par le bureau d'étude Kellerhals+Haefeli AG. L'uranine possède le seuil de détection le plus bas des traceurs artificiels, puisque sa détection est encore possible à des concentrations de 10^{-3} ppb. Elle est visible à partir de concentrations supérieures à 10 ppb. Son principal inconvénient est sa sensibilité à la lumière, raison pour laquelle elle a été injectée en fin de journée.

Des échantillons ont été prélevés par le bureau d'étude Kellerhals+Haefeli aux cinq captages de Gimmiz ainsi qu'à de nombreux piézomètres situés entre le canal d'Hagneck et les captages, afin d'analyser les trois traceurs injectés. Leurs échantillons ont été analysés par le laboratoire de l'Université de Berne.

Les échantillons prélevés par l'échantillonneur automatique au captage PW3 ont été analysés au laboratoire du CHYN à l'aide d'un spectrofluorimètre Perkin Elmer Luminescence Spectrometer 50B. Celui-ci utilise les propriétés de fluorescence des traceurs afin d'obtenir leurs spectres d'émission et d'excitation. L'intensité de fluorescence obtenue est proportionnelle à la concentration du traceur dans l'échantillon.

L'intensité obtenue (mV) est convertie en concentrations (ppb) à l'aide de standards de concentrations connues. Dans le cas de l'uranine, des standards de 1, 2, 4, 6 et 8 ppb ont été effectués en diluant l'uranine injectée avec de l'eau du canal d'Hagneck (Figure 8). La pente de la droite de calibration de l'uranine a alors été utilisée pour la conversion des intensités en concentrations.

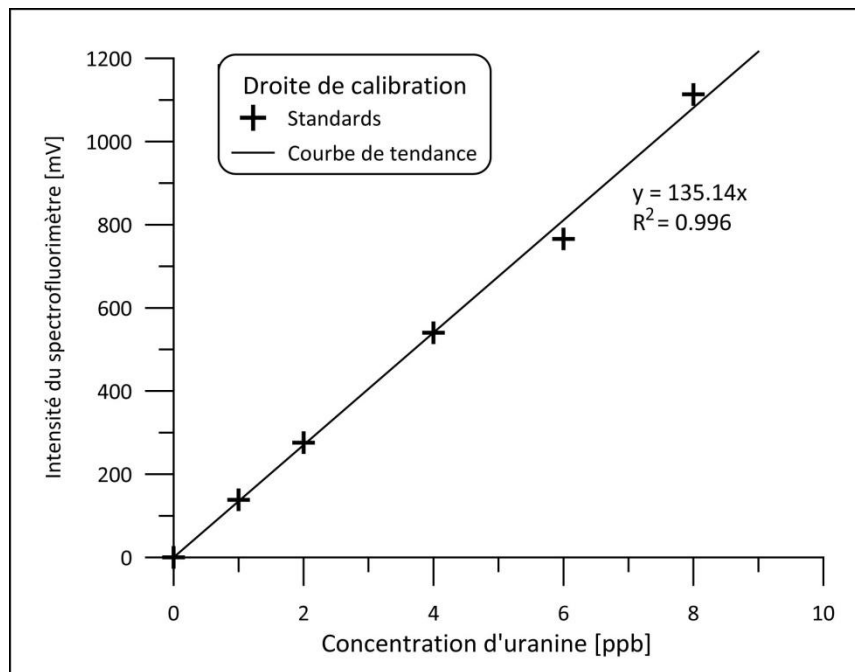


Figure 8 Droite de calibration de l'uranine

4

FONCTIONNEMENT DE L'AQUIFÈRE EN SITUATION « NORMALE »

Ce chapitre présente les principaux résultats récoltés durant les mois de septembre à décembre 2010, par le biais de campagnes d'échantillonnage mensuelles, de relevés piézométriques chaque quinzaine et d'appareils enregistreurs automatiques. Durant cette période qualifiée de « normale », les prélèvements d'eau dans l'aquifère Nord du Seeland sont effectués de manière « normale » aux captages de Gimmiz, c'est-à-dire de manière discontinue et irrégulière. Les résultats des différents paramètres sont présentés successivement avant une première discussion et interprétation des résultats.

4.1. FLUCTUATIONS PIÉZOMÉTRIQUES ET DYNAMIQUE GÉNÉRALE

Les résultats des différents relevés ont été traités sous forme de cartes piézométriques. Les données du 28 octobre 2010 sont illustrées (Figure 9). Les données complètes de chaque campagne sont placées en annexes (Annexe 4.1).

A chaque campagne, on retrouve une zone majeure d'infiltration de l'eau de surface du canal d'Hagneck, depuis la sortie d'Aarberg (piézomètre n° 09) jusqu'aux captages PW4 et PW5, après quoi l'eau de l'aquifère s'exfiltre dans le canal. Au niveau de Gimmiz, on observe une crête piézométrique à partir de laquelle l'eau s'écoule selon une direction SW en direction du canal, et une direction NE, dans le sens d'écoulement principal de l'aquifère.

Les captages PW1-3, situés en plaine, captent essentiellement l'eau en provenance du canal ; au nord des captages, l'eau s'écoule selon une direction générale SW-NE non perturbée.

La zone complexe située après le barrage hydroélectrique d'Aarberg, entre le canal d'Hagneck et l'ancienne Aare, indique une surélévation métrique de la nappe par rapport aux eaux de surface, et donc une probable exfiltration de celle-ci dans le canal d'Hagneck et l'ancienne Aare.

4. Fonctionnement de l'aquifère en situation « normale »

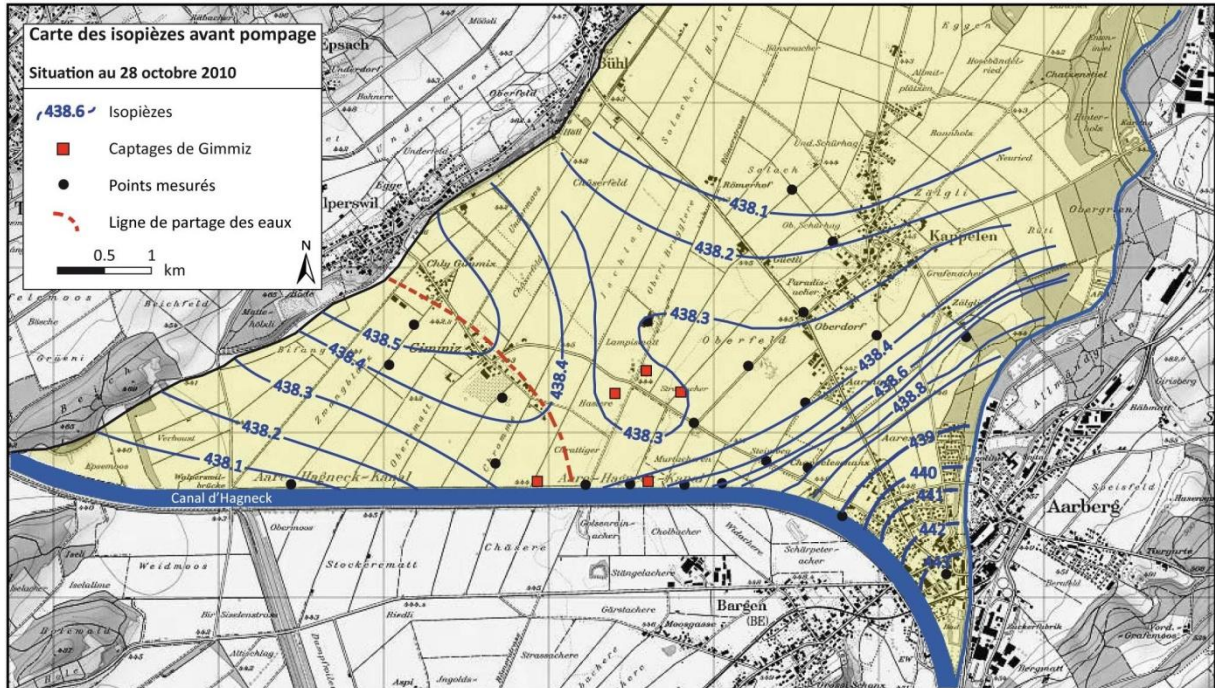


Figure 9 Carte des isopièzes du 28 octobre 2010

4.2. IONS MAJEURS : CARACTÉRISATION ET FLUCTUATIONS SPATIALES

L'analyse des ions majeurs a dans un premier temps permis la caractérisation de l'eau de l'aquifère. Les résultats présentés sous la forme d'un diagramme de Piper et Schöeller-Berkaloff (Figure 10, A et B) indiquent que l'eau du Seeland est essentiellement bicarbonatée calcique, c'est-à-dire principalement constituée de calcium et de bicarbonates. Les teneurs en sulfates et magnésium sont relativement faibles et similaires sur l'ensemble de la zone d'étude, alors que les teneurs en chlorures et surtout en nitrates montrent de fortes fluctuations spatiales.

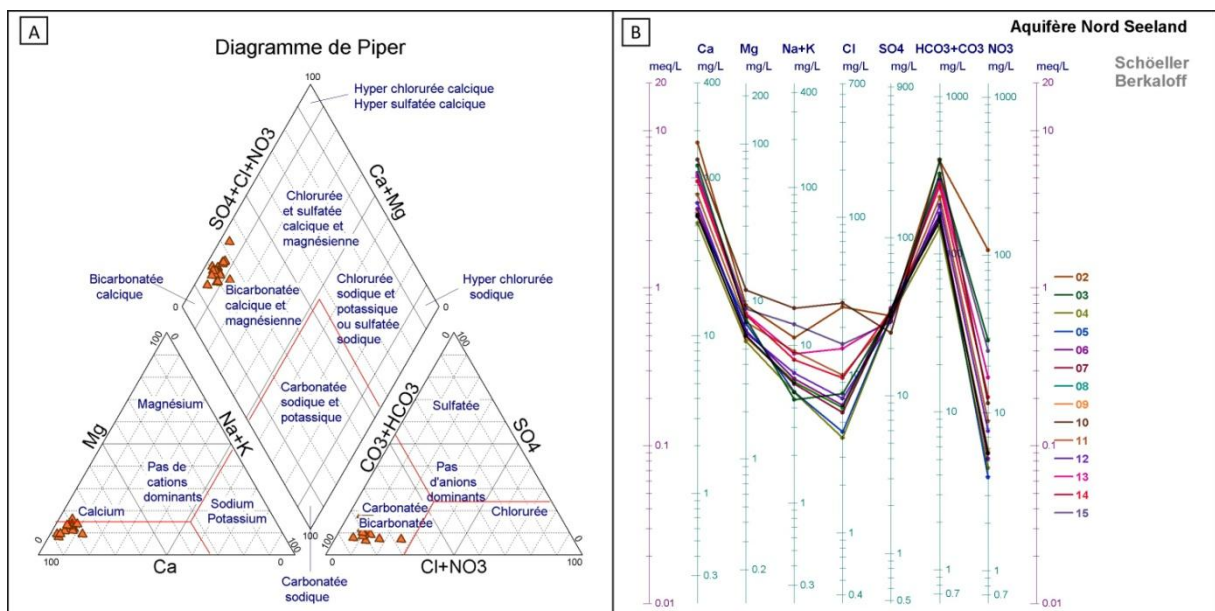


Figure 10 Diagramme de Piper et de Schöeller-Berkaloff des eaux du Seeland

Les diverses campagnes d'échantillonnage (août à décembre 2010) se situent toutes dans la période de transition entre un régime printanier de hautes eaux et un régime hivernal de basses eaux. Les divers paramètres étudiés (voir Annexe 4.2.) ne montrent ainsi que de faibles fluctuations temporelles, et une tendance à l'enrichissement consécutive à la diminution de l'infiltration du canal d'Hagneck durant cette période de transition, comme indiqué au chapitre précédent (cf. Figure 5). Les variations de concentrations des nitrates, chlorures, du TAC et de la conductivité électrique, présentées en annexes (Annexe 4.2.), sont ainsi relativement faibles. Au vu de ces résultats, l'approche hydrochimique de l'aquifère en situation naturelle s'est essentiellement focalisée sur les fluctuations spatiales des paramètres étudiés.

Dans le cadre de cette approche essentiellement spatiale, les données issues de la campagne d'échantillonnage du 15-16 novembre 2010 ont été utilisées, ces données étant considérées comme représentatives de l'ensemble de la période étudiée dans ce chapitre. L'ensemble des données hydrochimiques et des paramètres de terrain mesurés sont placés en annexes (Annexe 4.3.)

4.2.1. Constituants majeurs de l'eau

Les principaux constituants de l'eau, le calcium et le bicarbonate (exprimé sous la forme du titre alcalimétrique total) montrent une augmentation de leurs concentrations en fonction de leur distance au canal d'Hagneck (Figure 11). Alors que le canal est caractérisé par une concentration de calcium de moins de 60 mg.l⁻¹, le point le plus éloigné selon la principale direction d'écoulement indique des teneurs de plus de 120 mg.l⁻¹ (point n° 18).

Si la plupart des points échantillonnés indiquent cette tendance à l'enrichissement, on distingue les points n° 02, 03 et 10, qui sont parmi les plus enrichis en calcium (120 mg.l⁻¹ à 168 mg.l⁻¹) et bicarbonate (325 mg.l⁻¹ à 396 mg.l⁻¹), malgré leur faible distance vis-à-vis du canal d'Hagneck.

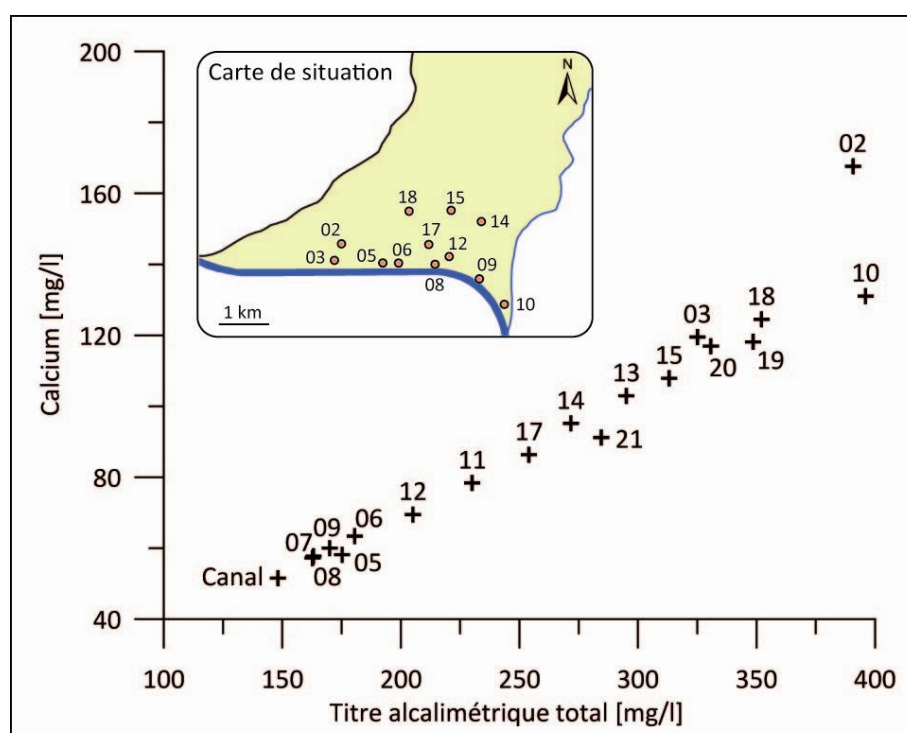


Figure 11 Relation entre le TAC et les teneurs en calcium

4.2.2. Conductivité électrique

La conductivité électrique de l'eau (symbole σ), indicatrice de son degré de minéralisation global, est présentée par une carte des valeurs mesurées sur le terrain le 15 novembre 2010 (Figure 12).

La conductivité électrique est en général plus élevée au sein de l'aquifère, indiquant un enrichissement de la minéralisation de l'eau par le biais de circulations au travers de matériaux relativement solubles ainsi que des venues d'eau plus minéralisées en provenance de la zone non saturée. Les points d'observation situés le long du canal sont marqués par une conductivité électrique inférieure à $400 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (puits n° 06 = $375 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$; piézo n° 08 = $349 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$; piézo n° 09 = $355 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ par exemple). En plaine, les valeurs sont majoritairement comprises entre 500 et $700 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

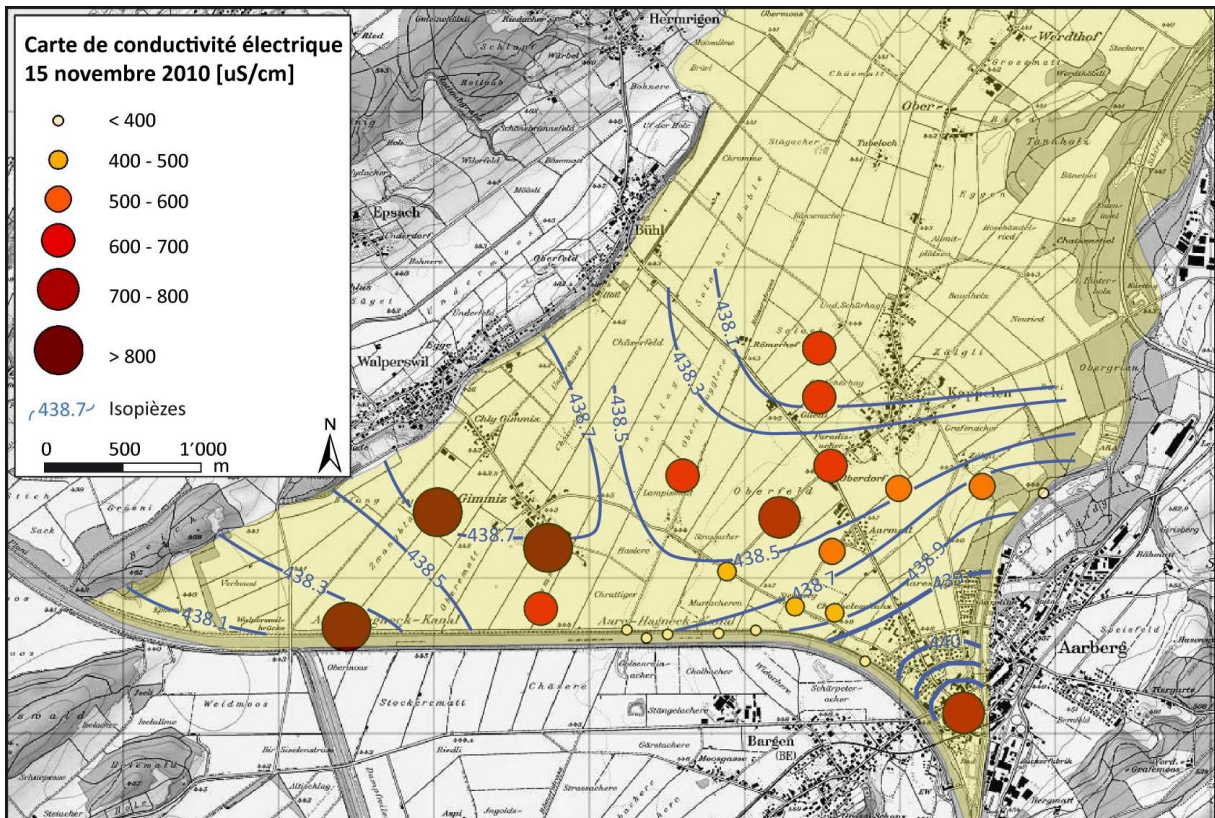


Figure 12 Carte de la conductivité électrique du 15 novembre 2010

Afin de visualiser ces circulations d'eau préférentielles, la Figure 12 propose une vue conjointe des valeurs de conductivité électrique et des lignes isopièzes indicatrices de la surface de l'aquifère. Les différentes valeurs indiquent une augmentation de la conductivité électrique par le biais de l'infiltration principale du canal située entre la sortie d'Aarberg et les captages PW4-5, alors que la partie ouest est caractérisée par les plus fortes valeurs de conductivité électrique (puits 0a = $804 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$; puits 0b = $988 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$; puits 02 = $916 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$). Le piézomètre n°10 situé à Aarberg se distingue par une valeur de conductivité relativement élevée ($\sigma = 754 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) vu sa faible distance au canal d'Hagneck.

4.2.3. Teneurs en nitrates

Les concentrations en nitrates du 15 novembre 2010 montrent de fortes variations spatiales au sein de la plaine du Seeland (Figure 13).

Le centre de la plaine est caractérisé par des teneurs en nitrates de 10 à 25 mg.l⁻¹, alors que le bord du canal d'Hagneck indique des teneurs inférieures à 10 mg.l⁻¹. Comme pour la conductivité électrique, on retrouve une zone ouest marquée par de fortes concentrations (à l'exception du point à l'ouest de Gimmiz, situé dans une zone particulière, comme on le verra par la suite). La partie de l'aquifère située à Aarberg (piézomètre n° 10) indique des valeurs plus hautes que celles relevées à d'autres points situés le long des berges du canal d'Hagneck.

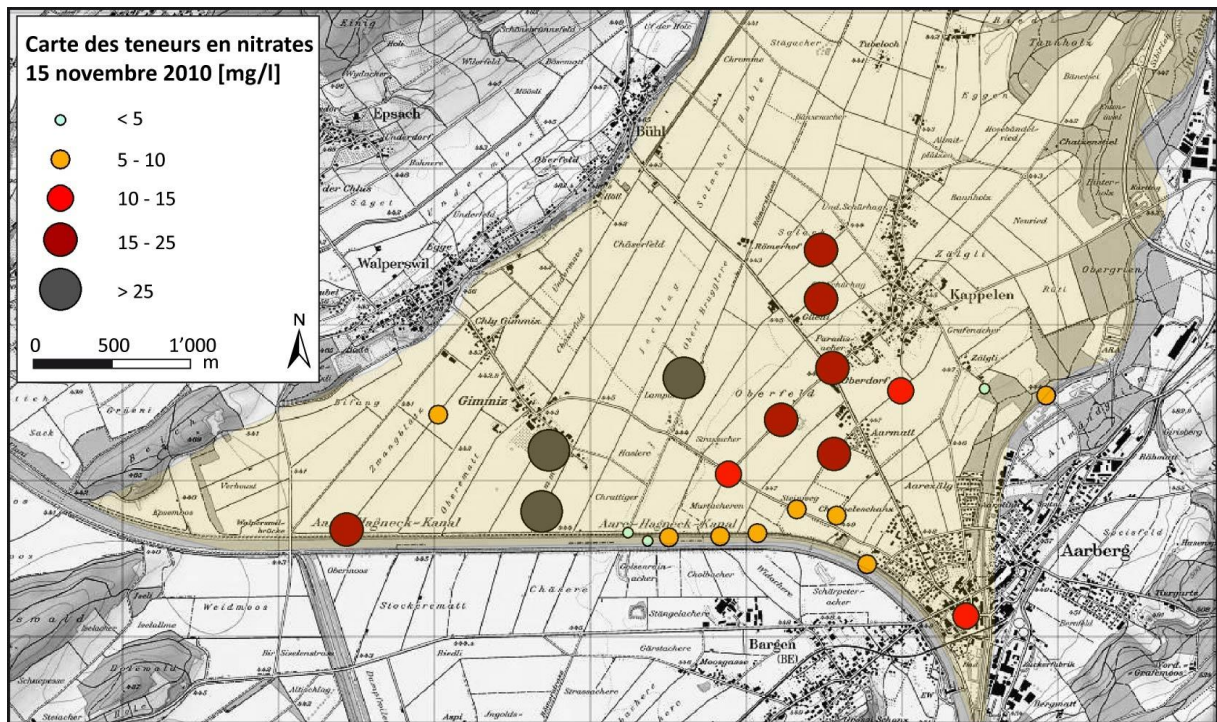


Figure 13 Carte des teneurs en nitrates du 15 novembre 2010

Les teneurs en nitrates au sein de la plaine sont influencées par deux facteurs : l'épandage de fertilisants agricoles, ayant pour effet d'augmenter les teneurs en nitrates, et la distance au canal d'Hagneck, dont l'infiltration d'eau de surface dilue les concentrations de nitrates. Plus la distance au canal est faible, plus cet effet de dilution influence les concentrations en nitrates. Cet effet de dilution peut s'observer à l'aide du ratio Cl/NO₃. Les chlorures étant également issus principalement des fertilisants, leurs concentrations augmentent conjointement à celles des nitrates, en fonction de leur éloignement du canal et de la quantité de fertilisant épandu.

Lorsque le processus de dilution est prépondérant, à de faibles distances du canal d'Hagneck, le rapport Cl/NO₃ est sensiblement le même, les nitrates et les chlorures étant dans un rapport 1 : 1. Avec la diminution de l'influence du canal, le rapport Cl/NO₃ varie, les teneurs en nitrates étant approximativement doublement supérieures aux teneurs en chlorures. Ce phénomène s'explique par l'infiltration d'eaux agricoles caractérisées par de plus fortes teneurs en nitrates par rapport aux chlorures (fertilisants). Les différentes pentes sur lesquelles les valeurs s'alignent permettent de mettre en évidence les points fortement influencés par la dilution des eaux du canal (Annexes 4.4. et 4.5.).

4.3. ISOTOPES STABLES DE L'EAU

De même que les paramètres vus précédemment, le rapport isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) montre de fortes hétérogénéités spatiales (Figure 14).

La campagne du 15 novembre 2010 indique un signal isotopique de l'eau du canal d'Hagneck de -12.2 ‰, et un signal de l'ancienne Aare de -11.9 ‰. Les points proches du canal montrent des valeurs très similaires, alors qu'on observe un enrichissement du signal en direction du nord, selon le chemin d'écoulement principal.

Les captages de plaine (PW1, PW2 et PW3) sont les trois marqués par un signal relativement appauvri ($\delta^{18}\text{O} = -11.1$ ‰; -11.4 ‰; -11.5 ‰ respectivement) par rapport aux piézomètres situés en plaine, à une distance du canal équivalente (par exemple le puits n°02 et le piézomètre n° 16, respectivement marqués par un $\delta^{18}\text{O}$ de -9.8 ‰ et -8.6 ‰).

La zone d'Aarberg (représentée par le piézomètre n° 10) se distingue une nouvelle fois, par un rapport isotopique relativement élevé (-10.9 ‰) malgré sa proximité du canal d'Hagneck et de l'ancienne Aare.

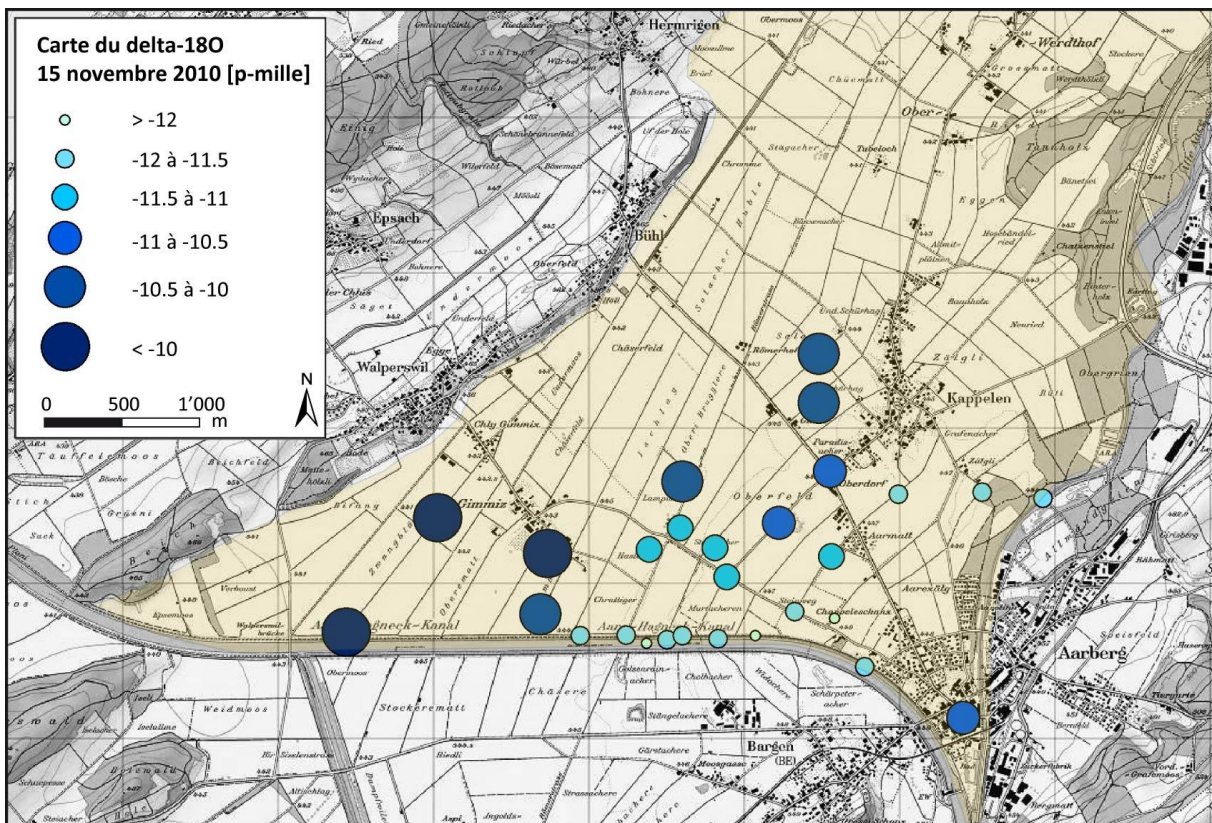


Figure 14 Carte du delta-18O du 15 novembre 2010

4.4. TENEURS EN RADON DANS LES EAUX INFILTRÉES

Les teneurs en radon, prélevées et analysées le 3 novembre 2010, sont représentées en même temps que les teneurs en CO_2 (Figure 15). Les données complètes sont disponibles en annexes (Annexe 4.6).

La concentration de radon dans le canal d'Hagneck est de 0.4 Bq.l^{-1} , en adéquation avec la littérature, HOEHN & VON GUNTEN (1989) ayant mesuré des teneurs de 0.1 Bq.l^{-1} . Dans les deux cas, le radon est très faiblement présent dans l'eau de surface.

La plupart des teneurs en radon se situent ensuite entre 4 et 10 Bq.l⁻¹, à l'exception des valeurs mesurées au piézomètre n° 07, qui dépassent 12 Bq.l⁻¹. Les piézomètres n° 11, 12 et 17 présentent tous des concentrations de 10 Bq.l⁻¹.

Les concentrations de CO₂ passent de 0.4 mg.l⁻¹ au sein du canal à 10.1 mg.l⁻¹, à l'exception des concentrations au piézomètre n° 10, qui se distingue une nouvelle fois par des concentrations de CO₂ de près de 30 mg.l⁻¹.

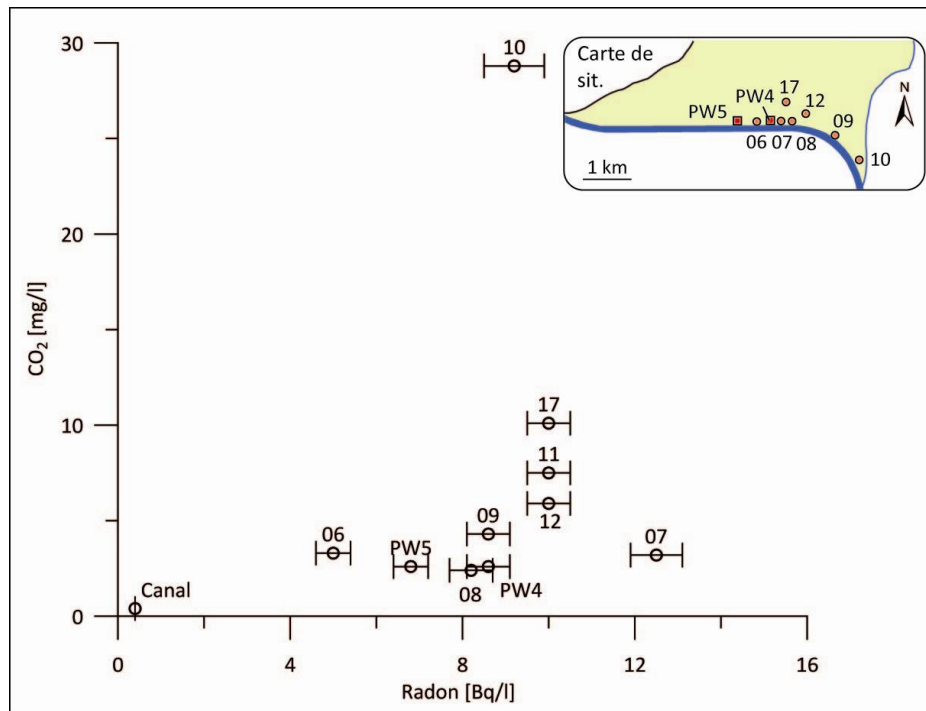


Figure 15 Relation entre les teneurs en radon et en dioxyde de carbone

4.5. TEMPÉRATURE DE L'EAU SOUTERRAINE ET DE SURFACE

Afin d'observer la relation entre l'aquifère et les eaux de surface, un regard particulier a été apporté à l'évolution de la température de l'aquifère aux abords du canal d'Hagneck. Les mesures mensuelles, ponctuelles, permettent de visualiser les tendances générales de mi-août à mi-décembre 2010 (Figure 16).

Les relevés mensuels permettent de faire une distinction claire entre des zones directement influencées par le canal d'Hagneck (les puits et piézomètres n° 06, 08 et 09 sont compris dans cette zone) et d'autres où l'influence du canal est tamponnée. Les zones définies comme tamponnées sont celles où la différence absolue de température, après quatre mois d'observation, est inférieure à un degré (°C).

A certains endroits (puits et piézomètre n° 14 et 19 par exemple), le tamponnement s'explique par le long chemin au sein de l'aquifère entre le point d'infiltration et le point échantillonné. Cependant, d'autres points (puits et piézomètre n° 03 et 10 notamment) sont situés à proximité du canal mais ne montrent pas de fluctuations de température notable.

Les zones influencées par le canal d'Hagneck montrent très clairement une baisse de la température liée à l'infiltration de l'eau froide du canal. Les puits et piézomètre n° 06 et 08 sont respectivement marqués par des baisses de température de -7.8 °C et -5.6 °C entre le 11 octobre et le 14 décembre 2010. Le piézomètre n° 09 indique une baisse de température de l'eau absolue de -3.8 °C entre le 11 octobre et le 14 décembre 2010. Au début de l'étude, leurs températures respectives étaient proches de celles du canal, en équilibre relatif.

4. Fonctionnement de l'aquifère en situation « normale »

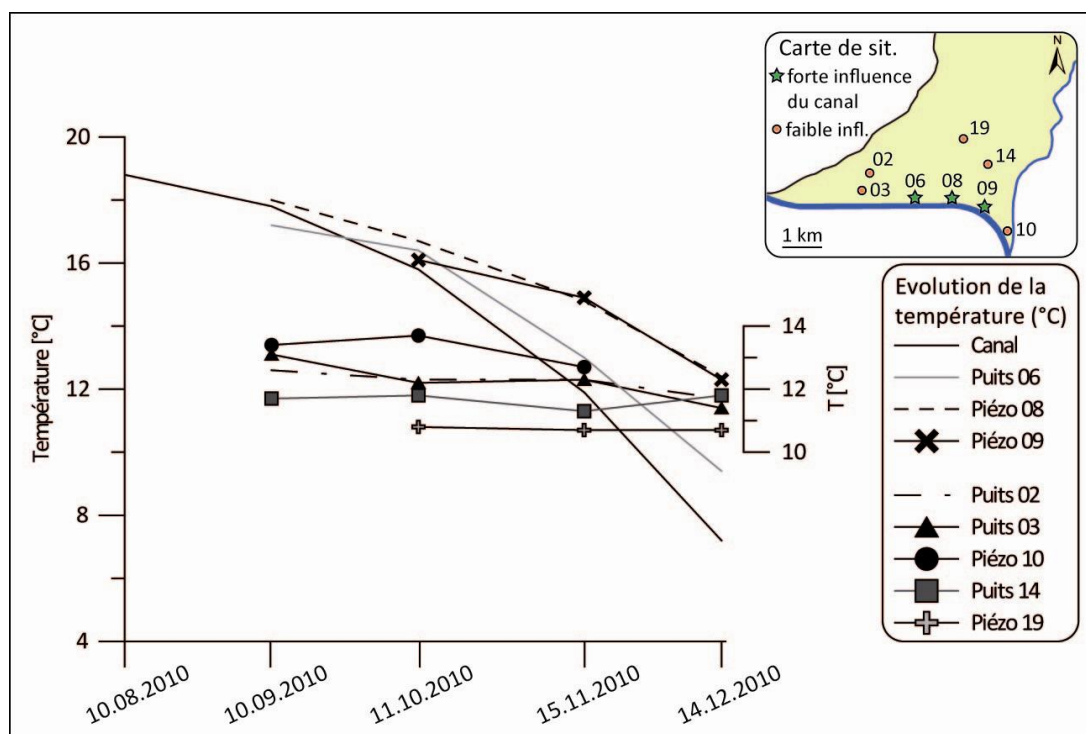


Figure 16 Evolution de la température entre le 10 août 2010 et le 14 décembre 2010

Les appareils de mesure automatique ont quant à eux permis d'observer les fluctuations journalières de température s'additionnant à l'évolution générale saisonnière. Un intérêt particulier a été apporté aux fluctuations hebdomadaires de température (Figure 17). Dans les 4 piézomètres et puits au sein desquels des appareils de mesure automatique ont été placés, on observe des fluctuations journalières de l'ordre de 1° C, à l'exception des week-ends (au piézomètre n° 09, les fluctuations sont plus faibles, mais demeurent observables).

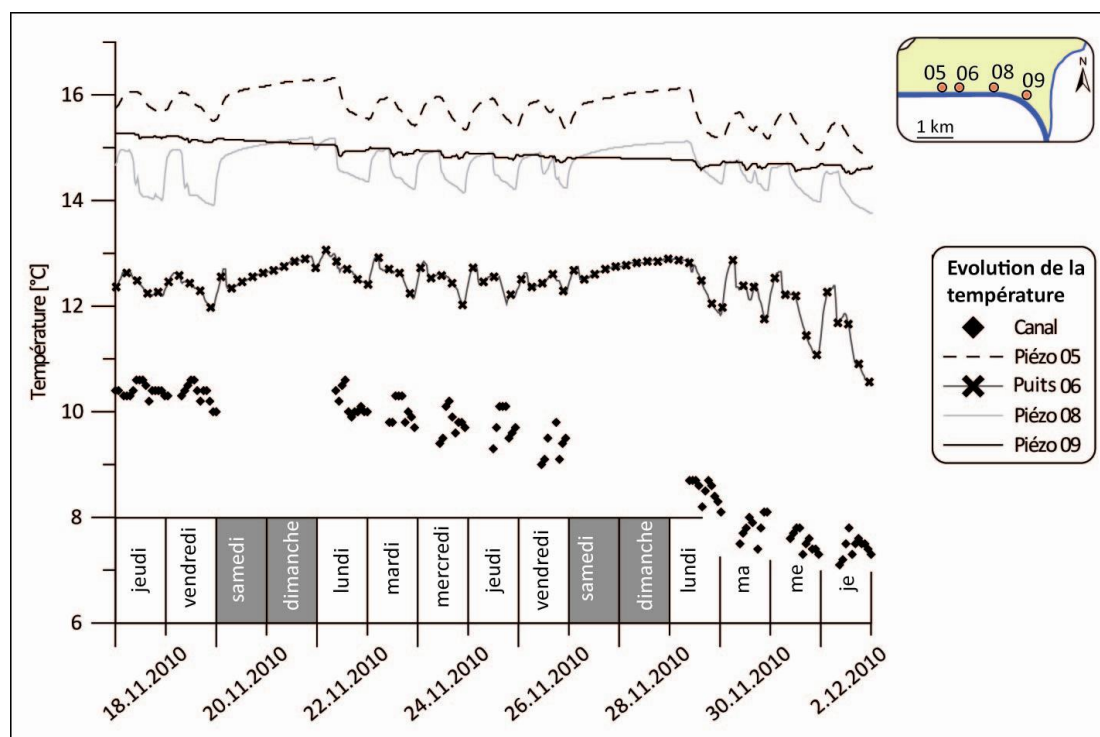


Figure 17 Fluctuations journalières et hebdomadaires de la température de l'eau

Le manque de données au sein du canal durant les week-ends est dû à un dénoïement de la sonde mesurant la température. L'absence de fluctuations journalières est ainsi corrélée avec de bas niveaux d'eau au sein du canal d'Hagneck. On constate une corrélation inverse entre les hausses de température et de hauteur d'eau : lorsque le niveau piézométrique des points d'observation au bord du canal augmente, la température baisse (Figure 18). La température au puits n° 06 (mesure assez profonde, à environ trois mètres sous la surface piézométrique, pour éviter l'influence de la température de l'air) indique des fluctuations journalières de un à deux degrés (°C) corrélées à des fluctuations de niveau de 40 à 70 cm. Le week-end, les hauteurs d'eau sont stables, et la température de l'eau indique une légère tendance à l'augmentation, sans observation d'un signal journalier.

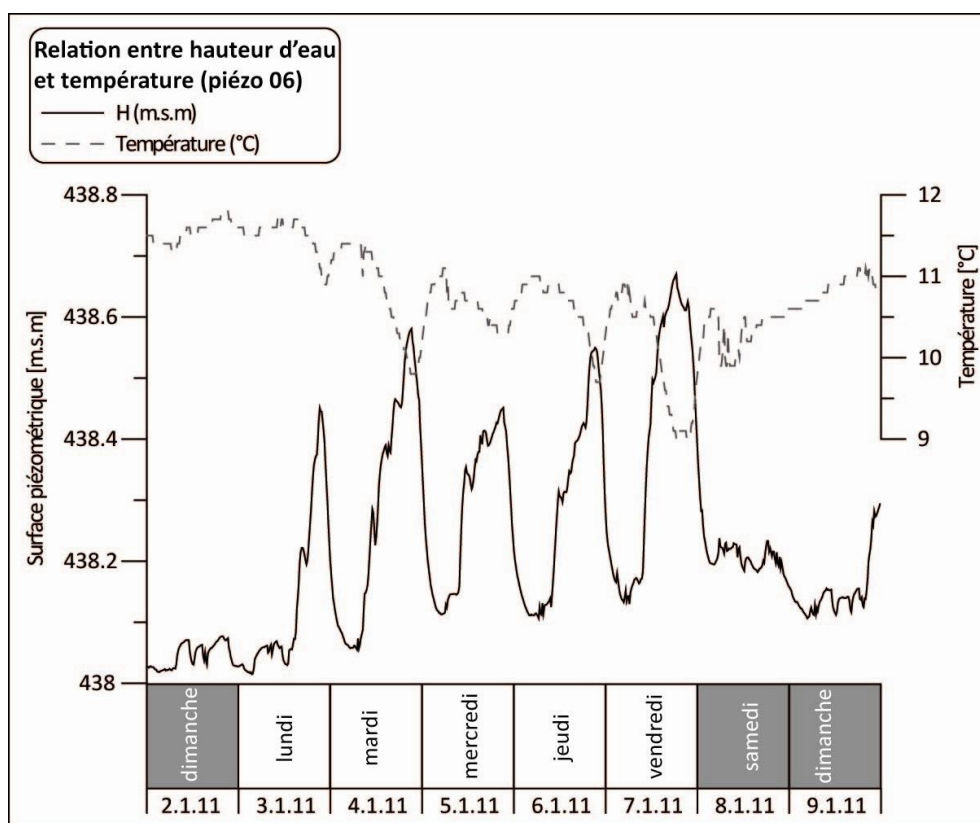


Figure 18 Relation entre hauteur d'eau et température au piézomètre n° 06

4.6. PREMIÈRE DISCUSSION GÉNÉRALE – INTERPRÉTATIONS

4.6.1. Zones d'infiltration et d'exfiltration et dynamique de recharge

Les variations spatiales de concentrations des divers paramètres présentés ci-dessus permettent de caractériser la relation entre le canal d'Hagneck et l'aquifère, en distinguant des zones d'infiltration principales, ainsi que des zones d'exfiltration de la nappe.

Les données piézométriques ainsi que les concentrations en nitrates, la conductivité électrique ou encore le signal isotopique de l'eau indiquent un secteur principal d'infiltration situé entre la sortie d'Hagneck et le captage de Gimmiz PW5. Les divers paramètres analysés dans cette zone ont en effet un signal très similaire à celui du canal. Au nord de cette zone, les écoulements se font en direction des captages de Gimmiz PW1-3, situés en plaine, avant de se poursuivre en direction du nord. Le long de ce chemin, l'eau s'enrichit en divers

éléments via son passage au travers de l'aquifère et par une prépondérance des venues d'eau en provenance de la zone non saturée, fortement minéralisées (cf. Figure 11).

L'influence de l'eau du canal sur l'hydrochimie diminue progressivement en fonction de la distance entre ce dernier et le point étudié ; les teneurs en nitrates augmentent ainsi dans la partie centrale et ouest de la plaine, où l'apport d'eau de surface est moins important.

Les eaux issues de l'infiltration via percolation au travers de la zone non saturée prennent de plus en plus d'importance dans ces parties de l'aquifère. A noter que les diverses concentrations proviennent d'échantillons prélevés à la même profondeur en-dessous du toit de la nappe, environ deux mètres en-dessous de celui-ci. CAMPISI (2010) a également mis en évidence les variations hydrochimiques verticales à l'aide d'un appareillage « multilevel » installé dans un piézomètre au SW de Worben (Annexe 4.7.) : l'influence des eaux de surface sur l'hydrochimie globale est de moins en moins marquée en surface en fonction de l'éloignement de la zone d'infiltration.

Dans la partie ouest de l'aquifère, les relevés piézométriques indiquent une exfiltration de la nappe en direction du canal d'Hagneck, en accord avec les résultats de JORDAN (2000) et de SCHUDEL & DERVEY (2004). Les données piézométriques sont soutenues par les divers paramètres hydrochimiques étudiés. En effet, dans la zone ouest, à partir de Gimmiz, on retrouve les eaux les plus minéralisées, avec des valeurs de conductivité électrique supérieures à $800 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (cf. Figure 12).

La zone est également marquée par le rapport isotopique le plus élevé de l'oxygène, avec des valeurs supérieures à -10 ‰, indiquant une faible contribution de l'eau de surface à l'hydrochimie de cette zone. Dans cette partie de l'aquifère, les eaux sont issues d'un mélange. Une eau s'étant infiltrée à travers une section du canal plus amont et ayant circulé dans l'aquifère, et une eau en provenance de la bordure molassique nord-ouest de l'aquifère, caractérisée par une relativement forte urbanisation.

La partie de l'aquifère se situant à Aarberg, à la jonction entre le canal d'Hagneck et l'ancienne Aare, se distingue clairement au sein de la zone d'étude. A cet endroit, de par la présence du barrage de l'usine hydroélectrique d'Aarberg une centaine de mètres en amont, la surface de l'aquifère est constamment deux à trois mètres au-dessus du niveau du canal d'Hagneck, et le gradient piézométrique y est extrêmement fort. La forte conductivité électrique ainsi que le rapport isotopique relativement haut (cf. Figures 12 et 14) confirment la surélévation de la nappe et donc l'absence de dilution par des eaux de surface. Cette zone se caractérise par une exfiltration de l'aquifère en direction du canal d'Hagneck et de l'ancienne Aare.

Les données issues de la mesure en continu de la température de l'eau permettent quant à elles de comprendre la dynamique de recharge de l'aquifère depuis le canal d'Hagneck. En période hivernale, les fluctuations de niveau d'eau au sein du canal sont inversement corrélées aux fluctuations de température en période hivernale (cf. Figure 18 et Annexe 4.8.). Lorsque le niveau dans le canal augmente, l'infiltration d'eau plus froide entraîne une baisse de la température au sein des piézomètres à proximité.

Cependant, même lorsque le niveau du canal est le plus bas, celui-ci se situe toujours au-dessus de la piézométrie de l'aquifère. Ainsi, au piézomètre n° 09, situé au commencement de la zone infiltrante, le niveau du canal se situe toujours 20-30 cm au-dessus de la hauteur

d'eau mesurée au sein de ce point d'observation. En l'absence de modifications de la température en période de basses eaux, on peut donc supposer une quasi-absence d'infiltration entre le canal et l'aquifère lors de telles périodes. Une infiltration efficace s'opère essentiellement au travers des berges graveleuses du canal lors des hausses journalières du niveau du canal consécutives au turbinage de la station hydroélectrique d'Aarberg (Figure 19). Selon BLAU & MÜCHENBERGER (1999) et SCHUDEL & DERVEY (2004), le fond du canal est quant à lui fortement colmaté, en particulier à la suite des travaux de la Seconde Correction des eaux du Jura.

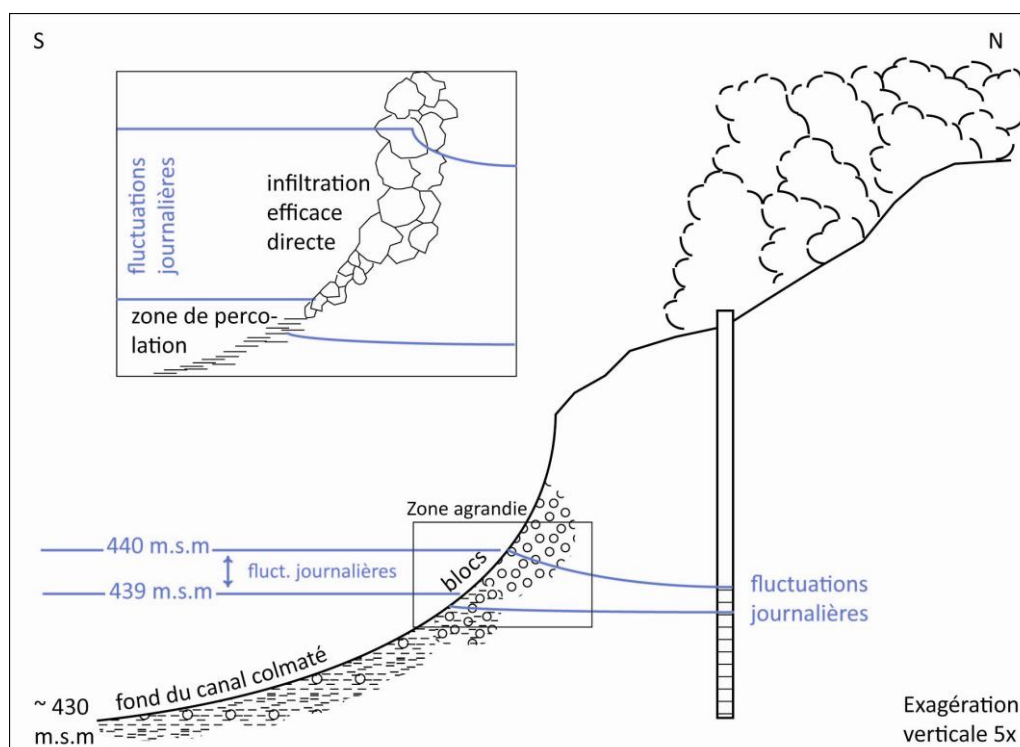


Figure 19 Schéma conceptuel de l'infiltration d'eau du canal par ses berges

4.6.2. Quantification de la fraction eau de surface

Comme on l'a vu précédemment, l'aquifère Nord du Seeland est alimenté principalement par le canal d'Hagneck le long d'une section bien définie, ainsi que par les précipitations locales. Les eaux du canal d'Hagneck, représentatives d'un régime alpin importé, ont un signal très différent de celui des précipitations locales ; le canal prenant sa source à de plus hautes altitudes, son signal isotopique est appauvri par rapport à celui des précipitations.

La distinction des deux signaux entrants dans l'aquifère permet la détermination de l'origine de l'eau au sein de celui-ci. En supposant que le signal isotopique au sein de l'aquifère est issu d'une fraction provenant du canal et d'une fraction provenant des eaux de pluies, ce signal peut être donné par l'équation (4) :

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{piézo}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{canal}} \cdot x + \delta^{18}\text{O}_{\text{pluie}} \cdot (1 - x) \quad (4)$$

, où

| | |
|--------------------------------------|--|
| $\delta^{18}\text{O}_{\text{piézo}}$ | est le signal isotopique mesuré à un point d'observation |
| $\delta^{18}\text{O}_{\text{canal}}$ | est le signal isotopique mesuré au sein du canal d'Hagneck |
| $\delta^{18}\text{O}_{\text{pluie}}$ | est le signal isotopique de la pluie |
| x | est la fraction d'eau en provenance du canal |

Connaissant le signal isotopique des différents composants, l'estimation de x , la fraction d'eau en provenance du canal peut se déterminer par réarrangement de l'équation (4), et est donnée par l'équation de mélange (5) :

$$x = \frac{\delta^{18}\text{O}_{\text{piézo}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{pluie}}}{\delta^{18}\text{O}_{\text{canal}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{pluie}}} \quad (5)$$

4.6.2.1. Ligne météorique

Lorsque les eaux de pluies s'infiltrent sans être affectées par des processus d'évaporation, les ratios entre $\delta^{18}\text{O}$ et δD s'alignent sur la ligne météorique globale (GMWL). CRAIG (1961) est le premier à avoir défini la GMWL : $\delta\text{D} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$.

Cette relation a ensuite été raffinée par ROZANSKI ET AL. (1993) à l'aide des données globales de l'AIEA : $\delta\text{D} = 8.17 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10.35$. Cette relation peut cependant varier fortement à une échelle locale. Les ratios mesurés ont été comparés à la ligne météorique de la Suisse centrale (CSMWL), définie par la relation $\delta\text{D} = 7.55 \cdot \delta^{18}\text{O} + 4.8$ par KULLIN & SCHMASSMANN (1991) (Figure 20).

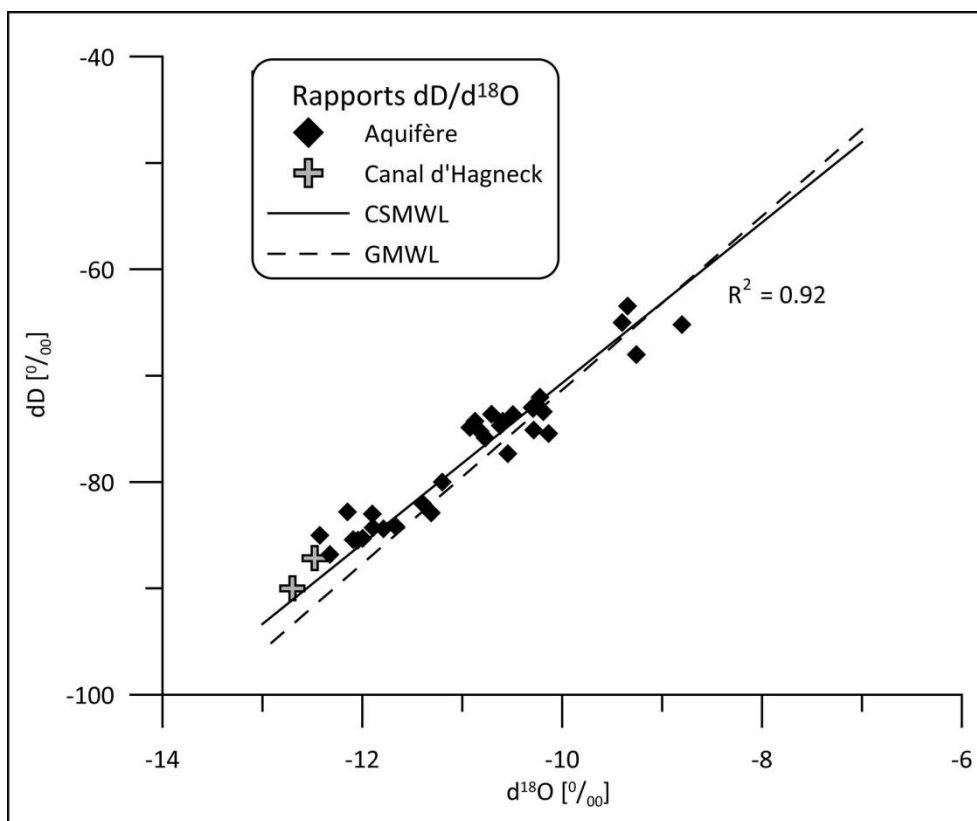


Figure 20 Ratios δD vs $\delta^{18}\text{O}$ et lignes météoriques (campagnes du 10.09.2010 et 15.11.2010)

Selon la Figure 20, tous les points s'alignent sur la CSMWL. Ceci indique que les processus d'évapotranspiration n'impactent pas le ratio isotopique et que l'équation de mélange peut être appliquée.

4.6.2.2. Estimation des pôles entrants

L'utilisation de l'équation de mélange requiert une bonne connaissance des deux pôles entrants. Selon les données récoltées par le réseau national d'observation des isotopes BAFU NAQUA-ISOT², le pôle issu du canal d'Hagneck est très stable (les données récoltées dans l'Aare au niveau de Thune sont considérées comme représentatives du signal au sein du canal d'Hagneck), alors que le pôle issu de la pluie varie fortement (Figure 21).

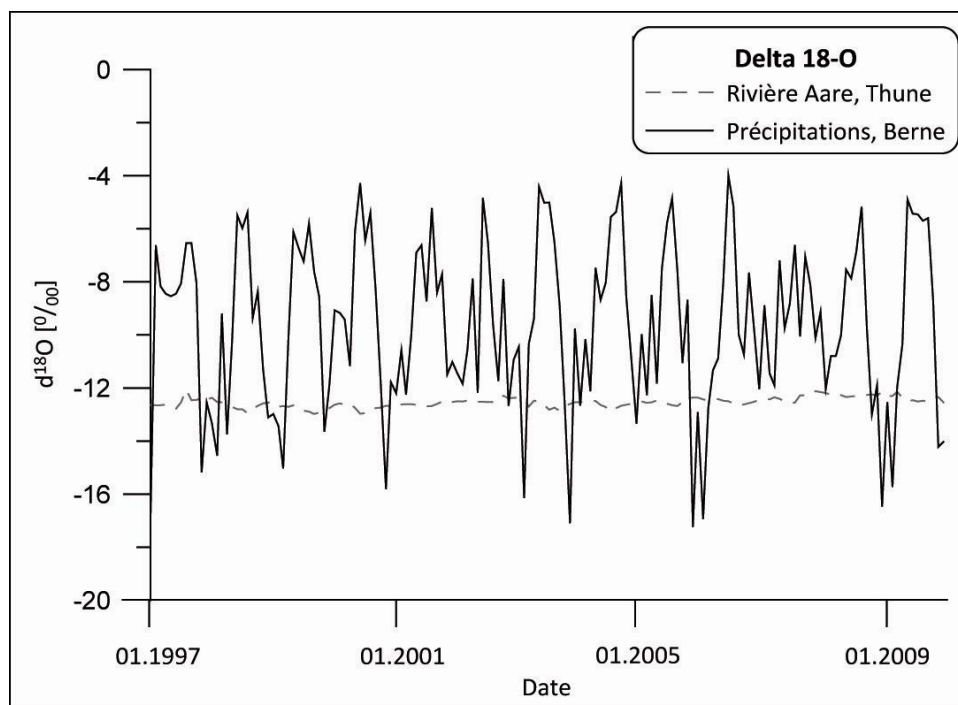


Figure 21 Variations du signal isotopique de la pluie et de l'Aare de 1997 à 2009 (données NISOT)

Afin d'obtenir un pôle « signal isotopique de la pluie » entrant dans l'aquifère, l'infiltration efficace depuis les précipitations a été estimée, des années 1997 à 2009. La première étape consiste à évaluer l'évapotranspiration potentielle (ETP). A cet effet, la formule de Turc (6) a été utilisée (TURC, 1961) :

$$ETP_{(Turc)} = 0.4 \cdot (Rg + 50) \cdot \left(\frac{T}{T + 15} \right) \cdot \left(1 + \frac{50 - HR}{70} \right) \quad (6)$$

, où

- Rg est le rayonnement global (Cal.cm⁻².jr⁻²)
- T est la température moyenne de l'air (°C)
- HR est l'humidité relative (%)

A noter que lorsque l'humidité relative HR est supérieure à 50%, le dernier terme de l'équation peut être négligé, ce qui est le cas au Seeland.

Les données d'ETP mensuelles ont été calculées à l'aide des données de rayonnement global et de température issues de la station de mesure automatique de Berne, qui sont supposées

² <http://www.bafu.admin.ch/grundwasser/07498/07522/07528/index.html?lang=fr>

identiques à celles d'Aarberg. Les données de précipitations sont issues de la station de mesure des pluies d'Aarberg. Toutes les données proviennent de la base de données CLIMAP-net³.

Disposant des données mensuelles du $\delta^{18}\text{O}$ de la pluie à Berne mesurées par le réseau BAFU NAQUA-ISOT, l'infiltration efficace est estimée chaque mois à l'aide d'un bilan de sol selon la méthodologie de THORNTHWAITE (1948). Dans cette méthode, la capacité de rétention de l'eau dans le sol est prise en compte via la réserve facilement utilisable (RFU). La RFU des sols du Seeland est estimée à 75 mm, ce qui est représentatif de sols agricoles possédant une proportion équivalente de sables et d'argiles-limons⁴.

Le principe de la technique utilisée est que les précipitations alimentent en premier lieu l'évapotranspiration, puis complètent la RFU jusqu'à son maximum, avant d'éventuellement alimenter l'aquifère via les infiltrations efficaces. L'estimation de l'infiltration efficace s'est faite mois par mois, selon le schéma décisionnel placé en annexes (Annexe 4.9.).

On constate qu'il y a infiltration efficace uniquement lorsque les précipitations dépassent l'évapotranspiration potentielle et que la RFU est complète (les données complètes sont placées à l'Annexe 4.10.). Ceci est le cas la majeure partie du temps dans la zone tempérée du Seeland, caractérisée par des précipitations de l'ordre de 1'000 mm.an⁻¹.

Le modèle de THORNTHWAITE (1948) comporte cependant une lacune puisqu'il néglige le ruissellement de surface : lorsque la RFU est pleine, la totalité du surplus d'eau s'infiltré. L'abaque réalisé par UHLIG (1959) (cf. Annexe 4.11.) est alors utilisée pour estimer l'infiltration efficace réelle. On constate que plus la RFU est grande, plus il y a d'infiltration. Pour la RFU choisie (75 mm), l'abaque indique qu'à partir du moment où l'infiltration potentielle dépasse le double de la RFU, il n'y a plus de surplus d'infiltration réelle.

Conformément au régime pluvial de moyen pays, la majeure partie des infiltrations se fait durant les mois hivernaux. Sur l'ensemble des 13 années étudiées, les précipitations moyennes sont de 1'072 mm.an⁻¹, la recharge moyenne est estimée à 406 mm.an⁻¹ et l'ETR à 354 mm.an⁻¹.

Par déduction, le ruissellement $R = P - ETR - IE$ est estimé à 312 mm.an⁻¹. Ainsi, en moyenne, 38 % des précipitations s'infiltreront efficacement, 33 % sont évapotranspirées et 29 % sortent du système par ruissellement.

A noter que, par souci de vérification, l'ETR a été estimée à l'aide de la formule de COUTAGNE : $ETR = 0.2 + 0.035 \cdot T_{\text{moyenne}} = 314 \text{ mm.an}^{-1}$, une valeur proche de l'ETR estimée par la méthode de THORNTHWAITE.

Sur l'ensemble de l'aquifère Nord du Seeland, la recharge moyenne par infiltrations efficaces est estimée à 463 l.s⁻¹. Cette valeur est comprise entre les estimations de JORDAN (2000) et SCHUDEL & DERVEY (2004) (456 l.s⁻¹ et 530 l.s⁻¹ respectivement, cf. Tableau 4).

Le signal isotopique de la pluie est alors estimé à l'aide de la formule de la moyenne pondérée (7) :

³ http://www.meteosuisse.admin.ch/web/fr/services/portail_des_donnees/climap-net.html

⁴ <http://www.landes.chambagri.fr/irrigation/Mode%20emploi%20bilan%20hydrique%202009.pdf>

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n w_i x_i}{\sum_{i=1}^n w_i} \quad (7)$$

, où

- \bar{x} est la moyenne pondérée du signal isotopique de la pluie
- w_i est le poids de chaque infiltration efficace mensuelle par rapport à l'infiltration totale
- x_i est la valeur mensuelle du signal isotopique de la pluie

Le « pôle pluie » estimé à l'aide de cette méthode est de -10.3 ‰, alors que le « pôle canal moyen » est de -12.5 ‰.

L'application de la méthode de THORNTHWAITE (1948) permet d'expliquer la majeure partie des mesures situées dans la zone d'étude, les ratios isotopiques étant pour la plupart compris entre -10.0 ‰ et -12.5 ‰. Cependant, un pôle pluie estimé à -10.3 ‰ ne permet pas d'expliquer les valeurs récoltées sur l'ensemble de la plaine par CAMPISI (2010).

Le « pôle pluie » est issu d'une moyenne pondérée du signal isotopique des précipitations, la pondération se faisant par une estimation des infiltrations efficaces mensuelles.

Le problème essentiel de cette méthode est qu'elle sous-estime les infiltrations estivales caractérisées par un signal isotopique appauvri. La plupart des précipitations estivales a lieu sous forme d'orages brefs et intenses, durant lesquels une majeure partie des précipitations s'infiltré sous charge. Une moyenne mensuelle des événements pluvieux ponctuels a pour effet de sous-estimer l'infiltration via ces événements.

A contrario, la méthode ne prenant pas en compte l'état physique du sol, les infiltrations hivernales sont surestimées. Durant les mois hivernaux, la partie supérieure du sol est en effet la plupart du temps gelée, empêchant toute infiltration de nouvelle eau de pluie, caractérisée par un signal isotopique enrichi. Les valeurs moyennes du signal isotopique de l'eau de pluie des mois hivernaux (novembre à janvier) sont de -12.47 ‰, alors que les valeurs estivales (juin à août) sont de -6.37 ‰ (pour les données des années 1997 à 2009 du réseau NISOT). Sur l'ensemble des 13 années de données disponibles, le signal isotopique annuel moyen de la pluie est de -9.61 ± 0.42 ‰.

Afin d'estimer un « pôle pluie », les données du 15 novembre 2011 ont été comparées à celles de l'ensemble de la plaine récoltées par CAMPISI (2010) (Figure 22). L'échantillon possédant le signal le plus enrichi, situé dans la région de Worben, est considéré comme représentatif d'une eau constituée essentiellement d'eau de pluie, et ne subissant aucune influence des eaux de surface en provenance du canal d'Hagneck. Le point est en effet situé à plus de cinq kilomètres du canal d'Hagneck, dans une zone marquée par le régime pluvial de moyen pays défini précédemment.

Le « pôle pluie » retenu est ainsi caractérisé par un rapport isotopique de l'oxygène de -8.7 ‰. On constate sur la Figure 22 que les échantillons de CAMPISI (2010) possédant un rapport isotopique enrichi s'éloignent parfois fortement de la droite reliant le $\delta^{18}\text{O}$ au δD ; le signal isotopique de ces points, situés à une grande distance du canal, est sans doute influencé par des paramètres extérieurs s'ajoutant à un simple mélange d'eaux de pluie et de surface. Les points issus de la campagne du 15 novembre 2010 sont quant à eux relativement peu dispersés et permettent l'application directe de l'équation de mélange.

4.6.2.3. Application de l'équation de mélange

L'équation de mélange (5) est appliquée aux points échantillonnés le 15 novembre 2011. La fraction d'eau en provenance du canal est ainsi estimée par :

$$x = \frac{\delta^{18}O - (-8.7)}{(-12.5) - (-8.7)} \quad (8)$$

Une carte de l'infiltration des eaux du canal permet de représenter spatialement cette fraction x (Figure 23). Du fait des résultats exposés précédemment, le point n° 10 situé à Aarberg n'a pas été représenté.

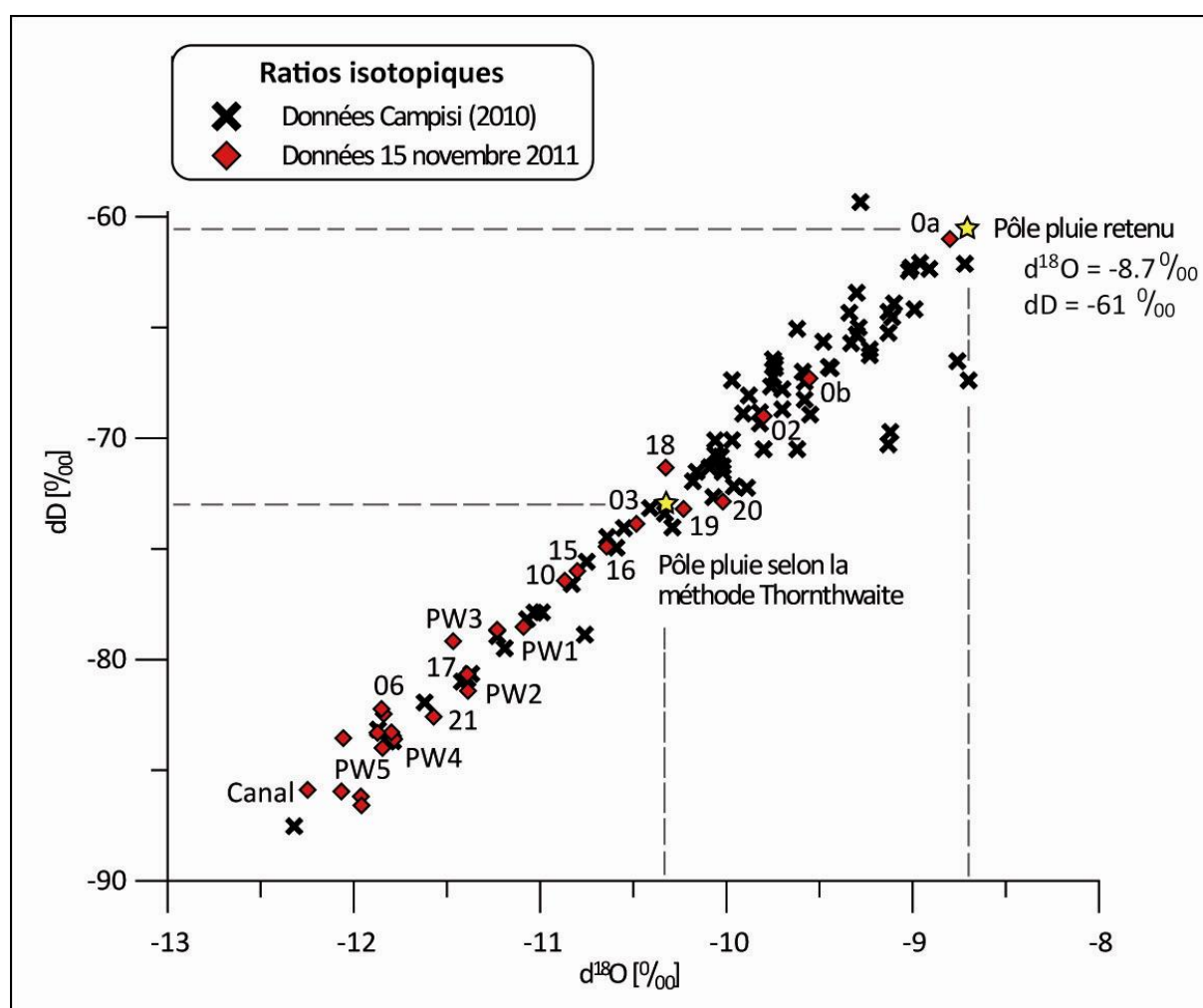


Figure 22 Détermination du pôle pluie à l'aide du ratio δD vs $\delta^{18}O$

Les résultats, similaires à ceux obtenus par KELLERHALS & HAEFELI (1988), indiquent une forte contribution des eaux du canal aux cinq captages de Gimmiz. Les captages PW4 et PW5, situés le long du canal, soutirent de l'eau constituée à plus de 80 % d'eau de surface. En plaine, la contribution d'eau de surface aux captages PW1-3 reste supérieure à 60 %. La partie de l'aquifère la moins constituée d'eau de surface est la zone ouest. Le point 0a, situé dans la zone exfiltrante de l'aquifère, est constitué de moins de 20 % d'eau du canal.

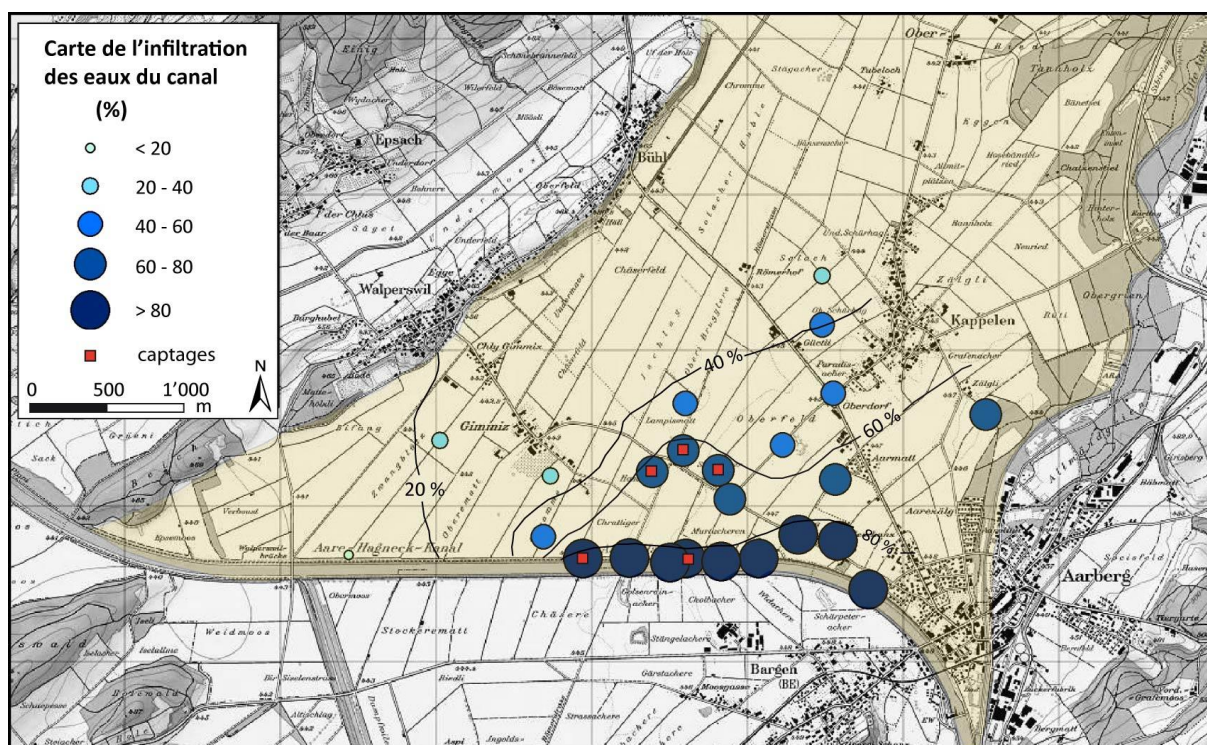


Figure 23 Carte de l'infiltration des eaux du canal, 15 novembre 2010

4.6.3. Estimation des temps de transit moyens

Sous certaines conditions, l'analyse du radon s'avère une méthode très efficace d'estimation des temps de transit de l'eau et des vitesses d'écoulements.

Le radon étant un élément radiogène émis par des particules minérales suite à la désintégration- α du radium, la concentration de l'élément-mère radium doit être homogène sur l'ensemble de la zone étudiée (HOEHN & VON GUNTEN, 1989). Un ensemble alluvial tel que l'aquifère Nord du Seeland peut être considéré comme homogène à une certaine échelle, bien que localement, de fortes hétérogénéités puissent exister (BIAGGI ET AL., 2011).

Selon la théorie du déséquilibre (cf. sous-chapitre 3.3.3.1), à une certaine distance du point d'infiltration de l'eau, la concentration en radon s'équilibre, son enrichissement à partir du radon étant compensé par sa propre constante de désintégration. Dans le cas d'aquifères alluviaux tel que l'aquifère du Seeland, cette distance est estimée à plus de 100 mètres (HOEHN & VON GUNTEN, 1989). Dans la zone étudiée, la concentration de radon à l'équilibre est de 10 Bq.l^{-1} (Figure 24). La Figure 24 présente les concentrations de radon et de CO_2 à diverses distances de la zone d'infiltration.

La Figure 24 permet de constater qu'à partir du point d'infiltration (le canal d'Hagneck), les concentrations de radon augmentent bien de manière logarithmique, suivant une loi de désintégration radioactive. La concentration à l'équilibre est atteinte après environ 150 mètres. Les concentrations en CO_2 augmentent quant à elles de manière linéaire, le CO_2 étant enrichi à partir du trajet d'eaux de surface sous-saturées. Aucun équilibre n'est atteint. La relation linéaire est valable pour tous les échantillons, alors que la relation logarithmique représente la majorité des échantillons, à l'exception du n° 07.

La coupe lithologique de ce point révèle la présence de nombreuses lentilles argilo-silteuses au sein de graviers lavés. Ces lentilles peuvent contribuer à une vitesse de circulation de

l'eau plus lente, entraînant un enrichissement en radon. La taille des grains joue également un rôle dans l'émanation de radon, les particules fines contenant plus de radium et possédant un plus fort potentiel d'émanation (SNOW & SPALDING, 1997), induisant également une plus forte concentration de radon locale.

Le point 07 semble donc en relation avec la rivière, la relation linéaire du CO₂ représentant bien ses valeurs, mais des hétérogénéités locales entraînent une forte concentration en radon, rendant la théorie du déséquilibre inapplicable à ce point.

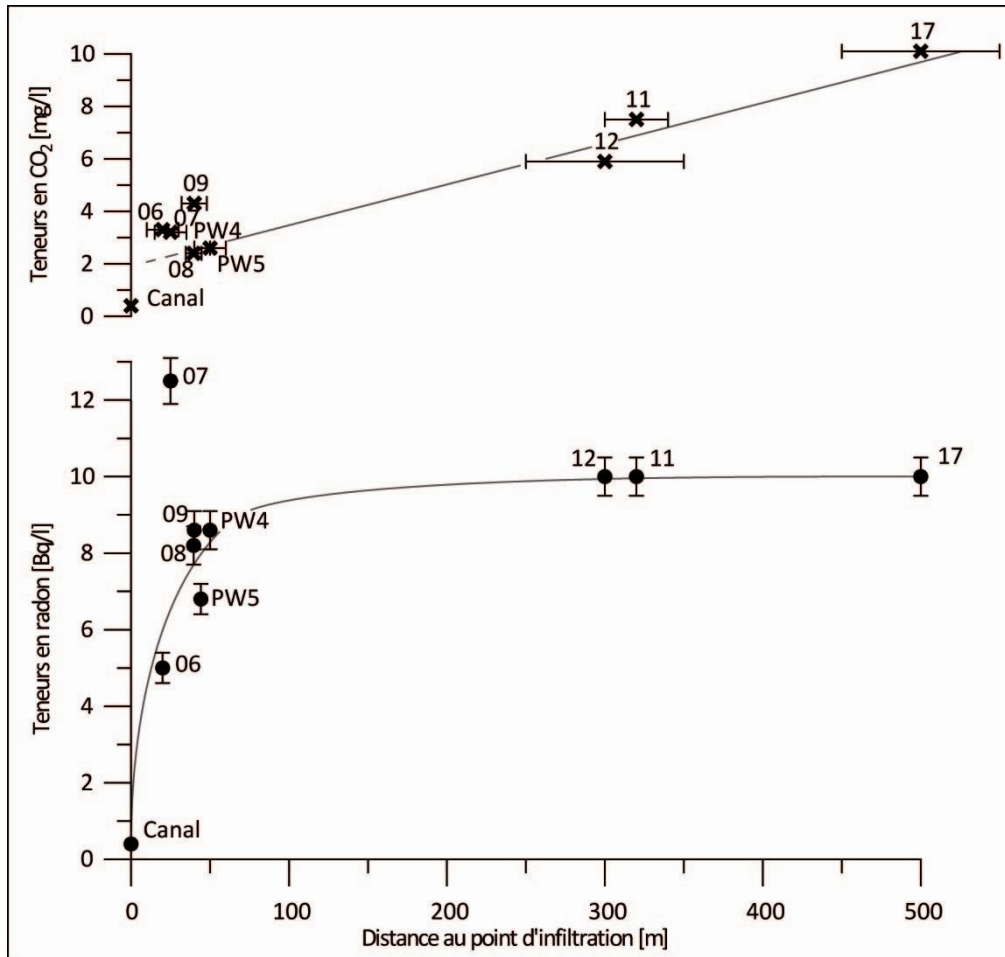


Figure 24 Enrichissement des teneurs en radon et en CO₂ en fonction de la distance au point d'infiltration

Les concentrations en radon des points 11, 12 et 17, distants de 300 à 500 m de la zone d'infiltration, sont toutes de 10 Bq.l⁻¹. Ainsi, à une certaine distance du point d'infiltration, la concentration de radon n'augmente plus, et l'équilibre séculaire est atteint. Considérant la concentration de radon dans l'eau de surface comme négligeable, l'équation (3) peut être utilisée afin d'estimer les temps de transit moyen de circulation de l'eau, avec :

$$t = \frac{\ln\left(1 - \frac{A_{222}}{10}\right)}{0.1812} \quad [j] \quad (9)$$

où A₂₂₂ représente la concentration (ou l'activité) de radon mesuré aux points 06, 08, 09 et aux captages PW4 et PW5.

4. Fonctionnement de l'aquifère en situation « normale »

Les temps de transit moyens, ainsi que les vitesses d'écoulement extrapolées sont présentés dans le Tableau 5.

Tableau 5 Paramètres de transport déterminés à l'aide de la méthode radon

| N° étude | Distance (m) | Rn (Bq.l ⁻¹) | Temps de transit (j) | Vit. min. (m.j ⁻¹) | Vit. max. (m.j ⁻¹) | Vit. moy. (m.j ⁻¹) |
|----------|--------------|--------------------------|----------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| 06 | 15-25 | 5.0 ± 0.4 | 3.9 ± 0.6 | 3.9 ± 0.3 | 6.5 ± 0.3 | 5.2 |
| 08 | 35-45 | 8.2 ± 0.4 | 9.5 ± 1.8 | 3.7 ± 0.9 | 4.7 ± 0.9 | 4.2 |
| 09 | 35-45 | 8.6 ± 0.5 | 10.9 ± 2.3 | 3.2 ± 1.2 | 4.5 ± 1.2 | 3.9 |
| PW4 | 45-55 | 8.6 ± 0.5 | 10.9 ± 1.6 | 4.1 ± 0.8 | 5.0 ± 0.8 | 4.6 |
| PW5 | 40-50 | 6.8 ± 0.4 | 6.3 ± 1.0 | 6.3 ± 0.5 | 7.9 ± 0.5 | 7.1 |
| 12 | > 100 | 10.0 ± 0.5 | > 25 | --- | --- | --- |

Les vitesses d'écoulement sont assez disparates, mais proches de la valeur moyenne de 5 m.j⁻¹ établie par HOEHN & VON GUNTEN (1989). Les principales marges d'erreur à considérer dans ces estimations sont :

- la distance exacte des points au canal, pouvant varier en fonction des directions d'écoulement à partir de ce dernier ; la distance entre le canal et les points étudiés peut varier si la direction d'écoulement se fait de manière perpendiculaire au canal ou au contraire de manière oblique (d'où les marges d'erreur relativement importantes concernant les abscisses de la Figure 24) ;
- la distribution de l'élément-mère radium, supposée homogène sur l'ensemble de la zone étudiée ; ce qui n'est pas le cas pour au minimum un point, le piézomètre n° 07.

Les vitesses moyennes aux alentours des points 08 et 09, dans la partie Est de la section infiltrante du canal, sont de 4 m.j⁻¹. La vitesse est ensuite légèrement supérieure (4.5 m.j⁻¹) dans la zone où se situent le puits 06 et le captage PW4, tous deux situés dans la partie centrale de la section infiltrante (Figure 25, A). La zone à vitesse maximale se situe à la fin de ladite section, au captage PW5, avec une vitesse moyenne de plus de 7 m.j⁻¹.

L'augmentation de la vitesse d'écoulement en direction de l'ouest est corrélée à un agrandissement de la section d'écoulement (Figure 25, B). Alors que la section d'écoulement totale au niveau du piézomètre n° 09 est de moins de 15 mètres, celle-ci atteint plus de 25 mètres au captage PW5. A cet aspect s'ajoute également la multiplication de lentilles plus perméables au sein de la section, avec notamment la présence de lentilles graveleuses possédant une conductivité hydraulique de 10⁻² m.s⁻¹ (KELLERHALS & HAEFFELI, 1988).

Finalement, les travaux de KELLERHALS & HAEFFELI (1988) indiquent une augmentation graduelle de la conductivité hydraulique moyenne (symbole K) au sein de divers piézomètres en direction de l'ouest (Figure 25, C). Les vitesses estimées à l'aide de la méthode radon sont indiquées par des flèches, en même temps que les données de conductivité hydraulique (Figure 25, C). On constate une bonne corrélation entre les vitesses d'écoulement et les données de conductivité hydraulique, à l'exception de la partie ouest, marquée par des valeurs plus basses de K selon les données de KELLERHALS & HAEFFELI (1988).

4. Fonctionnement de l'aquifère en situation « normale »

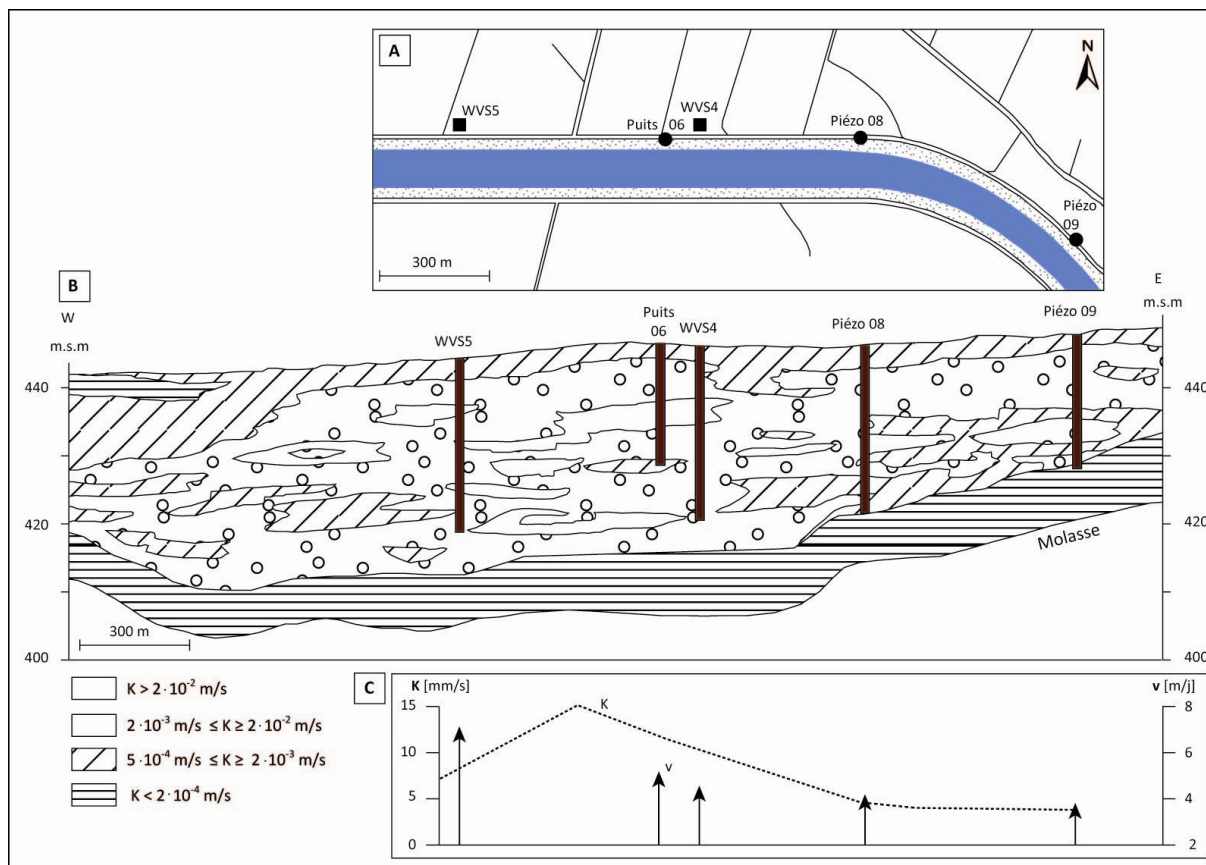


Figure 25 Conductivités hydrauliques de la berge nord du canal d'Hagneck (modifié d'après KELLERHALS & HAEFFELI, 1988)

4.7. CONCLUSIONS

Au vu des résultats des différents paramètres étudiés durant les mois de septembre à décembre 2010, le fonctionnement de l'aquifère et sa dynamique de recharge par le canal d'Hagneck en situation « normale » a pu être approché.

On a vu qu'en situation « normale », c'est-à-dire durant laquelle des prélèvements d'eau sont effectués de manière ponctuelle et non-continue aux cinq captages de Gimmiz :

- l'aquifère est rechargé principalement par une section définie du canal d'Hagneck, située entre le piézomètre n° 09 et le captage de Gimmiz PW5. Il se déverse dans les autres sections du canal ;
- la recharge par le canal se fait essentiellement durant les périodes de hautes eaux, lors des fluctuations dues au fonctionnement de l'usine hydroélectrique d'Aarberg ; l'infiltration a donc lieu au travers des berges du canal, son fond étant fortement colmaté ;
- le piézomètre n° 09 se situe probablement à la jonction entre les sections infiltrantes et exfiltrantes, et se trouve dans une des zones les moins perméables de l'aquifère ; les vitesses de l'eau ainsi que les fluctuations de température journalières y sont les plus faibles ;
- les circulations d'eau au sein de l'aquifère se font principalement en direction du nord ; à l'ouest des captages de Gimmiz, l'eau prend la direction du sud-ouest de

4. Fonctionnement de l'aquifère en situation « normale »

l'aquifère pour se déverser dans le canal ; le long de ces chemins d'écoulements, l'eau s'enrichit en divers éléments chimiques ;

- les vitesses moyennes de circulation de l'eau sont comprises entre 3 et 8 m.j⁻¹ à la jonction entre le canal et l'aquifère, et peuvent être supposées similaires voire légèrement supérieures au sein de l'aquifère ;
- les captages de Gimmiz sont principalement alimentés par l'eau de surface du canal d'Hagneck, à hauteur de plus de 80 % pour les captages situés le long de ses berges (PW4 et PW5) et de plus de 60 % pour ceux situés dans la plaine (PW1-3).

5

DYNAMIQUE DE L'AQUIFÈRE DURANT UN ESSAI DE POMPAGE LONGUE DURÉE

Ce chapitre présente les données récoltées durant l'essai de pompage longue durée mené par le bureau d'étude Kellerhals+Haefeli AG aux captages de Gimmiz, du 11 janvier au 23 février 2011. Comme précédemment, les divers résultats sont présentés individuellement avant une discussion générale.

Cependant, contrairement au chapitre précédent, celui-ci s'intéresse à l'évolution temporelle et non spatiale des divers paramètres étudiés, à l'exception d'un chapitre axé sur l'évolution spatio-temporelle de la température et de la conductivité permettant de séparer l'aquifère en différentes zones à comportement distinct.

5.1. CARACTÉRISTIQUES DE L'ESSAI DE POMPAGE LONGUE DURÉE

Durant l'essai de pompage, financé par le Canton de Berne, un peu plus du débit de concession ($Q_{\text{pompe}} = 34.3 \text{ m}^3 \cdot \text{min}^{-1}$) a été pompé en continu aux cinq captages de Gimmiz.

Après quatre semaines de pompage, l'essai a été stoppé aux captages situés sur les berges du canal. L'essai a continué aux captages de plaine PW1-3 jusqu'au 23 février 2011, pour une durée totale de 43 jours de pompage continu.

Du côté sud du canal d'Hagneck, un essai de pompage a été conjointement mené au captage Römerstrasse (géré par la Wasserversorgung Aarberg et la Wasserversorgung Grosses Moos), situé entre les captages PW4 et PW5, mais sur la berge sud. Des problèmes techniques ont contraint à diminuer le débit à ce captage après un certain temps, puis à y stopper prématurément l'essai. La durée et les différents débits aux captages sont résumés dans le Tableau 6.

A la fin de l'essai de pompage, un peu moins de 2 millions de m^3 d'eau ont été soutirés dans la partie nord de l'aquifère du Seeland par les captages PW1-5, et un peu plus de 400'000 m^3

dans la partie Sud par le captage de Römerstrasse. La totalité de l'eau prélevée a été réinjectée dans le canal d'Hagneck, entre les captages PW4 et PW5.

Tableau 6 Volumes d'eau soutirés lors de l'essai de pompage de janvier-février 2011

| Captage | Débit pompé (m ³ .min ⁻¹) | Début et fin du pompage | Eau soutirée au total (m ³) |
|--|---|--------------------------|--|
| PW 1 | 8.7 | 11.01.2011 – 23.02.2011 | ~ 540'000 |
| PW 2 | 5.0 | 11.01.2011 – 23.02.2011 | ~ 310'000 |
| PW 3 | 7.0 | 11.01.2011 – 23.02.2011 | ~ 435'000 |
| PW 4 | 5.6 | 11.01.2011 – 10.02.2011 | ~ 255'000 |
| PW 5 | 8.0 | 11.01.2011 – 10.02.2011 | ~ 370'000 |
| Total de l'eau soutirée dans la partie nord de l'aquifère (m³) | | | ~ 2 millions |
| Römerstrasse | 6.0 | 14.01.2011 – 29.01.2011 | ~ 130'000 |
| `` | 4.0 | 31.01.2011 – 05.02-.2011 | ~ 290'000 |
| Total de l'eau soutirée dans la partie sud de l'aquifère (m³) | | | ~ 420'000 |

5.2. DYNAMIQUE DES ÉCOULEMENTS – PIÉZOMÉTRIE

5.2.1. Evolution piézométrique durant le pompage

Dès le début de l'essai de pompage, le niveau piézométrique de l'aquifère Nord du Seeland a été relevé de manière hebdomadaire par le bureau d'étude Kellerhals+Haefeli AG. Leurs données ont été utilisées pour l'élaboration de cartes piézométriques (Figure 26). La Figure 26 présente l'état piézométrique de la nappe entre le début (Figure 26, A) et la fin de l'essai de pompage (Figure 26, F).

L'ensemble des points indiqués précédemment par la Figure 6 a été mesuré, ainsi que d'anciens piézomètres situés le long de la berge nord et sud du canal d'Hagneck. L'ensemble des données piézométriques mesurées par le bureau d'étude Kellerhals+Haefeli AG durant l'essai de pompage est disponible en annexes (Annexe 5.1.)

Dès les premiers jours suivant le début de l'essai (Figure 26, B), on note l'apparition d'une ligne de partage des eaux au nord-est des captages, au niveau de Kappelen ; l'eau qui s'écoulait dans cette zone selon la direction générale SW-NE est désormais captée par les captages de Gimmiz et prend la direction du sud-ouest. La zone de capture des cinq captages de Gimmiz, se situant en régime « normal » essentiellement au sud de la plaine et au nord-ouest de l'aquifère s'étend désormais également au nord et à l'est, les venues d'eau par le sud et le nord-ouest étant insuffisantes pour compenser le fort débit pompé.

Les deux dernières cartes de la Figure 26 (E, F) représentent l'état de la nappe après l'arrêt du pompage aux captages PW4 et PW5 et au captage Römerstrasse. On observe l'atténuation de la ligne de partage des eaux à Kappelen et l'élargissement des isopièzes autour des captages de plaine PW1-PW3, indiquant une meilleure compensation du pompage par de plus fortes venues d'eau. Au Nord de Kappelen, les directions d'écoulement ne changent pas mais le niveau de la nappe baisse d'environ 50 cm suite aux prélèvements en amont. Les plus forts rabattements sont observés aux captages et à leurs alentours. Au sein des captages, le rabattement final est de plus d'un mètre, alors que le rabattement moyen sur l'ensemble de la zone concernée est d'environ 70 cm.

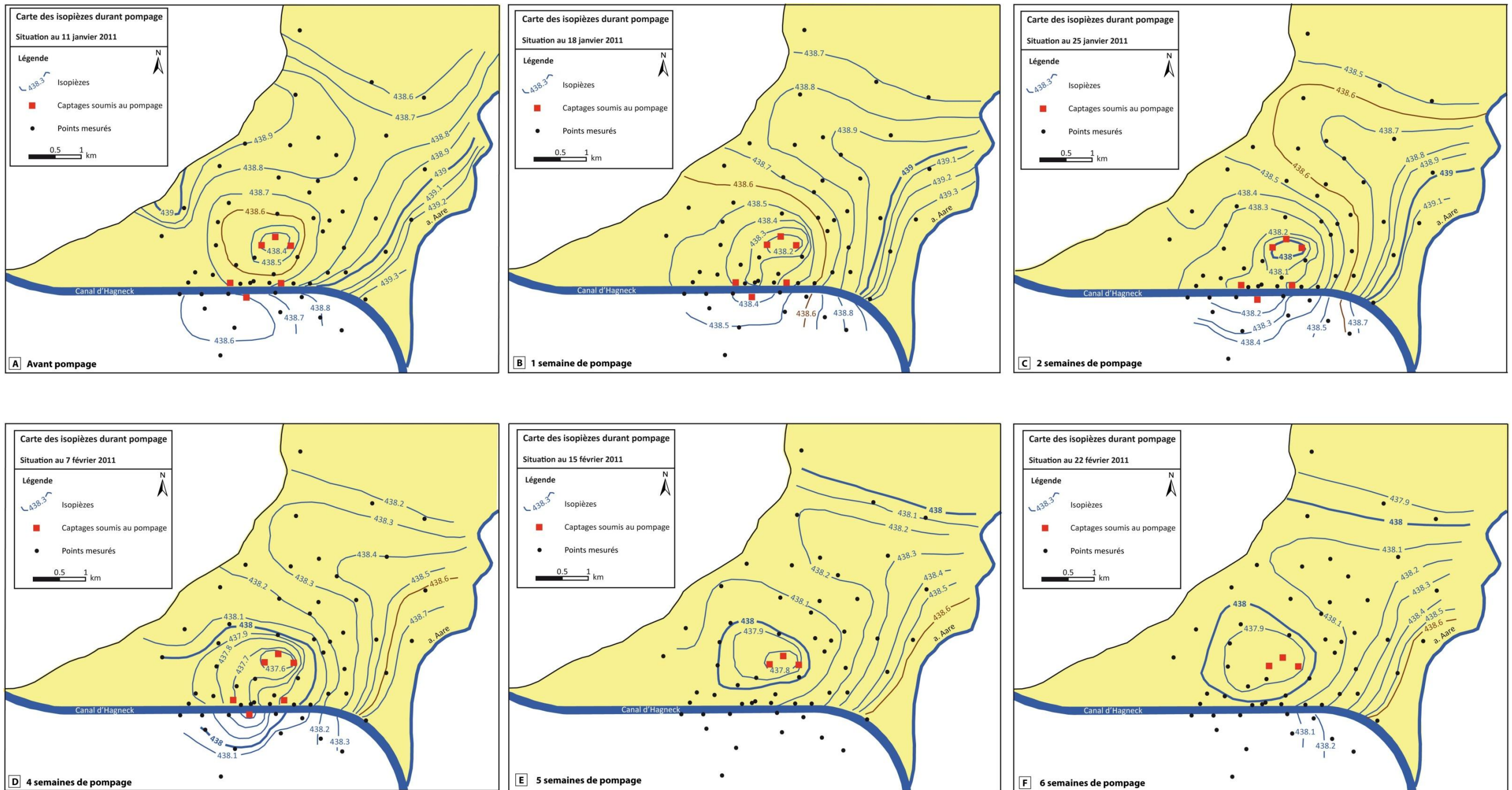


Figure 26 Evolution de la piézométrie durant l'essai de pompage

5.2.2. Les courbes de rabattement-temps

Afin de suivre les variations du niveau piézométrique durant l'essai de pompage, sept sondes à pression – température ont été placées au sein de l'aquifère ainsi qu'une sonde dans le canal d'Hagneck, juste en aval du barrage de l'usine hydroélectrique d'Aarberg. Toutes les sondes ont été programmées pour effectuer une mesure toutes les 15 minutes, et n'ont pas été manipulées entre le 4 janvier et le 1^{er} mars 2011, à l'exception de la sonde placée au piézomètre n° 17, qui a été relevée chaque semaine lors des campagnes d'échantillonnage. Les résultats des sondes à pression durant l'essai de pompage sont présentés à la Figure 27.

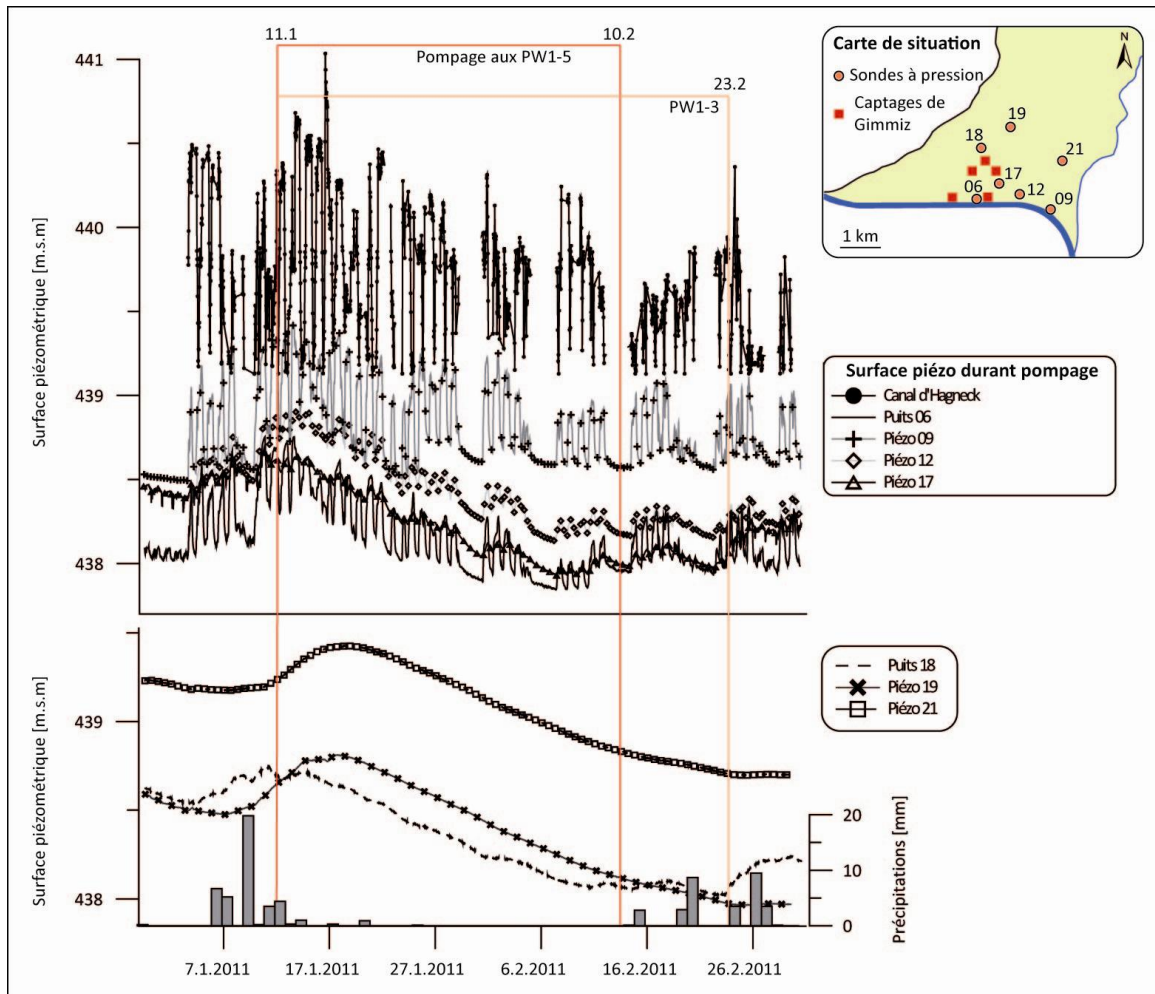


Figure 27 Courbes de rabattement du niveau piézométrique au sein de l'aquifère durant l'essai de pompage et pluviométrie

Des mesures ponctuelles du niveau du canal au pont de Walperswil, en aval de la zone d'étude, ont permis d'extrapoler par régression linéaire les hauteurs du canal sur toute sa section. Les hauteurs du canal de la Figure 27 sont celles situées au sud du piézomètre n° 09, au début de la section infiltrante définie au chapitre précédent.

On retrouve les fluctuations journalières au sein du canal, qui se situe constamment près d'un demi-mètre au-dessus du niveau du piézomètre n° 09. Malgré l'essai de pompage continu, on retrouve les fluctuations journalières au sein de l'aquifère aux piézomètres n° 06, 09, 12 et 17, situés dans la direction principale des écoulements à partir de la section infiltrante, entre le canal et les captages de plaine. Les points situés à une plus grande

distance du canal (puits n° 18 et piézomètres n° 19 et 21), en aval des captages de plaine, ne sont pas touchés par ces fluctuations journalières.

L'essai de pompage a coïncidé avec une période très sèche, marquée par des précipitations nulles ou inférieures à 9 mm entre le début et la fin de l'essai de pompage (les données pluviométriques complètes sont disponibles à l'Annexe 5.2.) Du 6 au 12 janvier, un épisode pluvieux assez conséquent (40 mm de pluie en 7 jours) a entraîné une hausse du niveau piézométrique. Cette remontée du niveau piézométrique a permis de cerner au mieux le temps de réaction des divers points de l'aquifère au pompage. De manière générale, les points situés en aval des captages ont un temps de réaction significativement plus long que les points situés en amont.

5.2.3. Interprétation des courbes de rabattement

Les séries de données rabattement-temps ont été traitées afin d'estimer les paramètres hydrodynamiques de la nappe (Tableau 7). Pour les trois piézomètres situés en aval des captages, la méthode de COOPER-JACOB (1946), dite de Jacob, a été utilisée en plus de la méthode de THEIS (1935). Pour les trois piézomètres situés entre le canal et les captages, les fluctuations journalières du niveau piézométriques ont empêché l'application de la méthode de Jacob. Une approximation logarithmique des données a permis l'application de la méthode de Theis. Les principales démarches des deux méthodes, ainsi que les paramètres utilisés pour l'estimation des paramètres hydrodynamiques sont expliquées en annexes (Annexe 5.3.). Les données de porosité sont estimées à l'aide de la loi empirique utilisée par JORDAN (2000), où la porosité $\phi = 15.8 + (1.2 \cdot \ln K)$, exprimée en pourcentage, la valeur de K utilisée étant en $[\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}]$.

Tableau 7 Paramètres hydrodynamiques définis par les méthodes de Theis et Jacob

| N° | Epaisseur aquifère (m) | THEIS (1935) | | | COOPER-JACOB (1946) | | |
|----|------------------------|--|--------------------------------------|------------|--|--------------------------------------|------------|
| | | T ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) | K ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) | Φ (%) | T ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) | K ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) | Φ (%) |
| 18 | 30 | $2.1 \cdot 10^{-2}$ | $7.0 \cdot 10^{-4}$ | 15.4 | $3.3 \cdot 10^{-2}$ | $1.1 \cdot 10^{-3}$ | 15.9 |
| 19 | 33 | $9.6 \cdot 10^{-3}$ | $2.9 \cdot 10^{-4}$ | 14.3 | $2.7 \cdot 10^{-2}$ | $8.1 \cdot 10^{-4}$ | 15.5 |
| 21 | 15 | $7.9 \cdot 10^{-3}$ | $5.3 \cdot 10^{-4}$ | 15.0 | $3.0 \cdot 10^{-2}$ | $2.0 \cdot 10^{-3}$ | 16.6 |
| 06 | 20 | $1.78 \cdot 10^{-2}$ | $8.9 \cdot 10^{-4}$ | 15.7 | | | |
| 12 | 20 | $1.9 \cdot 10^{-2}$ | $9.6 \cdot 10^{-4}$ | 15.8 | | --- | |
| 17 | 25 | $1.8 \cdot 10^{-2}$ | $7.3 \cdot 10^{-4}$ | 15.4 | | | |

Les différents résultats sont assez homogènes, avec des valeurs de conductivités hydrauliques de 2.9 à $9.6 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Les valeurs de transmissivité sont quant à elles assez proches des valeurs définies par KOZEL (1992) (cf. Tableau 2). Cependant, ces valeurs sont à prendre avec une grande précaution, car leur estimation s'est faite à partir de nombreuses suppositions et inconnues, dont les principales sont :

- l'utilisation des méthodes citées précédemment, s'appliquant en principe à des aquifères captifs, ce qui n'est pas le cas de l'aquifère du Seeland ;

- la négligence des conditions aux limites parfois très proches des piézomètres étudiés ;
- l'essai de pompage, ayant lieu dans cinq captages à la fois et non un seul, rend l'estimation de l'influence du débit de pompage aux différents piézomètres très difficile.

5.3. LES SÉRIES DE TEMPÉRATURE – LE CAS DES BERGES DU CANAL

Les données issues des sondes automatiques et de relevés manuels permettent d'observer l'évolution de la température durant l'essai de pompage (Figure 28).

La Figure 28 présente les valeurs de la température de l'eau mesurées entre le 30 décembre 2010 et le 1^{er} mars 2011, soit 11 jours avant le début de l'essai de pompage, et 10 jours après son arrêt. La période de pompage aux captages PW4 et PW5 y est mise en évidence.

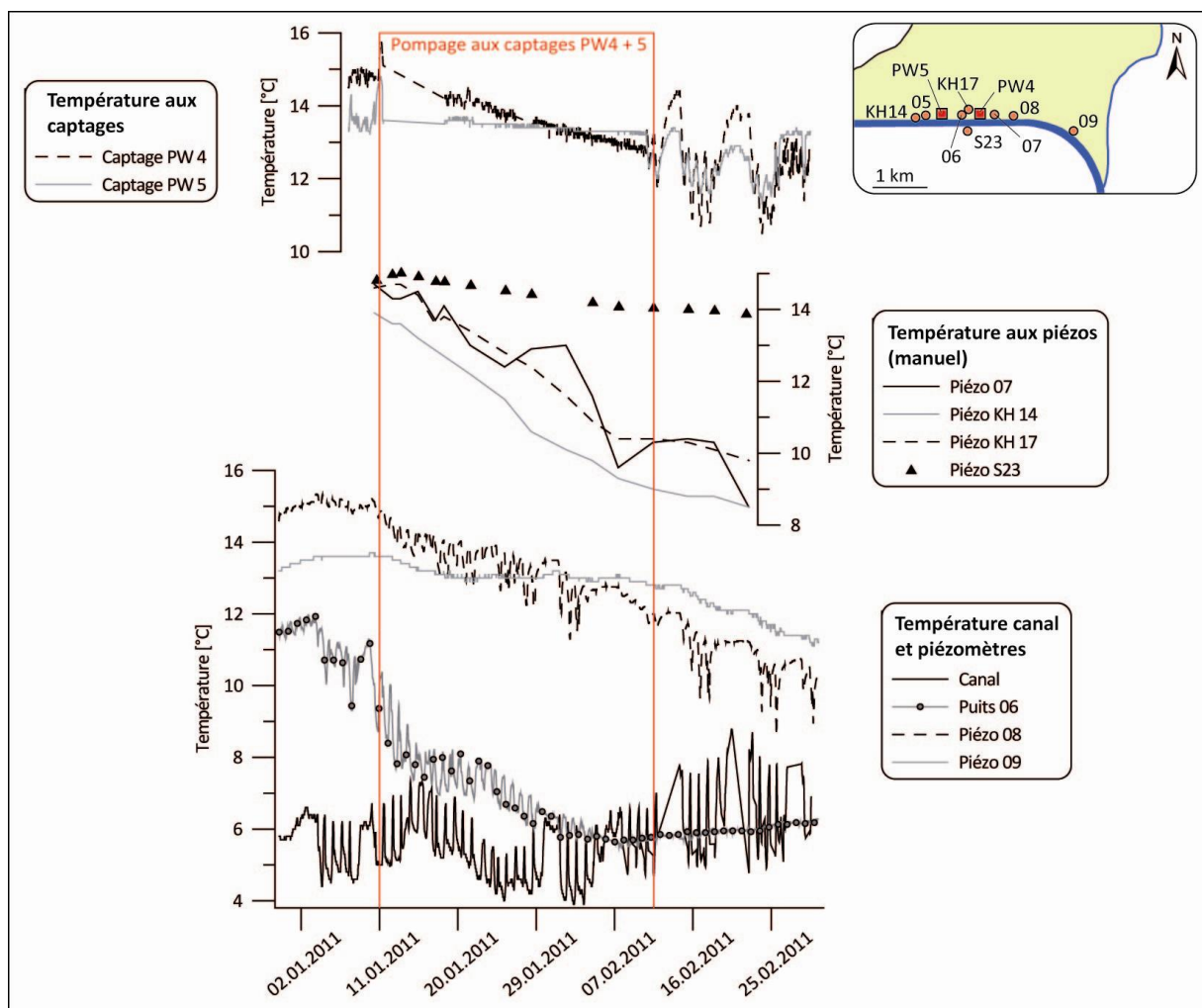


Figure 28 Evolution de la température de l'eau du canal et de l'aquifère durant l'essai de pompage

La quinzaine de relevés manuels effectués par le bureau d'étude Kellerhals+Haefeli AG durant les six semaines de pompage permettent d'observer la tendance générale de l'évolution de la température le long des berges du canal. Alors qu'une baisse de température de 5-6 °C est observée sur la berge nord, la température au piézomètre S23 (berge sud) ne baisse que d'un degré. D'autres points d'observation situés sur la berge sud

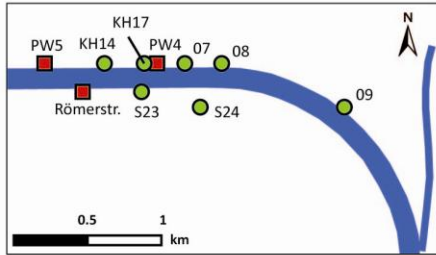
(non représentés) n'indiquent pratiquement pas de baisse de température. Le Tableau 8 résume les baisses de température maximales observées entre le 11 janvier et le 10 février 2011. On constate notamment que la température dans le canal a peu varié durant l'essai.

Les sondes de température automatiques permettent quant à elles d'observer la récurrence des fluctuations journalières de température s'additionnant à l'évolution générale. A la fin de l'essai de pompage, la température de l'eau dans le puits n° 06 est à l'équilibre avec celle du canal, et l'amplitude des oscillations s'amointrit fortement. La plus faible baisse de température s'observe dans le piézomètre n° 09, qui indique également les plus faibles oscillations journalières de température.

Aux captages, la température baisse d'environ 2 °C au PW 4, alors qu'elle baisse de moins de 1° C au captage PW 5, situé en fin de section infiltrante. On observe également le fort tamponnement de l'amplitude des fluctuations de température tout au long de la durée de l'essai de pompage. Dès la fin du pompage, des fluctuations de température de l'ordre de 1-2° C sont observées aux deux captages.

Tableau 8 Variations totales de température entre le début et la fin de l'essai de pompage

| Berge Nord | | Berge Sud | |
|-------------|-----------------|--------------|-----------------|
| Nom | ΔT (°C) | Nom | ΔT (°C) |
| Canal | ± 0 | Piézo S23 | -0.9 |
| Puits 06 | -4.6 | Piézo S24 | -0.2 |
| Piézo 07 | -6.2 | Römerstrasse | ± 0 |
| Piézo 08 | -2.7 | | |
| Piézo 09 | -0.5 | | |
| Piézo KH 14 | -5.4 | | |
| Piézo KH 17 | -4.8 | | |
| Captage PW4 | -2.2 | | |
| Captage PW5 | -0.8 | | |



5.4. EVOLUTION HYDROCHIMIQUE AU SEIN DE LA PLAINE DU SEELAND

Durant l'essai de pompage, les 5 captages de Gimmiz ont été échantillonnés de manière hebdomadaire, ainsi que cinq puits et piézomètres situés autour des captages de plaine (puits et piézomètres n° 16, 17, 18, S15 et S21). Ces échantillonnages ont permis d'observer l'évolution temporelle de divers paramètres, dont notamment les teneurs en nitrates et le signal du $\delta^{18}O$. Ces données sont traitées dans le premier et second sous-chapitre. Les données hydrochimiques complètes sont placées en annexes (Annexe 5.4.).

Le bureau d'étude Kellerhals+Haefeli AG a quant à lui mesuré les paramètres de terrain de manière hebdomadaire sur l'ensemble de la zone d'étude, durant la totalité de l'essai de pompage. Leurs mesures de la température et de la conductivité électrique de l'eau ont permis d'observer leurs fluctuations spatio-temporelles. Ces données sont traitées dans le troisième sous-chapitre.

5.4.1. Evolution du signal isotopique autour des captages

Le signal isotopique de l'eau montre d'assez fortes fluctuations durant l'essai de pompage. La formule (5) a été utilisée afin d'estimer les variations des différentes fractions composant l'eau de l'aquifère ; le pourcentage d'eau du canal est ainsi indiqué conjointement au $\delta^{18}\text{O}$ (Figure 29).

Au début de l'essai, on retrouve une composition de l'eau similaire à celle déterminée dans le chapitre précédent. L'eau du canal contribue à près de 80% des eaux des captages PW4 et PW5, et à environ 50% des eaux des trois captages de plaine. Toutes les eaux sont au départ constituées d'au moins 40% d'eau du canal.

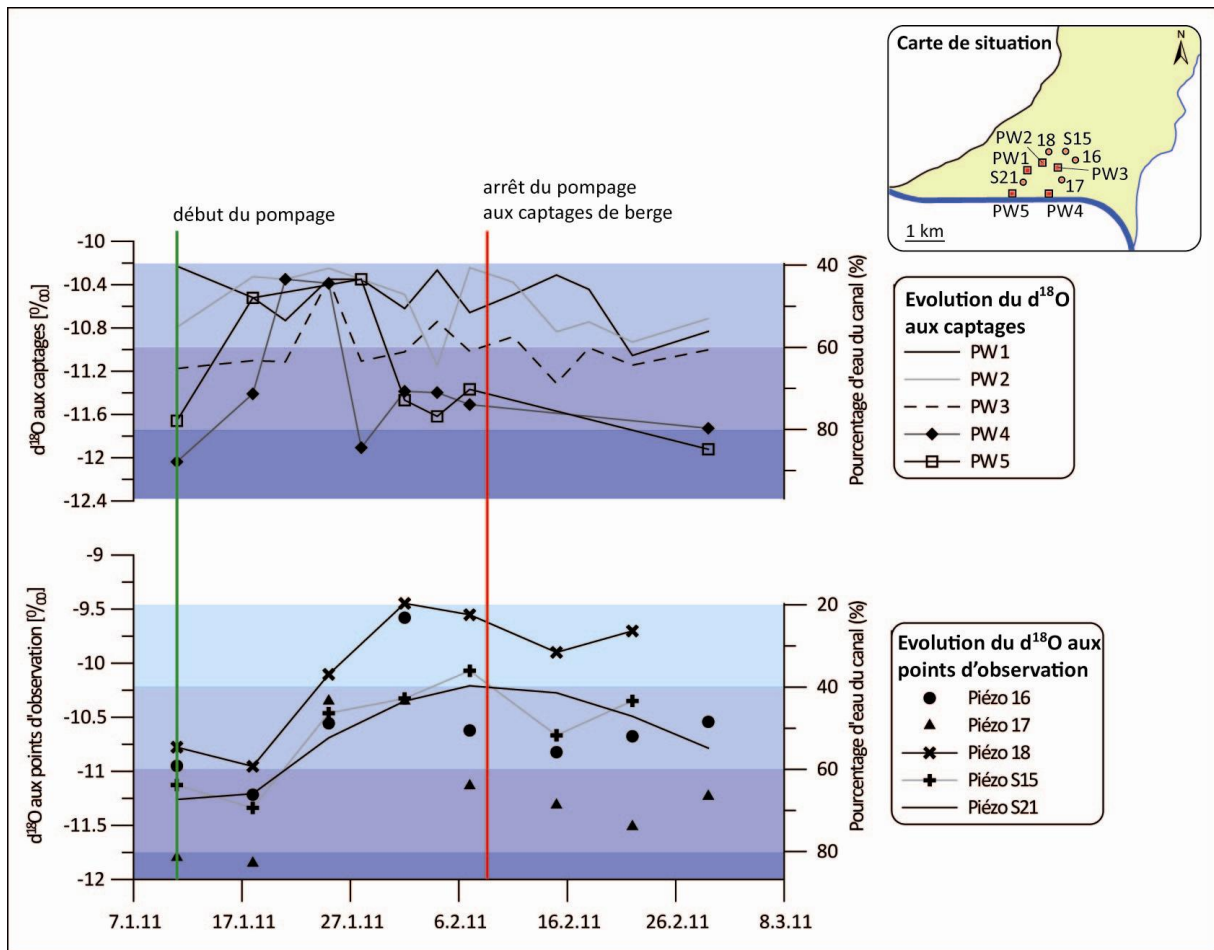


Figure 29 Evolution du signal isotopique de l'oxygène et de la fraction d'eau de surface aux captages et aux points d'observation durant l'essai de pompage

Durant l'essai, le $\delta^{18}\text{O}$ des captages de plaine montre de faibles fluctuations, mais sans tendance définie. Le signal des captages situés sur les berges du canal augmente dans les premières semaines de pompage, avant de diminuer et de se stabiliser autour des valeurs de début de pompage.

Aux points d'observation situés autour des captages de plaine, le signal est sensiblement le même : une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ jusqu'à l'arrêt du pompage aux captages PW4-5 le 10 février 2011, puis une diminution avant une stabilisation à des valeurs légèrement supérieures à celles de début de pompage. A la fin de l'essai de pompage, la fraction d'eau du canal au sein de l'aquifère a globalement diminué, d'environ 10 % entre le canal et les captages de plaine, et de 10-30 % au nord des captages.

5.4.2. Evolution des teneurs en nitrates

Avant l'essai de pompage, les teneurs en nitrates sont inférieures à la valeur indicatrice de 25 mg.l⁻¹ aux cinq captages de Gimmiz, les teneurs aux captages situés sur la berge du canal étant inférieures à 10 mg.l⁻¹ (Figure 30).

Durant l'essai, les teneurs en nitrates ne varient presque pas aux captages PW3-5 et au piézomètre n° 17, situés le long de la berge ou dans la direction d'écoulement principale des eaux en provenance du canal. Les teneurs en nitrates augmentent légèrement aux captages PW1 et PW2 pour finalement dépasser la valeur indicative de 25 mg.l⁻¹.

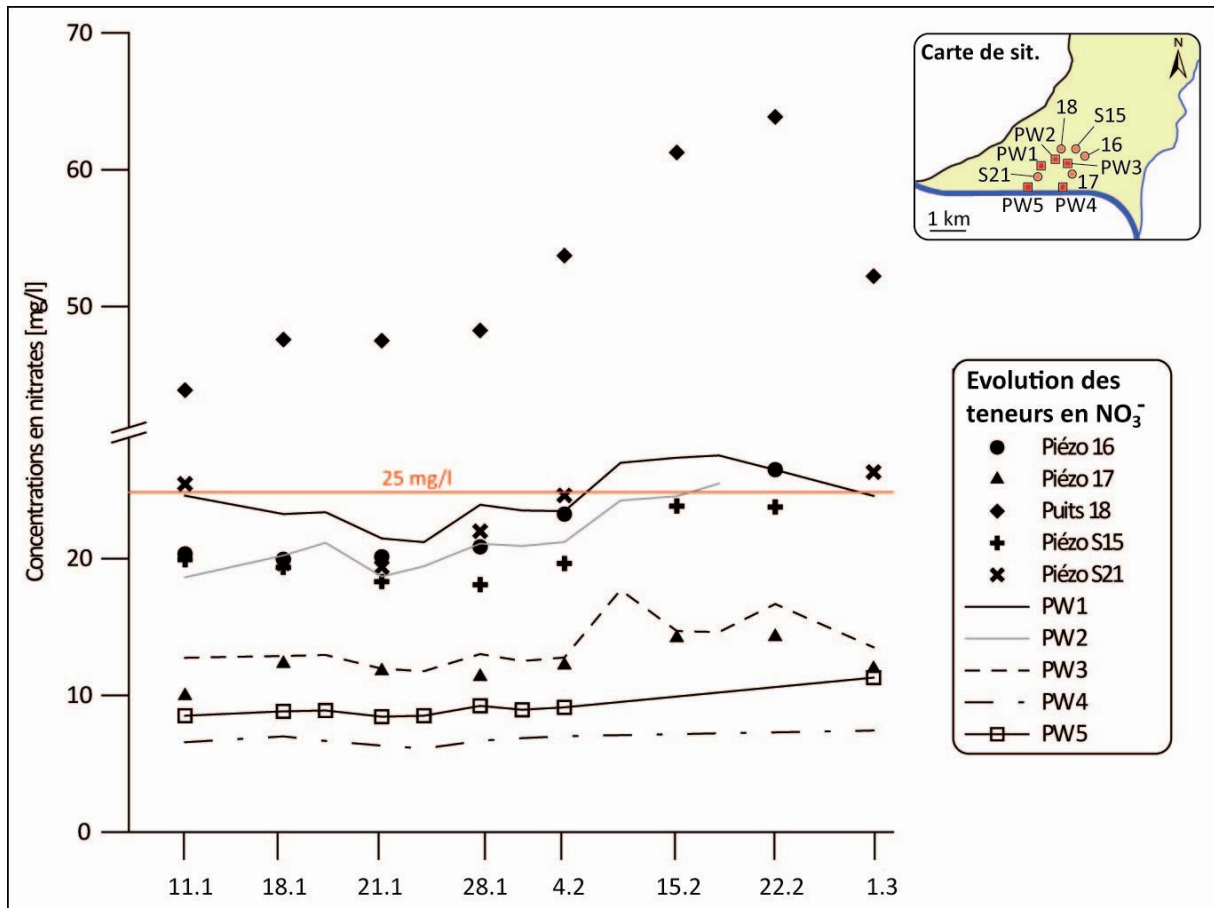


Figure 30 Evolution des teneurs en nitrates durant l'essai de pompage

Aux autres points de mesure, les teneurs en nitrates sont partout légèrement enrichies, d'environ 10 mg.l⁻¹, à l'exception des concentrations relevées au puits n° 18, où les teneurs en nitrates passent de 40 à 65 mg.l⁻¹.

A l'exception du puits n° 18, marqué par une forte augmentation des concentrations en nitrates, on observe sur l'ensemble de la plaine une légère tendance à l'augmentation des teneurs en nitrates. Les points situés proche du canal d'Hagneck n'indiquent quant à eux pas d'augmentation notable.

5.4.3. Visualisation spatio-temporelle de la température et de la conductivité

Les données hebdomadaires prélevées par le bureau d'étude Kellerhals+Haefeli AG ont permis d'observer les fluctuations de température et de conductivité sur l'ensemble de la plaine, et d'en observer les tendances générales (Figure 31). Les données complètes de température et de conductivité électrique sont disponibles en annexes (Annexes 5.5. et 5.6.)

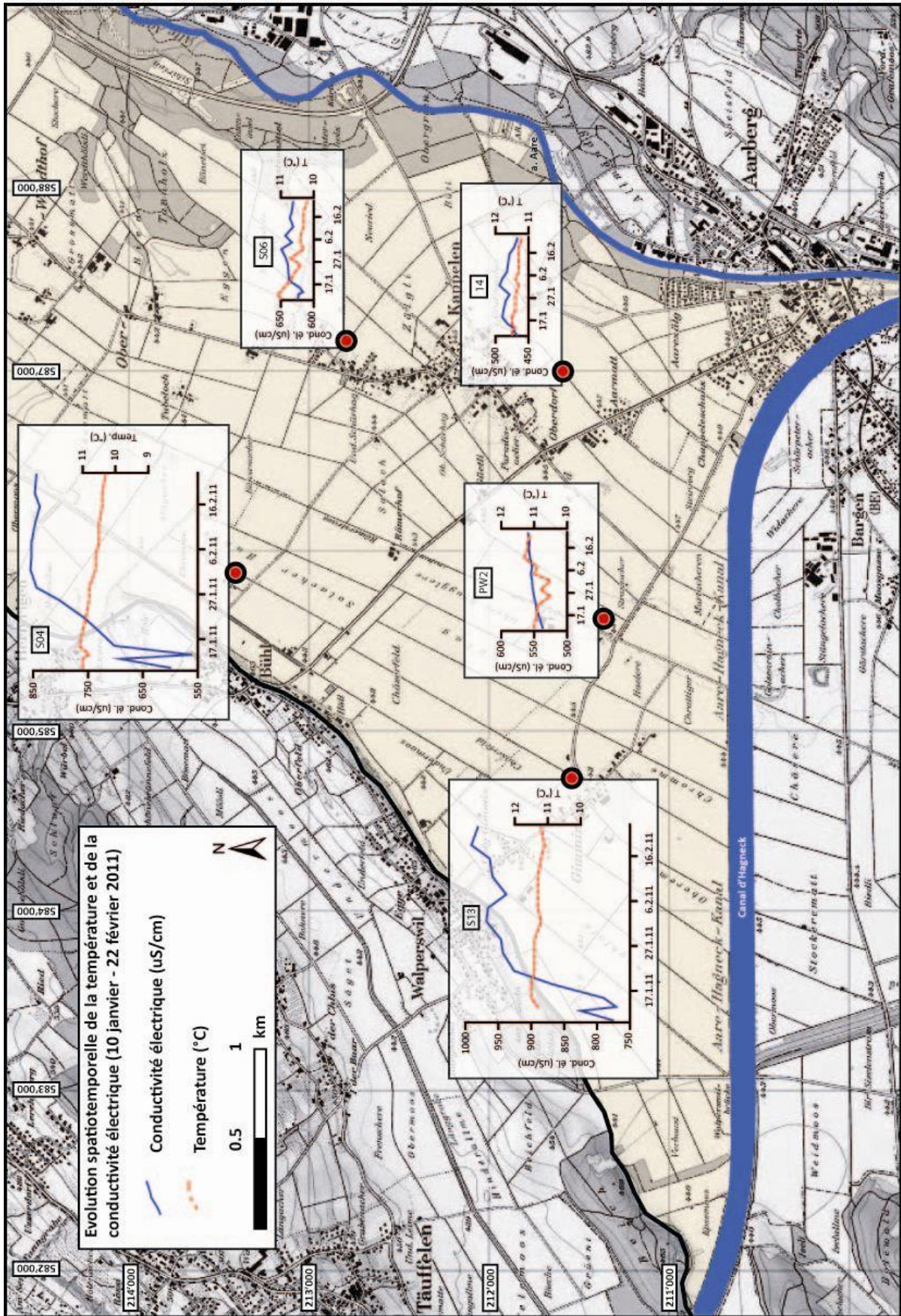


Figure 31 Evolution spatiotemporelle de la température et de la conductivité électrique durant l'essai de pompage

On constate que si la température indique de grandes variations le long des berges du canal, (comme indiqué précédemment par la Figure 28), elle reste stable sur l'ensemble de la plaine, avec des fluctuations inférieures à 1 °C.

Au contraire, l'étude des données de conductivité électrique permet de mettre en avant une zone particulière à l'ouest de l'aquifère, marquée par une très forte augmentation de la conductivité électrique. Les points représentés (piézomètres S04 et S13) sont représentatifs des données de la plupart des piézomètres situés le long de la bordure ouest de l'aquifère. Le captage de plaine PW2 est marqué par des fluctuations de température d'une amplitude inférieure à 1° C, et par une légère augmentation de la conductivité électrique. Dans la partie est, la conductivité électrique n'indique que peu de fluctuations, même dans des piézomètres situés à proximité de l'ancienne Aare, laissant supposer une très faible infiltration des eaux de l'ancienne Aare, comme indiqué par KELLERHALS+HAEFFELI AG (1988).

5.5. ESSAI DE TRAÇAGE

Le 18 janvier 2011, un essai de traçage au naphthionate et à l'amidorhodamine G a été effectué au sein de l'aquifère Nord du Seeland. Le bureau d'étude Kellerhals+Haefeli AG a quant à lui injecté 30 kilos d'uranine au niveau du barrage de l'usine hydroélectrique d'Aarberg. (Figure 32). La propagation d'uranine au sein du canal d'Hagneck a été mesurée à l'aide d'un fluorimètre et d'un échantillonneur automatique du CHYN. Leurs résultats sont placés en annexes (Annexe 5.7. et CD joint pour les valeurs brutes).

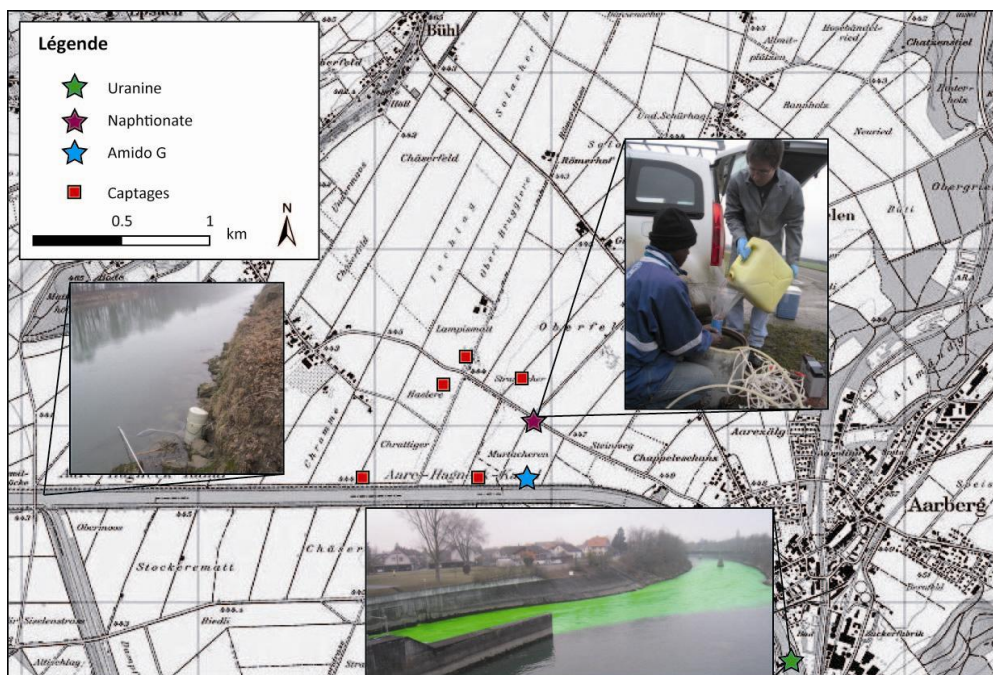


Figure 32 Injection et échantillonnage de traceurs artificiels dans le canal d'Hagneck et au sein de l'aquifère Nord du Seeland

5.5.1. Uranine – injection dans les eaux de surface

Le bureau d'étude Kellerhals+Haefeli AG a prélevé des échantillons le long des berges du canal d'Hagneck ainsi qu'aux captages durant les jours suivant l'essai de traçage. Ils ont détecté de l'uranine au captage PW4 ainsi qu'aux piézomètres n° 12 et S21. Des analyses effectuées au CHYN sur des échantillons prélevés à l'aide d'un échantillonneur automatique placé au captage PW3 ont également permis de détecter de l'uranine à ce captage. Aucune

trace d'uranine n'a été retrouvée au captage PW5, pourtant situé au bord du canal, ni au piézomètre n°09, situé à la limite de la section infiltrante. La Figure 33 présente les différentes courbes de restitution de l'uranine. Les valeurs brutes de restitution d'uranine aux différents piézomètres et captages sont placées en annexes (Annexes 5.8. à 5.11.).

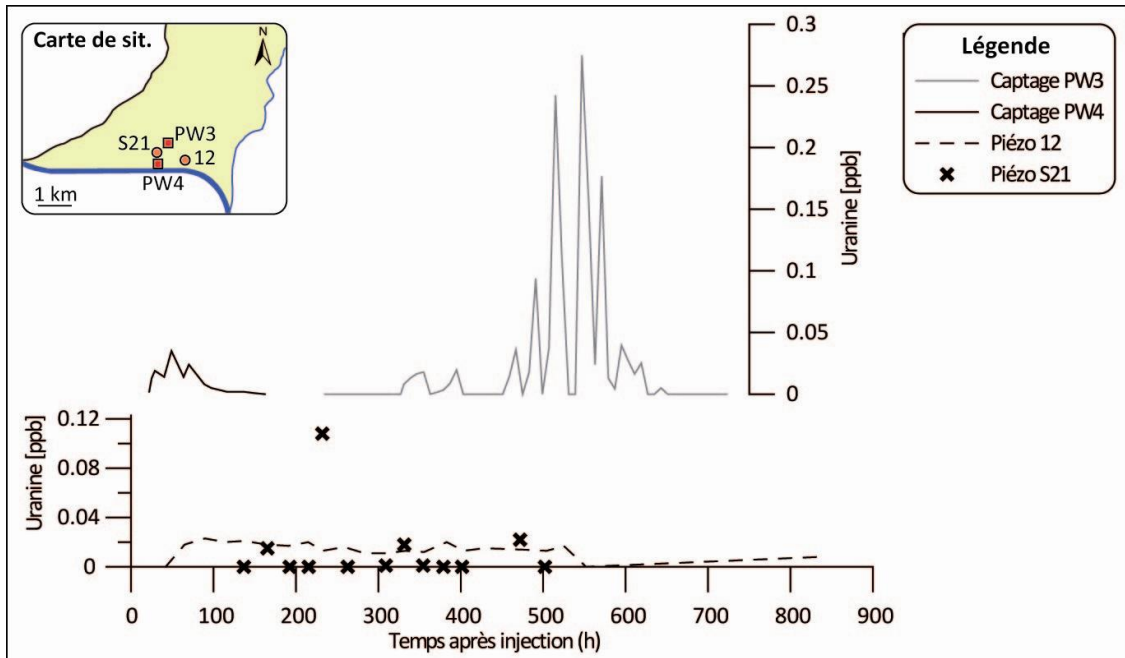


Figure 33 Courbes de restitution de l'uranine aux captages et piézomètres

Aux captages, de très faibles quantités d'uranine sont détectées au PW4, situé sur la berge nord du canal d'Hagneck. Des concentrations plus fortes mais très fluctuantes sont détectées au PW3. Le bureau d'étude Kellerhals+Haefeli AG a détecté des traces d'uranine au piézomètre S21, à l'ouest du captage PW3, et une arrivée très rapide d'uranine au piézomètre n°08, suivie par des concentrations en plateau. Leurs mesures au captage PW3 n'ont par contre révélé aucune présence d'uranine.

Les concentrations relevées aux deux captages ont été approchées à l'aide d'un modèle advectif-dispersif unidimensionnel (advective-dispersive model, ADM) utilisé spécifiquement pour l'étude des courbes de restitutions durant un essai de pompage (Figure 34). Les concentrations mesurées ont été approchées par la formule (10) (KÄSS ET AL., 1998) :

$$C_m = \frac{M}{Qt_r \sqrt{4\pi P_D \left(\frac{t}{t_r}\right)^3}} \cdot \exp \left[\frac{-\left(1 - \frac{t}{t_r}\right)^2}{4P_D \frac{t}{t_r}} \right] \quad (10)$$

où

- C_m est la concentration de traceur mesurée au captage (g)
- M est la masse injectée (g)
- Q est le débit de pompage ($m^3 \cdot s^{-1}$)
- t_r est le temps de transit moyen (s)
- P_D est le paramètre de dispersion (-)
- t est le temps (s)

Les courbes de restitution aux captages montrent de grandes fluctuations, liées aux fluctuations du niveau d'eau dans le canal se propageant au sein de l'aquifère. Chaque augmentation d'uranine est couplée à une hausse du niveau d'eau au sein du canal, l'infiltration d'eau et donc de traceurs au sein de l'aquifère se faisant par « pulses » journaliers. La Figure 34 indique l'approche des courbes par un modèle advectif-dispersif ainsi que les fluctuations du niveau d'eau au sein du canal d'Hagneck. Les paramètres du modèle sont présentés au Tableau 9.

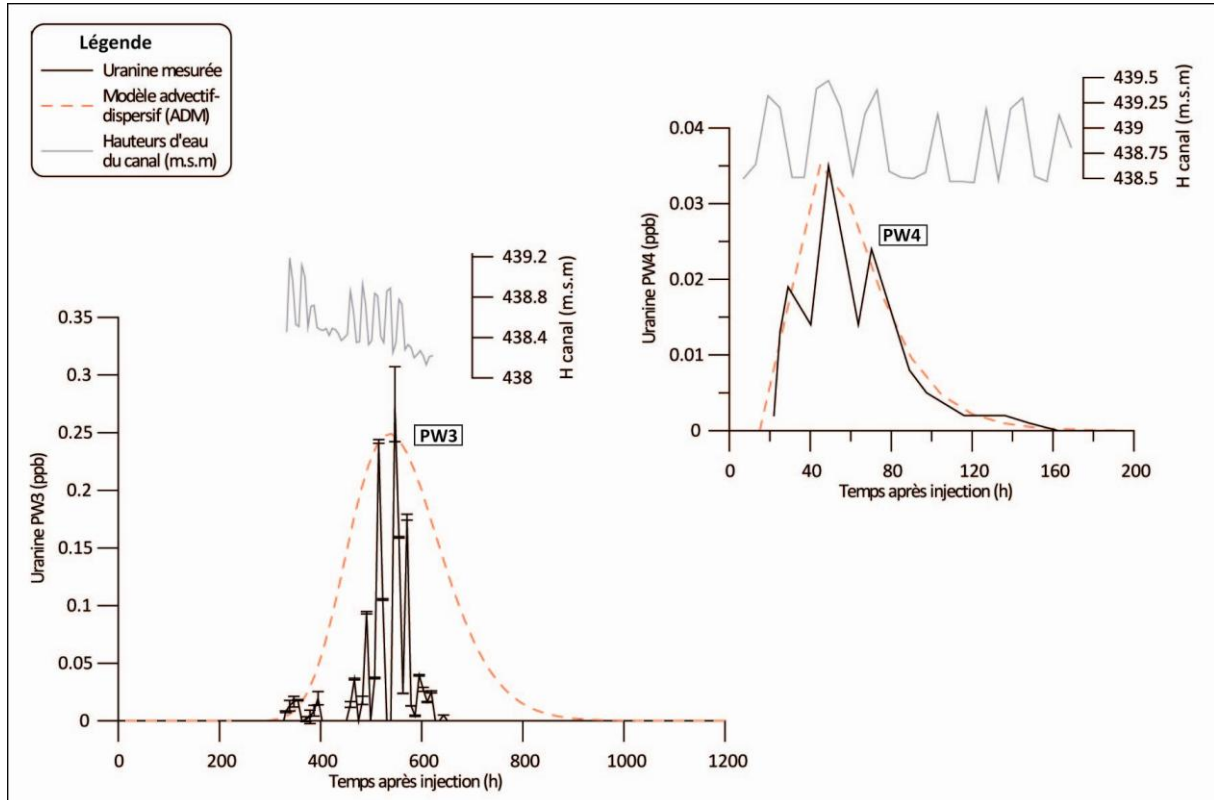


Figure 34 Approche des courbes de restitution de l'uranine par un modèle advectif-dispersif et fluctuations du niveau du canal

L'influence du niveau du canal est particulièrement flagrante au captage PW3, distant de 700 mètres du canal. Les premières venues d'uranine sont corrélées à de grandes fluctuations du niveau d'eau, après quoi le niveau du canal reste stable durant un week-end. Aucune trace d'uranine n'est détectée durant cette période. Les nouvelles fluctuations entraînent de nouvelles arrivées de traceur. La détection d'uranine au captage PW3 semble donc corrélée à de hauts niveaux d'eau au sein du canal ; les venues efficaces d'eau en provenance du canal se font par pulse journaliers et non de manière continue.

Le modèle advectif-dispersif appliqué a ainsi été volontairement défini pour surreprésenter les concentrations (cf. Figure 34), afin de compenser l'impact des fluctuations du canal.

Les concentrations relevées au captage PW4, situé sur les berges du canal (à 50 mètres), indiquent également des fluctuations liées au niveau du canal ; lorsque son niveau est haut, le traceur arrive aux captages de manière peu diluée, alors que lorsque le niveau du canal baisse, diminuant l'infiltration, les concentrations d'uranine sont diluées par les eaux de l'aquifère situées en aval du captage, moins touchées par l'essai de traçage.

5.5.2. Naphtionate – injection au sein de l'aquifère

Les traceurs artificiels injectés dans l'aquifère via des piézomètres ont été mesurés aux captages PW3 et PW4, afin de déterminer respectivement les concentrations de naphtionate et d'amidorhodamine G. Le naphtionate a été retrouvé au captage PW3, distant de 200 mètres du point d'injection (piézomètre n° 17), alors qu'aucune trace d'amidorhodamine G n'a été détectée au captage PW4.

Les concentrations de naphtionate au captage PW3 ont été approchées par un modèle advectif-dispersif similaire à celui utilisé pour les teneurs en uranine (Figure 35), dont les paramètres sont présentés au Tableau 9. Les données brutes de restitution de naphtionate au captage PW3 sont placées en annexes (Annexe 5.12.)

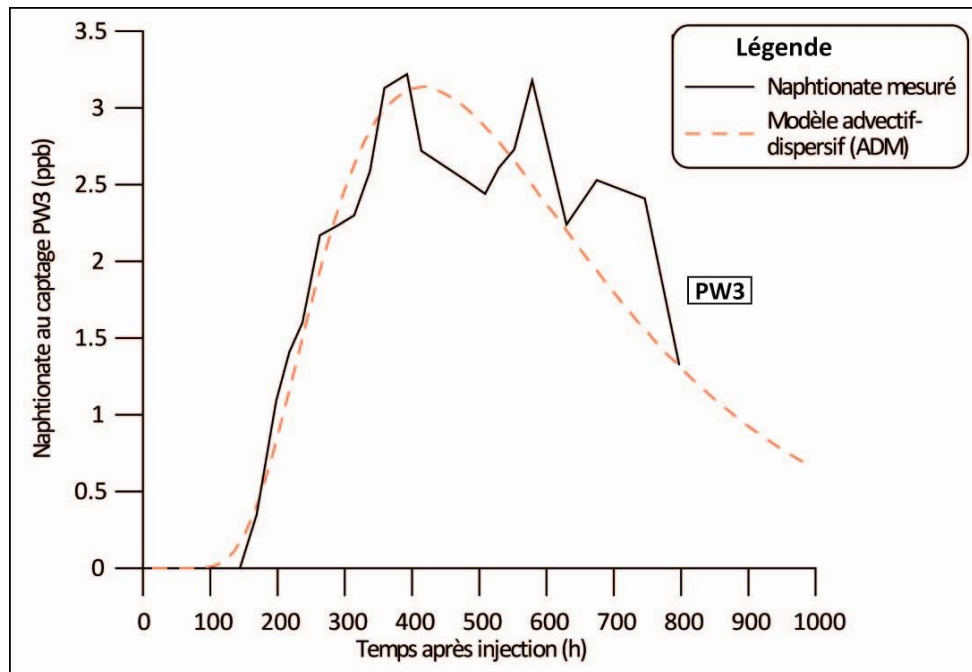


Figure 35 Approche de la courbe de restitution du naphtionate par un modèle advectif-dispersif

A noter que les valeurs présentées à la Figure 35 sont celles issues des campagnes d'échantillonnage journalières du bureau d'étude Kellerhals+Haefeli AG. Le pas de temps ne permet pas d'identifier clairement l'impact des fluctuations du niveau d'eau au sein du canal sur les concentrations mesurées. Le modèle advectif-dispersif appliqué a donc été choisi afin de représenter au mieux les valeurs moyennes mesurées.

5.5.3. Détermination des paramètres advectifs-dispersifs

L'application des modèles de type advectif-dispersif a permis la détermination de paramètres tels que la vitesse moyenne de transit ou le coefficient de dispersion longitudinal D_L . La construction des modèles s'est faite de manière inverse, c'est-à-dire par ajustement des divers paramètres advectifs-dispersifs, du taux de restitution et de la vitesse moyenne de l'eau jusqu'à obtention d'une courbe de restitution théorique représentant de manière optimale les concentrations mesurées.

L'étude de la courbe de restitution du naphtionate n'a pas posé de complications majeures, la quantité de traceur injectée était bien connue. Au contraire, l'étude des courbes de restitution de l'uranine a dû se faire suite à certaines suppositions concernant la quantité de

traceur infiltré depuis les berges du canal. Les quantités de traceur infiltré estimées sont ainsi très faibles, mais plausibles vu le mode d'infiltration des eaux du canal d'Hagneck. Les très faibles taux de restitution posent le problème de la dimensionnalité de l'approche : l'utilisation d'un modèle unidimensionnel suppose un taux de restitution absolu ou du moins conséquent, alors que dans le cas des traceurs injectés au sein du canal, le taux de restitution est inférieur au pourcentage. L'approche se veut donc une première estimation, grossière, des temps de transit et des autres paramètres, et non une définition absolue.

Le tableau 9 résume les paramètres calibrés et déterminés à l'aide du modèle advectif-dispersif (ADM).

Tableau 9 Paramètres du modèle (ADM) calibrés et paramètres calculés avec l'ADM

| | PARAMETRES CALIBRES | | | | PARAMETRES CALCULES AVEC L'ADM | | |
|-------------|---------------------|-----------|-----------------------------------|----------------|--|--|-----------------------------------|
| | % restit. | t_R (j) | vitesse moy. (m.j ⁻¹) | α_L (m) | D_L (m ² .j ⁻¹) | D_L (m ² .s ⁻¹) | Zone de mélange longitudinale (m) |
| Uranine PW4 | $2 \cdot 10^{-5}$ | 2.5 | 20.0 | 4 | 80 | $9.3 \cdot 10^{-4}$ | 14 |
| Uranine PW3 | $8 \cdot 10^{-4}$ | 23.3 | 30.0 | 10 | 300 | $3.5 \cdot 10^{-3}$ | 84 |
| Naphtio PW3 | 15 | 16 | 12.5 | 25 | 313 | $3.6 \cdot 10^{-3}$ | 71 |

Les vitesses montrent d'assez grandes disparités, ainsi que la dispersivité longitudinale α_L . Cependant, la dispersivité longitudinale reste dans la gamme de valeurs définies par GELHAR ET AL. (1992). Le coefficient de dispersion longitudinal donné par la formule (11) :

$$D_L = \alpha_L \cdot \bar{v} + D_m \quad (11)$$

qui prend en compte le temps de transit moyen t_R en plus de la dispersivité longitudinale indique quant à lui une assez bonne homogénéité des résultats. La dispersion moléculaire D_m est quant à elle négligée dans le calcul de D_L .

5.6. DISCUSSION DES RÉSULTATS

Les résultats obtenus durant la période correspondant à la tenue de l'essai de pompage aux captages de Gimmiz sont discutés ici en relation avec les conclusions obtenues au chapitre précédent, qui portait sur le fonctionnement général de l'aquifère en situation « normale ».

5.6.1. Influence du barrage hydroélectrique sur les écoulements

Il avait été défini précédemment que les infiltrations d'eau du canal se faisaient essentiellement par les berges, durant le fonctionnement de l'usine hydroélectrique d'Aarberg.

Lors de l'essai de pompage, ce fonctionnement a un grand impact sur l'évolution de la piézométrie : alors que la zone de capture des captages de plaine était essentiellement situé dans la partie sud de l'aquifère, entre les captages et le canal, elle s'étend dès les premiers

jours aux parties Nord et Est de l'aquifère. On observe l'apparition d'une ligne de partage des eaux au niveau de Kappelen ; l'eau située à près de 2 km en aval des captages est reprise par ceux-ci durant l'essai de pompage.

Les eaux du canal ne sont donc pas suffisantes à elles seules pour compenser le fort débit appliqué durant les 43 jours de l'essai. Alors que la majeure partie de l'eau de la zone d'étude est constituée d'eau du canal, le pompage induit une contribution de ces eaux plus faible qu'en situation naturelle.

L'observation des séries de température indique une connexion entre le canal et l'aquifère, les eaux plus froides du canal (5°C durant les mois de janvier à février 2011) s'infiltrant au travers des berges, constituées d'eau plus chaude issue des infiltrations estivales (14-15°C en moyenne). Cependant, si la baisse de température est clairement visible, on observe également la poursuite des fluctuations journalières de température induite par les infiltrations quotidiennes. Ainsi, le pompage extrême entraîne de plus fortes venues d'eau en provenance du canal lorsque le niveau au sein de ce dernier est haut, entraînant une diminution rapide de la température, mais, malgré le fort débit pompé au captage, l'infiltration par le canal ne semble pas augmenter durant les périodes de basses eaux. La dynamique d'infiltration des eaux du canal reste donc sensiblement la même, que ce soit en régime de pompage normal ou durant un pompage extrême.

5.6.2. Origines de l'eau pompée

5.6.2.1. Durant l'essai de pompage complet (11 janvier-10 février 2011)

La composition des eaux au sein de la plaine change considérablement durant l'essai de pompage. Durant la phase de pompage complet (captages PW1-5 + Römerstrasse) l'eau du canal se dirige essentiellement en direction des captages situés sur ses berges. Ainsi, entre le canal et les captages de plaine, on observe grâce aux données isotopiques une claire tendance à une diminution des eaux du canal. Les piézomètres situés entre le canal et les captages (piézomètres n° 16, 17 et S21) indiquent une diminution de la fraction d'eau de surface de l'ordre de -15%, alors que les piézomètres situés en aval des captages (n°18 et S15) indiquent une diminution de -25 à -35 %.

Les circulations d'eau en provenance du nord de l'aquifère entraînent une diminution de la fraction d'eaux de surface au niveau du puits n° 18. Cette fraction tombe à un peu moins de 20 %, alors qu'elle était de près de 55 % avant le début de l'essai de pompage.

Le même phénomène s'observe aux captages situés sur les berges du canal. Constitués au départ de plus de 80 % d'eau du canal, cette fraction diminue de plus de 35 % durant le premier mois d'essai de pompage. Ce constat s'explique par un appel d'eau en aval des captages composée d'une plus petite fraction de surface. Ces eaux sont également plus froides, tamponnées à une température de 11-12°C. Ainsi, durant l'essai de pompage, les fluctuations de température journalières disparaissent totalement aux captages de par ce tamponnement (cf. Figure 28).

5.6.2.2. Après l'arrêt du pompage aux captages de berge (10-23 février 2011)

L'arrêt du pompage aux captages PW4 et PW5 a entraîné un changement de comportement de l'aquifère, en permettant à l'eau en provenance du canal de s'écouler vers le nord.

On observe de manière globale une diminution du rabattement au sein de l'aquifère (cf. Figure 27) et un changement dans la piézométrie. La ligne de partage des eaux au niveau de Kappelen s'estompe progressivement, et les eaux situées au nord des captages reprennent petit à petit une direction globale SW-NE.

Les eaux en provenance du canal prennent la direction des captages de plaine, et on observe grâce aux données isotopiques (cf. Figure 29) une stabilisation de la fraction d'eau du canal au sein de l'aquifère avant une augmentation de cette fraction.

Entre le 10 et le 23 février, la fraction d'eau du canal augmente aux cinq piézomètres d'observation de 10-15 %.

La direction générale des écoulements en provenance du canal peut être estimée à l'aide des résultats des essais de traçage. Ces résultats coïncident avec les données piézométriques et hydrochimiques, et sont en accord avec les conclusions émises à la fin du chapitre précédent.

Les coefficients de dispersion longitudinaux obtenus au captage PW3 d'après les courbes de restitution de l'uranine et du naphthionate sont très similaires (cf. Tableau 9). La zone de mélange est également pratiquement la même malgré les distances différentes entre l'injection du traceur et le captage. Il semble donc que l'uranine soit chenalisée le long des berges du canal puis se disperse durant son passage au sein de l'aquifère.

Le fait de ne trouver aucune trace d'uranine au captage PW5, ainsi que l'absence manifeste de baisse de température semblent indiquer une connexion moins forte entre le canal et l'aquifère dans cette zone, ce qui semble en contradiction avec les résultats issus des mesures du radon. Les vitesses rapides issues de la méthode radon peuvent avoir été surestimées par une concentration trop faible de radon due à un éventuel dégazage durant l'échantillonnage au captage PW5.

5.6.3. Estimation semi-quantitative des infiltrations d'eau du canal durant pompage

Un rapide calcul conceptuel permet d'estimer la contribution des eaux du canal aux volumes pompés aux captages durant l'essai de pompage de janvier-février 2011.

Il a été vu précédemment que le rabattement moyen au sein de la zone d'étude d'environ 10 km² était de 70 cm. Si on inclut à ce volume la porosité estimée à l'aide des courbes de rabattement piézométrique (~ 15%), on constate que le volume soutiré par le pompage est d'environ 1 million de m³ d'eau.

L'essai de pompage aux cinq captages de Gimmiz a duré durant 31 jours, pendant lesquels un débit de 33 m³.min⁻¹ était appliqué. A la fin des 31 jours, 1.47 millions de m³ d'eau ont été soutirés. Durant les deux dernières semaines, le débit de pompage est descendu à 20.7 m³.min⁻¹, le pompage aux captages PW4 et PW5 ayant été stoppé. Durant cette période, 0.36 millions de m³ d'eau ont été prélevés. Ainsi, l'essai de pompage a au total prélevé 1.83 millions de m³ d'eau de l'aquifère Nord du Seeland.

L'infiltration d'eau par transit au sein de la zone non saturée a été estimée au chapitre 4.6.2.2. à 463 l.s⁻¹ sur l'ensemble de l'aquifère du Seeland, vaste de 35 km². Sur la zone concernée de 10 km², l'infiltration des eaux de pluie est donc d'environ 136 l.s⁻¹. Durant les 43 jours de l'essai de pompage, les eaux issues de la zone non saturée constituent un volume de 480'000 m³.

Les 1.83 millions de m³ d'eau pompés étant composés de 480'000 m³ d'eau de percolation et d'environ 1 million de m³ d'eau issue du réservoir aquifère, la contribution du canal peut s'estimer par soustraction. Les eaux du canal fournissent ainsi un volume de 350'000 m³ d'eau durant l'essai de pompage. L'infiltration par le canal durant l'essai de pompage est ainsi estimée à 94 l.s⁻¹.

Les précédentes études portant sur l'estimation de l'infiltration hivernale du canal d'Hagneck ont conduit à des valeurs de 84 l.s⁻¹ pour le début de l'année 1986 (WEA, 1988) et de 80-120 l.s⁻¹ pour janvier 1993 (JORDAN, 2000). Pour janvier 1993, d'autres travaux ont cependant conduit à une estimation de l'infiltration beaucoup plus faible, de l'ordre de 10-20 l.s⁻¹ (WEA, 1998). Le Tableau 10 indique la contribution de chaque fraction développée ci-dessus aux eaux pompées aux captages.

Plus de la moitié de l'eau pompée provient ainsi de la réserve de l'aquifère, la contribution d'eau du canal étant inférieure à 20%.

A noter cependant que les contributions estimées et présentées au Tableau 10 ne sont valables que durant l'essai de pompage, en situation transitoire non stabilisée, et ne sont en aucun cas représentatives d'un état d'équilibre.

En effet, aucune stabilisation du niveau piézométrique n'a été observée durant l'essai de pompage, indiquant un prélèvement continu d'eau dans le stock de l'aquifère, induisant une baisse du niveau piézométrique. La contribution des eaux du canal et des eaux de percolation au débit pompé une fois les variations du stock étant nulles ne peuvent être estimées par cette méthode semi-quantitative.

Tableau 10 Contributions des diverses fractions au volume d'eau pompé

| Origine de l'eau | Volume d'eau (m ³) | Contribution (%) |
|---------------------|--------------------------------|------------------|
| Stock / réserve | 1'000'000 | 54.6 |
| Eaux de percolation | 480'000 | 26.2 |
| Eaux du canal | 350'000 | 19.1 |

Le bilan en situation permanente (absence de variation de stock) n'est ainsi pas estimable. Cependant, au vu de la relation complexe entre le canal et l'aquifère et du mode d'infiltration des eaux de surface, il est à craindre que le canal ne puisse voir sa contribution augmenter de manière significative en situation permanente.

5.7. CONCLUSIONS

Le mode d'alimentation en eau de surface, gouverné par les fluctuations journalières du canal induites par l'usine hydroélectrique d'Aarberg, détermine la majeure partie des réactions de l'aquifère à l'essai de pompage.

Les principales informations à tirer de l'essai sont les suivantes :

- le fort débit appliqué n'augmente pas de manière significative la contribution des eaux de surface du canal d'Hagneck ; si les infiltrations sont plus fortes durant les périodes de hautes eaux, comme indiqué par les séries de température, les périodes de basses eaux sont caractérisées par une infiltration très faible voire nulle ;

5. Dynamique de l'aquifère durant un essai de pompage longue durée

- la zone de capture des captages de Gimmiz s'étend au nord-est et à l'ouest, dans des sections de l'aquifère n'étant pas influencées par les captages en situation « normale » ;
- le mélange entre eaux fraîchement infiltrées et eaux souterraines change considérablement durant l'essai de pompage, suivant deux phases :
 - une première phase marquée par une forte diminution de la fraction d'eau de surface, durant laquelle les eaux du canal sont essentiellement captées par les ouvrages situés sur les berges ; la contribution des eaux de surface diminue plus fortement aux zones situées en aval des captages de plaine ;
 - une seconde phase suivant l'arrêt du pompage aux captages de berge, durant laquelle la contribution des eaux de surface augmente au sein de l'aquifère, les apports d'eau en provenance du nord-est et de l'ouest étant diminués ;
- la contribution des eaux de surface aux prélèvements totaux est inférieure à 20 % ; plus de la moitié de l'eau soutirée l'a été dans le stock de l'aquifère, en réduisant considérablement les réserves ;
- au vu du mode d'infiltration des eaux du canal d'Hagneck, il est à craindre qu'en cas de poursuite de l'essai de pompage, la contribution des eaux de surface au volume total pompé n'augmente pas de manière significative, et que le stock continue à être sollicité, l'atteinte d'un état d'équilibre pouvant prendre un temps considérable. L'aquifère du Seeland représente ainsi un grand volume d'eau potentiellement exploitable, mais n'est pas alimenté de manière à permettre de forts prélèvements de manière continue, similaire à l'essai de pompage effectué.

6

OBSERVATION DE L'AQUIFÈRE APRÈS ARRÊT DE L'ESSAI DE POMPAGE

Ce chapitre présente les données récoltées durant la dernière campagne du 1^{er} mars 2011 ainsi que les séries de mesures continues prélevées entre la fin de l'essai de pompage et le 4 avril 2011. La situation hydrochimique globale y est présentée, puis une attention particulière est portée à la remontée du niveau piézométrique au sein de l'aquifère.

6.1. HYDROCHIMIE GLOBALE

L'échantillonnage des nouveaux piézomètres implantés à la fin de l'année 2010 a permis d'obtenir une vision globale de la zone d'étude. Les données de conductivité électrique, de teneurs en nitrates et en fer, ainsi que le signal isotopique de l'eau a été étudié.

6.1.1. Conductivité électrique

Le degré de minéralisation de l'eau au sein de la plaine du Seeland varie fortement (Figure 36). Alors que des teneurs inférieures à $500 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ sont détectées aux abords du canal d'Hagneck, le long de la section infiltrante, la zone ouest de l'aquifère est marquée par des valeurs de conductivité supérieures à $1'000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. La partie médiane de la plaine est constituée d'une eau caractérisée par une conductivité électrique relativement haute ($800 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) pour un aquifère alluvial alimenté par des eaux de surface.

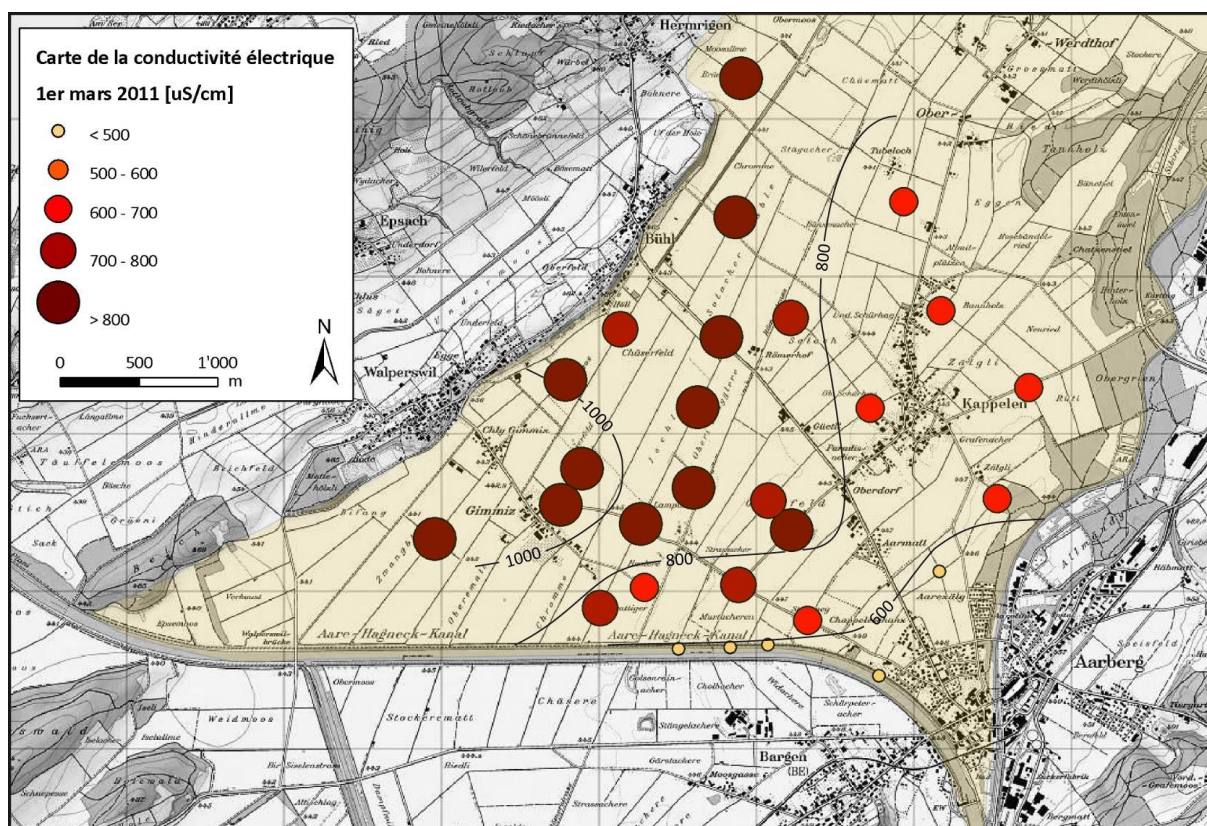


Figure 36 Carte de la conductivité électrique, 1er mars 2011

6.1.2. Teneurs en nitrates et en fer, degré d'oxygénation

Les concentrations en nitrates mesurées sur l'ensemble de la plaine sont très hétérogènes (Annexe 6.1.). Tout comme avant l'essai de pompage (cf. Figure 13, sous-chapitre 4.2.3.), les berges du canal sont caractérisées par des teneurs en nitrates très faibles.

L'ensemble de la plaine est constitué d'une eau composée de concentrations en nitrates inférieures à 20 mg.l^{-1} , avec cependant une zone médiane marquée par des teneurs dépassant la valeur indicatrice de 25 mg.l^{-1} . La zone ouest se démarque du reste de l'aquifère par des teneurs en nitrates extrêmement faibles, inférieures à 2 mg.l^{-1} . Dans cette zone, les teneurs en fer ferreux ont été mesurées (Annexe 6.2.) ainsi que le degré d'oxygénation de l'eau. Une certaine corrélation a été établie entre ces divers paramètres (Figure 37).

A l'exception du piézomètre n° S27, une relation linéaire peut être définie entre les teneurs en fer ferreux et en oxygène dissous, ainsi qu'entre le fer ferreux et les teneurs en nitrates.

Le rapport Cl/NO_3 permet de distinguer une partie des piézomètres se caractérisant par une forte diminution des teneurs en nitrates sans diminution notable des teneurs en chlorures. Il s'agit des piézomètres n° S04, S09, S10, S12, S13 et S27, tous situés dans la partie ouest de l'aquifère.

Les autres points suivent la relation linéaire 1 : 2 entre les teneurs en chlorures et en nitrates, définie précédemment comme le rapport naturel entre Cl et NO_3 sans influence notable du canal d'Hagneck. Les points sont en effet situés dans la partie nord-ouest de la zone d'étude, très peu touchée par l'effet de dilution du canal. Le piézomètre n° S08 fait exception en se caractérisant par de fortes teneurs en chlorures.

6. Observation de l'aquifère après arrêt de l'essai de pompage

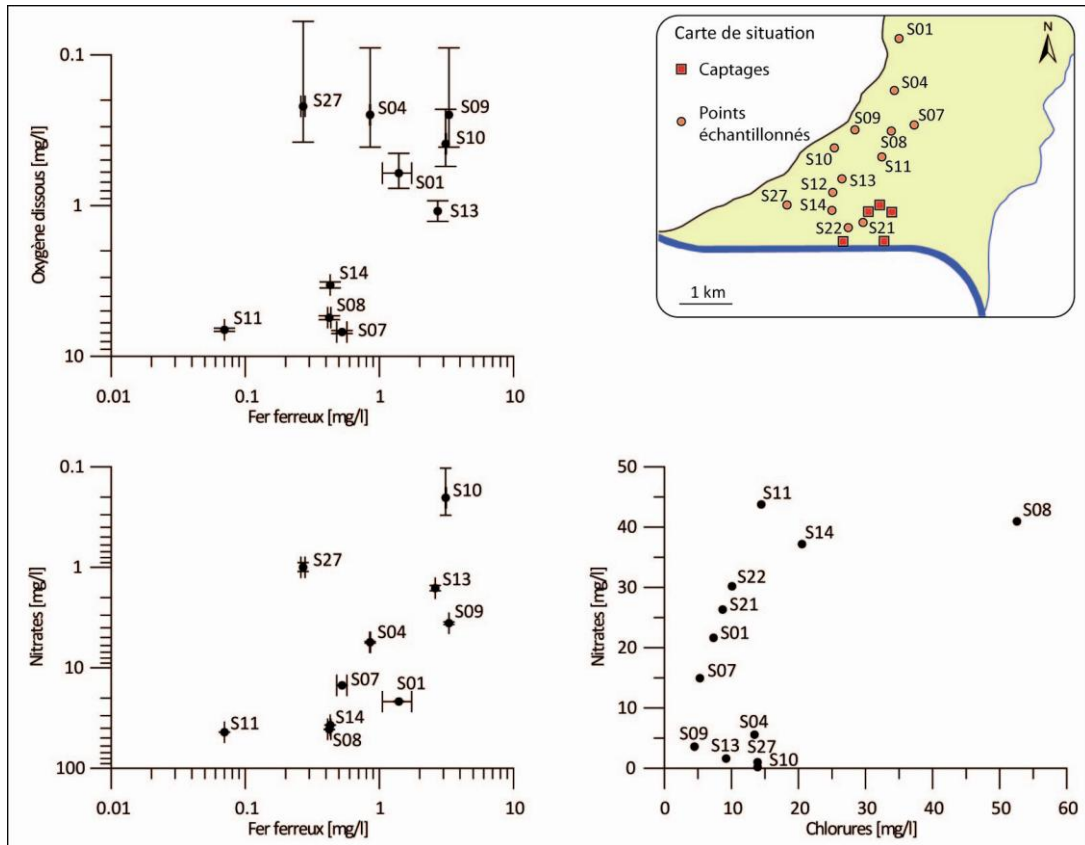


Figure 37 Relation entre fer ferreux, nitrates et oxygène, et rapport Cl/NO₃

6.1.3. Signal isotopique global de la plaine

Les rapports isotopiques de l'oxygène issus de la campagne du 1^{er} mars 2011 ont été convertis en fraction x d'eau du canal à l'aide de l'équation de mélange (8) (Figure 38).

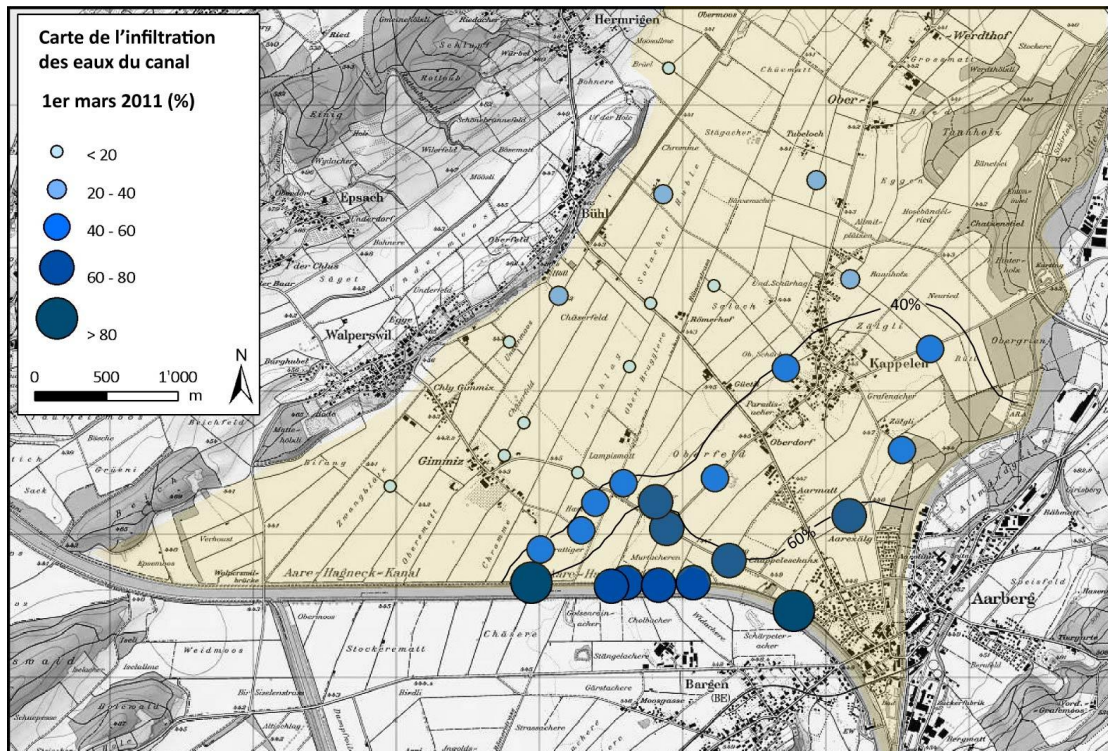


Figure 38 Carte de l'infiltration des eaux du canal, 1er mars 2011

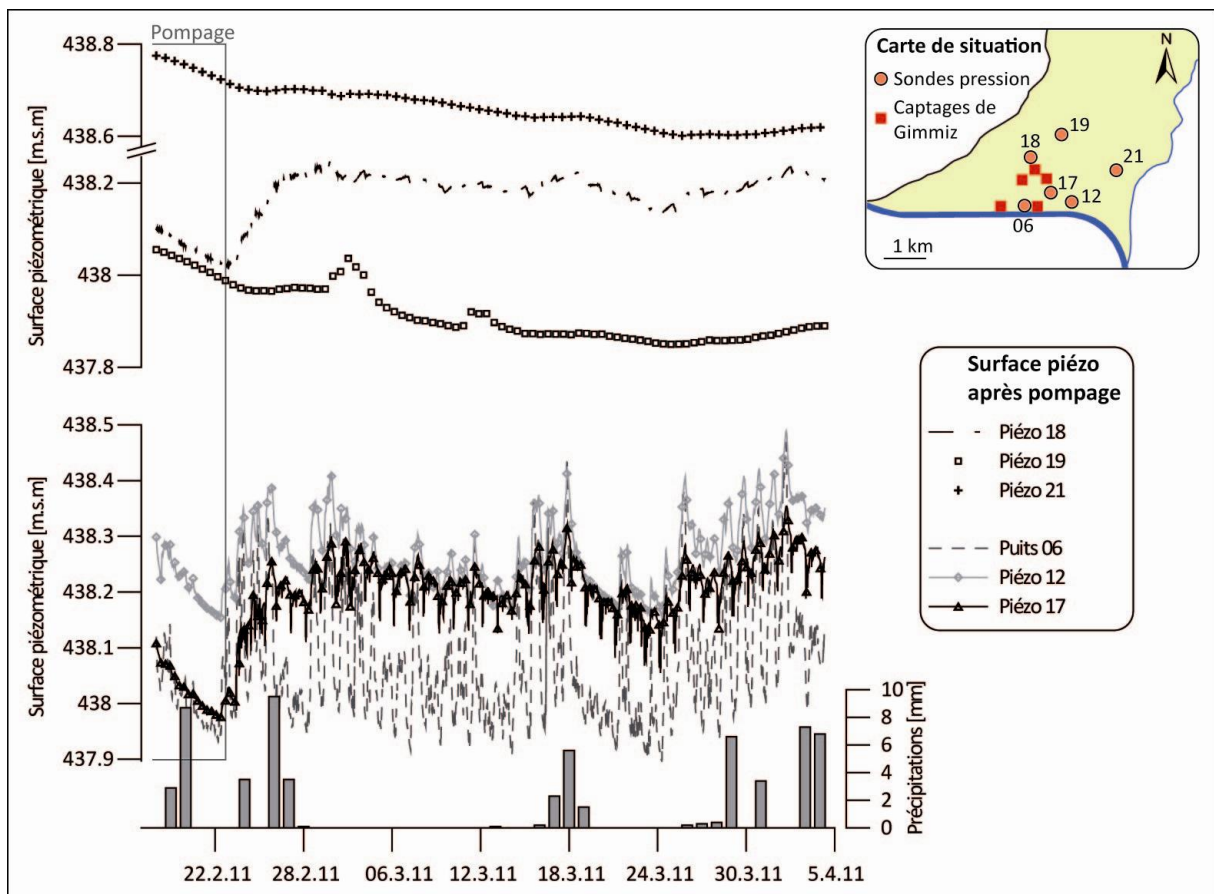
On constate que la zone d'infiltration est restée la même après pompage, mais que la fraction d'eau du canal a diminué sur l'ensemble de la plaine, même entre les captages et le canal, où l'aquifère est composé d'une fraction eau du canal inférieure à 80%.

L'échantillonnage des nouveaux forages permet de constater que la partie ouest et nord-ouest de l'aquifère est très peu influencée par l'eau du canal, et sans doute d'une manière encore plus accentuée suite à l'essai de pompage ayant entraîné des venues d'eau depuis le nord de la zone d'étude. Les données hydrochimiques complètes de la campagne du 1^{er} mars 2011 sont placées en annexes (Annexe 6.3.).

6.2. SITUATION PIÉZOMÉTRIQUE – REMONTÉE ET DYNAMIQUE DE RECHARGE

La piézométrie générale de l'aquifère au 1^{er} mars 2011 indique des écoulements similaires à ceux définis en situation « normale », avec cependant une hauteur de nappe inférieure, le rééquilibrage des niveaux au niveau des captages de Gimmiz n'ayant pas encore été atteint au sein de l'aquifère. Les données piézométriques du 1^{er} mars 2011 sont placées en annexes (Annexe 6.4.).

Une attention particulière a été apportée aux données continues prises durant une période d'un mois après la fin de l'essai de pompage, afin d'observer la réactivité de l'aquifère. Les données de hauteur d'eau continues sont présentées à la Figure 39.



La distinction a été faite entre les piézomètres situés entre les captages de plaine et le canal, et les piézomètres situés en aval des captages, tout comme précédemment pour la Figure 27. On constate que les trois points situés entre le canal et les captages de plaine ainsi que le puits n° 18 réagissent très rapidement dans les jours suivant l'essai de pompage, et indiquent tous une remontée d'une vingtaine de centimètres. Cette remontée est cependant également corrélée à un épisode pluvieux.

Les piézomètres n° 19 et 21, tous deux situés en aval des captages de plaine, ne montrent aucun signe de remontée.

Le mois suivant l'arrêt de l'essai de pompage est caractérisé par de très faibles épisodes pluvieux ponctuels, ayant une influence modérée sur les remontées du niveau piézométrique. En l'absence de pluies abondantes et de hausse de niveau du canal, le niveau piézométrique stagne.

6.3. DISCUSSION DES RÉSULTATS

6.3.1. Dénitrification le long de la bordure ouest de l'aquifère

Les données hydrochimiques prélevées aux nouveaux piézomètres après l'arrêt de l'essai de pompage révèlent une zone particulière au sein de l'aquifère. La zone à l'ouest et au nord de Gimmiz est marquée par une haute conductivité électrique, de faibles teneurs en nitrates et la présence de fer dissous dépassant parfois fortement les normes sanitaires fixées par l'Union européenne (0.2 mg.l^{-1}).

Cette partie de l'aquifère, également marquée par un taux d'oxygénation des eaux très faible, révèle la présence d'une couche argileuse en surface pouvant atteindre plus de trois mètres de profondeur. La surface piézométrique est quant à elle présente à environ quatre mètres du sol en moyenne.

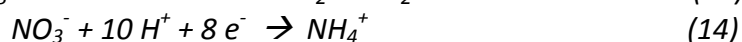
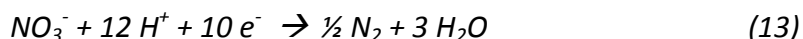
La plupart des échantillons de cette zone montrent une relation linéairement inverse entre les taux de fer dissous et les teneurs en nitrates, et entre les taux de fer dissous et le degré d'oxygénation. Ces relations peuvent être interprétées comme révélatrices de réactions oxydo-réductrice entraînant un processus de dénitrification.

Dans le cadre de réactions d'oxydoréduction (ou *redox*), des électrons sont transférés d'un élément à un autre. Afin qu'une telle réaction ait lieu, il faut donc la présence de donneurs et d'accepteurs d'électrons, autrement dit la présence d'un réducteur et d'un oxydant (respectivement).

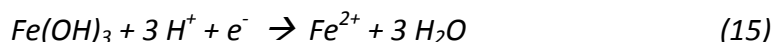
La matière organique contenue dans les épais sols argileux de la zone constitue l'un des meilleurs donneurs d'électrons couramment retrouvé dans les eaux souterraines. Dans la zone ouest de l'aquifère, de fortes concentrations de carbone organique dissous (DOC) ont été mesurées par BLAU & MÜCHENBERGER (1999). L'oxygène dissous est quant à lui le plus fort oxydant. En présence de ces deux espèces, une réaction *redox* prend place et l'oxygène est réduit par la réaction :



Une fois que l'oxygène est quasi entièrement consommé (ce qui est le cas dans certains piézomètres de la bordure ouest de l'aquifère), un autre oxydant naturel prend sa place : le nitrate (STUMM & MORGAN, 1996), réduit en azote ou en ion ammonium par les réactions :



A la suite de ces réactions, l'eau moins chargée en nitrates est dite dénitrifiée. Si des donneurs d'électrons sont toujours présents en grande quantité, ce qui peut être le cas en présence d'une épaisse couche argileuse, le prochain oxydant naturel est un hydroxyde de fer, réduit en fer ferreux par la réaction :



Cette réaction peut ainsi être à l'origine des fortes teneurs en fer ferreux (Fe^{2+}) mesurées à certains piézomètres le long de la bordure ouest de l'aquifère Nord du Seeland.

Le prochain oxydant naturel est l'anion sulfate. Cependant, sa présence en relativement grande concentration au sein des eaux de la zone ouest indique qu'il n'y a pas de réactions oxydoréductrices l'impliquant. Le fer est alors qualifié d'accepteur d'électron final.

L'utilisation des rapports Cl/NO_3 permet de distinguer clairement les parties de l'aquifère touchées par le phénomène de dénitrification (CAMPISI, 2010). Les nitrates et les chlorures étant tous deux dispersés dans l'environnement lors de l'épandage de fertilisants agricole, leurs concentrations respectives réagissent de manière similaire en l'absence de dénitrification. Au sein de la zone d'étude, leur rapport est la plupart du temps de 1 : 2.

En présence de dénitrification, le rapport n'est plus conservé, puisque les teneurs en nitrates diminuent et que les teneurs en chlorures restent stables. Selon la Figure 37 c'est le cas des piézomètres S04, S09, S10, S13 et S27 (rapports Cl/NO_3 de 1.2 à 68.5).

La combinaison des teneurs en différents éléments, du rapport Cl/NO_3 ainsi que l'existence de couches argileuses en surface (réunis au Tableau 11) permet de déterminer la présence de dénitrification à certains piézomètres.

Les piézomètres S04, S09, S10, S13 et S27 présentent tous les aspects favorables à la présence de dénitrification : une épaisse couche argileuse de surface atteignant en moyenne plus de trois mètres d'épaisseur, des teneurs en oxygène inférieures à 0.4 mg.l^{-1} (à l'exception du piézomètre S13) et un rapport Cl/NO_3 clairement supérieur à 1 : 2 (ou 0.5). Des teneurs en fer parfois élevées laissent supposer des conditions *redox* de réduction du fer. Ces piézomètres ont la particularité d'être tous situés le long de la bordure molassique ouest de l'aquifère, entre Bühl et Walperswil.

Les piézomètres S07, S08, S11 et S14 ne permettent pas d'indiquer la présence de dénitrification. Tous sont caractérisés par de fortes teneurs en oxygène et des teneurs en fer inférieures à 0.5 mg.l^{-1} . A l'exception du piézomètre S08, tous les autres indiquent un rapport Cl/NO_3 proche de 0.5. Le piézomètre S08 (rapport $\text{Cl}/\text{NO}_3 = 1.3$) est situé le long du seul axe routier reliant Aarberg à Bühl ; les fortes teneurs en chlorures peuvent ainsi être imputées au salage des routes durant la période hivernale.

La présence de fer est due à des venues d'eau depuis le nord et l'ouest de l'aquifère lors de l'essai de pompage. Concernant les venues nord, la piézométrie durant le pompage indique clairement le retour d'eaux situées en aval des captages (cf. Figure 26), alors que côté ouest,

les données spatio-temporelles de conductivité indiquent la venue d'eau très minéralisée depuis l'ouest. (cf. Figure 31) ; une eau caractérisée par des conditions réductrices ayant permis une dénitrification.

Tableau 11 Paramètres permettant la détermination de zones dénitrifiantes

| | Nom | Epaisseur couche argileuse (m) | O ₂ (mg.l ⁻¹) | Fe ²⁺ (mg.l ⁻¹) | Cl/NO ₃ |
|--|-----|--------------------------------|--------------------------------------|--|--------------------|
| Zones dénitrifiées | S04 | 2.8 | 0.25 | 0.9 | 2.4 |
| | S09 | 3.6 (irrégulier) | 0.25 | 3.3 | 1.2 |
| | S10 | 3.2 | 0.39 | 3.1 | 68.5 |
| | S13 | 4.0 | 2.31 | 2.6 | 5.8 |
| | S27 | 3.6 | 0.22 | 0.3 | 13.9 |
| Absence de dénitrification, fer importé | S07 | --- | 6.9 | 0.5 | 0.4 |
| | S08 | --- | 5.6 | 0.4 | 1.3 |
| | S11 | 1.0 | 6.7 | 0.1 | 0.3 |
| | S14 | 3.4 | 3.37 | 0.4 | 0.6 |
| Zone particulière | S01 | --- | 0.61 | 1.4 | 0.3 |

Les données au piézomètre S01 ne permettent pas à elles seules d'indiquer ou d'exclure la présence de dénitrification. Le piézomètre S01 se situe dans la partie la plus aval de la zone d'étude et n'est pas touché par l'essai de pompage. Aucune présence de couche argileuse n'y est décelée, et le rapport Cl/NO₃ est indicatif d'absence de dénitrification, malgré de faibles teneurs en oxygène et de fortes teneurs en fer.

6.3.2. Composition de l'eau de l'aquifère

La carte de l'infiltration des eaux du canal du 1^{er} mars 2011 (cf. Figure 38) permet de constater les directions d'écoulements principales de l'eau de surface. On constate que 10 jours après l'arrêt de l'essai de pompage, les eaux souterraines ont repris leur direction habituelle en direction du nord-est, à partir d'une section infiltrante principale située entre le piézomètre n° 09 et le captage de Gimmiz PW5.

L'influence de l'essai de pompage est cependant très claire sur la composition des eaux, puisque la fraction d'eau de rivière a globalement diminué de 10 à 20 % sur l'ensemble de l'aquifère, en amont comme en aval des captages de plaine.

Les nouveaux forages permettent de constater que la partie ouest de l'aquifère n'est pratiquement pas influencée par le canal. Les eaux sont composées à plus de 60 % voire à plus de 80 % d'eaux de pluies, infiltrées par percolation au travers de la zone non saturée depuis la surface de la plaine et la bordure molassique ouest, cette dernière étant caractérisée par une forte urbanisation.

6.3.3. Dynamique de recharge

Les données récoltées entre la fin de l'essai de pompage et le 4 avril 2011 permettent de constater l'absence de remontée significative du niveau piézométrique.

Les piézomètres situés entre le canal et les captages de plaine indiquent toujours des fluctuations journalières du niveau d'eau dû aux infiltrations par le canal ; ces infiltrations sont toutefois insuffisantes pour permettre une recharge significative rapide. Tous les piézomètres à l'exception du n° 19 et 21 indiquent une remontée rapide suivant l'arrêt du pompage, dévoilant leur présence dans la zone d'influence directe des captages. Les piézomètres n° 19 et 21, situés plus d'un kilomètre en aval des captages, ne sont pas dans la zone de capture directe des captages et ne montrent aucun signe de remontée après l'arrêt de l'essai de pompage.

Ces résultats vont dans le sens des discussions des précédents chapitres, à savoir que l'aquifère n'est alimenté que faiblement par le canal. Cet état a conduit à un prélèvement des réserves de l'aquifère, entraînant une forte baisse de la nappe. La période très sèche de janvier à avril 2011 (à peine plus de 100 mm de précipitation en 3 mois) empêche une alimentation sous charge de l'aquifère par la zone non saturée ; la recharge se fait essentiellement par une infiltration régulière, estimée à 130 l.s^{-1} , sans effet de surcharge. En l'absence de précipitations importantes et régulières, une remontée significative ne pourra avoir lieu que lors des fortes hausses du niveau moyen du canal consécutives à une fonte des neiges.

6.4. CONCLUSIONS

Les données récoltées après pompage ont permis de découvrir une zone marquée par des processus de dénitrification. Le suivi après l'arrêt du pompage a également aidé à confirmer les suppositions émises dans les chapitres précédents, à savoir :

- une influence directe des forts pompages sur la composition globale de l'aquifère ; le canal n'étant pas suffisant pour combler les prélèvements d'eau, la partie aval de l'aquifère caractérisé par une moindre influence du canal a été sollicitée ;
- de l'eau en provenance de l'ouest et du nord-ouest de la zone d'étude a été attirée en direction des captages de plaine ; cette eau est caractérisée par un degré d'oxygénation très faibles entraînant des conditions réductrices caractérisées par de fortes teneurs en fer ferreux ;
- le prélèvement des réserves directes de l'aquifère lors du pompage a entraîné un déséquilibre du niveau piézométrique ne pouvant être compensé par les entrées journalières d'eau par infiltration via les berges du canal ; l'absence de précipitations significatives entraîne une stagnation du niveau piézométrique en moyenne un demi-mètre en-dessous de son niveau avant pompage.

7

CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS

7.1. DISCUSSION ET CONCLUSION – UNE VISION GLOBALE

Le but de ce travail était de caractériser l'impact de la relation entre les eaux de surface (du canal d'Hagneck principalement) et les eaux souterraines sur les captages de Gimmiz, et de suivre cette relation durant un essai de pompage longue durée, mené de janvier à février 2011 à ces derniers. Afin de suivre au mieux cette relation, l'aquifère a été observé durant plusieurs mois en situation naturelle avant pompage, puis également après l'arrêt de l'essai de pompage.

Les recherches effectuées avant pompage ont révélé une forte dépendance de l'aquifère envers les eaux de surface, qui contribuent à hauteur de 60 à 80% des volumes d'eau prélevés aux captages de Gimmiz (cf. Figure 23).

L'infiltration d'eaux de surface au travers d'une section clairement définie a un impact non négligeable sur l'hydrochimie globale de l'eau de l'aquifère Nord du Seeland. Les concentrations en nitrates ou encore la conductivité électrique de l'aquifère sont diluées par les venues d'eau de surface peu minéralisées (cf. Figures 12 et 13).

La connectivité entre les eaux de surface et les eaux souterraines se révèle cependant être complexe. Le suivi continu de la température de l'eau au sein du canal et dans des piézomètres situés sur ses berges révèle des fluctuations journalières couplées à des oscillations métriques du niveau d'eau au sein du canal. En période hivernale, lors du fonctionnement de l'usine hydroélectrique d'Aarberg, les eaux froides du canal d'Hagneck s'infiltrèrent principalement au travers de ses berges graveleuses. (cf. Figures 17, 18 et 19). L'impact du barrage en amont fait l'objet d'une attention particulière dans le prochain sous-chapitre.

En situation « normale », l'aquifère Nord du Seeland s'est donc révélé fortement influencé par le canal, qui permet d'alimenter l'essentiel des volumes soutirés de manière irrégulière.

Durant l'essai de pompage longue durée (six semaines de pompage aux cinq captages de Gimmiz et au captage de Römerstrasse, durant lesquelles un peu plus du débit de concession a été pompé en continu), la nature de la relation entre le canal et les eaux souterraines s'est révélée primordiale sur le fonctionnement global de l'aquifère et sa dynamique de recharge.

L'absence d'infiltrations régulières a entraîné une propagation de la zone de capture des captages plus de deux kilomètres en aval, en direction de l'ouest, du nord et de l'est. Des eaux situées très largement en aval des captages ont été reprises par ceux-ci dès la première semaine de l'essai de pompage. Une ligne de partage des flux s'est installée durablement au niveau de Kappelen (cf. Figure 26). Durant la totalité de l'essai de pompage, aucune stabilisation du niveau piézométrique n'a été observée (cf. Figure 27). L'utilisation de la droite de Jacob a également révélé l'absence de stabilisation, le canal d'Hagneck et l'ancienne Aare ne représentant pas une limite infiltrante continue.

La composition de l'eau de l'aquifère, et en particulier le rapport entre la fraction d'eau issue des percolations au travers de la zone non saturée et celle issue des eaux du canal, a fortement changé. Lors de l'essai de pompage complet, les captages de berge ont intercepté l'essentiel des eaux en provenance du canal. Cette contribution s'est cependant révélée insuffisante, et la fraction d'eau de surface a diminué de près de 30 %. Les venues d'eau du sein de l'aquifère, marquées par une température stable, ont tamponné l'amplitude des oscillations de température au sein des captages durant l'essai de pompage (cf. Figure 28). Le suivi de la conductivité électrique au sein de l'aquifère a permis de visualiser l'appel d'eau en provenance de la bordure nord-ouest, caractérisée par une très haute conductivité électrique (cf. Figure 31).

Après l'arrêt du pompage aux captages de berge, l'eau du canal s'est dirigée vers les captages de plaine, et la fraction d'eau de surface a progressivement augmenté au sein de l'aquifère. La ligne de partage des eaux au niveau de Kappelen s'est estompée.

L'utilisation de traceurs artificiels a permis de caractériser les vitesses moyennes au sein de l'aquifère, parfois largement supérieures aux vitesses en condition « normale ». Les courbes de restitution ont quant à elles mis en évidence l'impact des oscillations journalières du canal d'Hagneck sur le transport des traceurs.

A la fin de l'essai de pompage, il a pu être considéré que moins de 20 % de l'eau prélevée est venue du canal d'Hagneck. Un peu plus de 20% provient des eaux de pluie. Le reste, soit plus de 50%, est retiré des réserves directes de l'aquifère.

Les mesures effectuées quelques jours après l'arrêt du pompage au sein des anciens et nouveaux piézomètres ont permis d'évaluer l'état de l'aquifère sur l'ensemble de la zone d'étude.

La bordure nord-ouest de l'aquifère se caractérise par une forte conductivité électrique et des conditions redox de dénitrification voire de réduction du fer. Le suivi de la conductivité électrique durant l'essai de pompage (cf. Figure 31) a permis de constater que l'eau de cette partie de l'aquifère était captée par les ouvrages de plaine, entraînant un panache d'eau

anoxique caractérisée par une forte conductivité. L'impact d'un tel panache sur la qualité de l'eau en cas de continuation de l'essai de pompage n'est pas négligeable.

Finalement, le suivi de la piézométrie a mis en évidence l'absence d'une remontée significative du niveau piézométrique, induite par l'absence de précipitations et la connexion indirecte entre eaux de surface et eaux souterraines. La piézométrie générale durant la totalité de l'étude (août 2010 à avril 2011) est présentée en annexes (Annexe 7.1.). A noter que l'ensemble des données issues d'appareils de mesure automatiques (sondes à pression, sondes à température et fluormètre) sont placées en annexes sur un CD joint.

L'aquifère du Seeland se révèle ainsi être caractérisé par une grande réserve d'eau, mais par une alimentation très faible en période de basses eaux et en l'absence de précipitations. Durant l'essai de pompage, en l'absence d'alimentations significatives (pluviométrie quasiment nulle, faibles infiltrations), le stock de l'aquifère a été prélevé (sa contribution aux volumes pompés étant de plus de 50%), entraînant de forts rabattements du niveau piézométrique, qui prendra sans doute un temps non négligeable avant de retrouver son état initial.

7.2. DÉPENDANCE DES CAPTAGES ENVERS LE CANAL D'HAGNECK

L'impact de l'usine hydroélectrique d'Aarberg, révélé par les suivis continus de température, constitue sans doute l'aspect le plus étonnant et le plus important de cette étude.

Il a en effet été constaté qu'une infiltration efficace par le canal d'Hagneck n'avait lieu que lors de hauts niveaux d'eau consécutifs au turbinage du barrage de l'usine hydroélectrique d'Aarberg. Le niveau de base du canal, situé au niveau de berges gravo-limoneuses, augmente alors de plus d'un mètre et noie les plus hautes berges constituées de graviers et de gros blocs (Annexe 7.2.), au travers desquelles l'eau de surface s'infiltrait efficacement.

En l'absence de fonctionnement de l'usine (week-ends, vacances), le niveau de base ne bouge pas et l'infiltration est négligeable. Il a d'ailleurs été observé que même après l'arrêt du pompage, le niveau piézométrique de certains points d'observation continuait à diminuer durant le week-end suivant.

En cas d'augmentation du débit de pompage ou dans le cas de pompages continus, les captages de Gimmiz se retrouvent ainsi dépendants de l'usine hydroélectrique d'Aarberg, tout du moins en situation hivernale lorsque le niveau du canal est au plus bas.

Le surcreusement du canal lors de la Seconde Correction des eaux du Jura, effectuée pour réduire les risques d'inondations mais également pour améliorer la rentabilité de l'usine hydroélectrique d'Aarberg, a entraîné un colmatage progressif du fond du canal (KELLERHALS & HAEFELI, 1988 ; SCHUDEL & DERVEY, 2004), et fortement augmenté la dépendance des captages envers l'usine.

Le droit de concession d'ESB aux captages de Gimmiz prend fin durant l'année 2013. En cas de prolongement de ce droit et d'éventuelle augmentation du débit pompé, une concertation avec l'usine d'Aarberg serait sans doute judicieuse afin d'optimiser la rentabilité des captages et la préservation du stock et de la qualité de l'eau aux captages. Ceci permettrait d'éviter de pomper des eaux en provenance du nord, chargées en nitrates, ou en provenance du nord-ouest, caractérisées par une forte minéralisation et de très faibles teneurs en oxygène dissous.

Il convient également de prendre garde à toute pollution en amont du canal d'Hagneck. Les résultats des traceurs artificiels utilisés durant l'essai de pompage ont indiqué une venue d'eau très rapide aux captages de berge PW4 et PW5, bien inférieure aux dix jours prévus par la mise en place de la zone de protection rapprochée S2. Des traces de tétrachloréthylène (Per) ont également été détectées en faibles doses au captage PW4 et Römerstrasse (0.06 et 0.09 ppb respectivement) par le bureau d'étude Kellerhals+Haefeli AG.

Une multitude d'intérêts contradictoires, d'avantages et d'inconvénients doivent donc être conciliés afin de gérer de manière optimale les captages de Gimmiz et préserver la qualité de l'eau irréprochable de cette partie de l'aquifère Nord du Seeland.

7.3. AVANTAGES ET INCONVÉNIENTS DES MÉTHODES UTILISÉES

Cette étude a été conduite par la volonté de mettre en place une approche multi-paramètres, afin d'approcher au mieux le comportement de l'aquifère du Seeland. Cette approche comporte des avantages certains mais également des inconvénients ayant entraîné des résultats parfois contradictoires, qu'il convient d'évoquer ici.

L'utilisation d'une approche multi-paramètres lors d'une étude hydrogéologique comporte de nombreux avantages, comme celui de concilier des paramètres hydrodynamiques avec des données hydrochimiques. L'utilisation de la température en addition à des données piézométriques a quant à elle fait ses preuves en matière d'aide à la calibration des données (SILLIMAN & BOOTH, 1993 ; BRAVO ET AL., 2002 ; CONSTANTZ ET AL., 2003 ; BASKARAN ET AL., 2009). Elle s'est révélée fondamentale dans cette étude, en permettant de caractériser la relation entre le canal d'Hagneck et l'aquifère.

Toutefois, la multiplication des approches a parfois conduit à des résultats contradictoires. Ainsi, les résultats issus de la méthode radon ont révélé des champs de vitesse en contradiction avec les restitutions de traceurs artificiels. La partie de l'aquifère comprenant le captage PW5 a été déterminée comme celle possédant les plus grandes vitesses moyennes, mais aucune trace d'uranine n'y a été détectée.

La complexité des berges du canal, l'hétérogénéité des lithologies (ayant d'ailleurs rendu l'utilisation de la méthode radon inapplicable au piézomètre n° 07) laissent place à un certain nombre d'incertitudes difficiles à relever.

La plupart des résultats hydrochimiques indiquent cependant une grande cohérence, et sont la plupart du temps en adéquation avec les paramètres hydrodynamiques (écoulements préférentiels, piézométrie) et avec les données de température.

Finalement, l'utilisation de traceurs artificiels, d'habitude peu adaptés à ce genre de contexte (SCHUDEL ET AL., 2002), s'est révélée très utile comme approche complémentaire, les résultats issus de cette méthode confirmant la plupart des résultats préalablement obtenus par l'étude de traceurs environnementaux.

7.4. RECOMMANDATIONS

Cette étude a permis de cerner plus précisément la relation complexe entre le canal d'Hagneck et l'aquifère nord du Seeland ainsi que son impact sur la nature et la qualité de l'eau au sein de l'aquifère.

De nombreuses questions restent cependant en suspens, et de nouvelles approches permettraient de mieux comprendre cette partie de l'aquifère, charnière des futurs écoulements au travers de l'aquifère Nord du Seeland (JORDAN, 2000).

La complexité de la zone et notamment la présence rapprochée des limites de l'aquifère rendent très difficile toute modélisation numérique. Cependant, si une telle approche permettait de prendre en compte la relation entre le canal et l'aquifère, ses résultats seraient d'une grande utilité en vue de proposer un schéma de pompage optimal aux captages de Gimmiz. Un modèle numérique se focalisant sur la zone d'étude permettrait également la détermination de la fraction d'eau de surface en situation permanente, sans variations de stock.

Si de bons modèles régionaux existent, notamment de l'ensemble de l'aquifère Nord du Seeland (JORDAN, 2000 par exemple), ces modèles n'ont pas tenu compte de la complexité de la relation entre le canal et l'aquifère. La condition limite portant sur le canal doit notamment être réévaluée, une condition de charge n'étant pas appropriée dans le cas d'un modèle numérique local. Un modèle adéquat aiderait sans doute fortement à la gestion des captages de Gimmiz, et permettrait d'observer l'évolution hypothétique de l'essai de pompage longue durée et de confirmer – ou infirmer – certaines hypothèses de ce travail

Au vu de l'importance primordiale du canal d'Hagneck, une étude de vulnérabilité plus poussée serait souhaitable afin d'évaluer le risque d'une pollution amont de l'Aare ou encore l'influence de l'usine hydroélectrique en période estivale de hautes eaux.

Un suivi continu des hauteurs d'eau et de la température durant une année hydrologique complète permettrait de comprendre la relation entre le canal et l'aquifère en situation de hautes eaux, et de déterminer l'augmentation des infiltrations durant cette période. Une infiltration efficace des eaux du canal en saison estivale, sans influence du barrage d'Aarberg, permettrait une exploitation plus intensive des eaux du Seeland.

L'ancienne Aare s'est révélée peu influente sur l'hydrochimie générale de la zone d'étude. Elle ne constitue cependant pas la limite réelle de l'aquifère, mais a dans la plupart des études (celle-ci incluse) été considérée comme telle. L'implantation de nouveaux forages à l'Est de l'ancienne Aare serait sans doute d'une grande utilité pour la compréhension des venues d'eau depuis cette zone, ainsi que sur l'influence du barrage au niveau d'Aarberg.

Finalement, les nouveaux forages implantés le long de la bordure nord-ouest de l'aquifère offrent l'opportunité d'effectuer une étude poussée sur l'hydrochimie de la zone et les processus de dénitrification y prenant place, ainsi que sur leur influence sur la qualité de l'eau des captages situés en aval (en particulier sur le captage SWG-1950 de Worben).

RÉFÉRENCES

ALLEN R.G., PEREIRA L.S., RAES D., SMITH M. 1998. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56, Crop Evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements). Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.

ANDRINI M., BAER E., BANGERTER B., CLÉMENT J.-P., OCHSENBEIN U., WIDMER E., CHAIX O., HASLER S., WEHSE H., MÜLLER A., HARSCH W. 2004. Plan sectoriel d'assainissement (VOKOS). Conseil exécutif du Canton de Berne. Office de la protection des eaux et de la gestion des déchets (OPED), 165 pp.

BADOUX V. 2008. Analyse des processus advectifs-dispersifs en milieux poreux sous contraintes hydrologiques périodiques. Implications pour la protection des captages d'eaux souterraines. Thèse de doctorat, Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel, 293 pp.

BAERTSCHI P. 1976. Absolute ^{18}O content of standart mean ocean water. Earth and Planetary Science Letters 31 : 341-344.

BASKARAN S., BRODIE R.S., RANSLEY T., BAKER P. 2009. Time-series measurements of stream and sediment temperature for understanding river-groundwater interactions : Border rivers and lower-Richmond catchments, Australia. Australian Journal of Earth Sciences, 56, 1 : 21-31.

BEHRENS H., BEIMS U., DIETER H., DIETZE G., EIKMANN T., GRUMMT T., HANISCH H., HENSELING H., KÄSS W., KERNDORFF H., LEIBUNDGUT C., MÜLLER-WEGENER U., RÖNNENFAHRT I., SCHARENBERG B., SCHLEYER R., SCHLOZ W., TILKES F. 2001 .Toxicological and ecotoxicological assessment of water tracers. Hydrogeology Journal, 9 : 321-325.

BERTIN C. & BOURG A.C.M. 1994. Radon-222 and chloride as natural tracers of the infiltration of river water into an alluvial aquifer in which there is significant river/groundwater mixing. Environmental Science and Technology, 28 : 794-798.

- BIAGGI D., SCHWIENBACHER S., GULDENFELS L., HOEHN E., BERNASCONI R., FELBER P. 2011 (projet). Zones de protection des eaux souterraines dans les roches meubles. Office fédéral de l'Environnement (OFEV).
- BLAU R.V. & MUCHENBERGER F. 1999. Nutzungs-, Schutz- und Überwachungskonzept für den Grundwasserleiter des Seelands Synthesebericht. Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern (WEA).
- BOWEN G.J., WILKINSON B. 2003. Spatial distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in meteoric precipitation. *Geological society of America*, 30, 4 : 315-318.
- BRAVO H.R., JIANG F., HUNT R.J. 2002. Using groundwater temperature data to constrain parameter estimation in a groundwater flow model of a wetland system. *Water Resources Research*, 38, 8 : 1153, 14pp.
- CALVO J.C. 1986. An evaluation of Thornthwaite's water balance technique in predicting stream runoff in Costa Rica. *Hydrological Sciences Journal*, 31, 1 : 51-60.
- CAMPISI D. 2010. Effect of recharge processes and denitrification on nitrate distribution in the North-Seeland aquifer, Bern, Switzerland. Travail de Master, Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel, 80 pp.
- CIRPKA O.A., FIENEN M.N., HOFER M., HOEHN E., TESSARINI A., KIPFER R., KITANIDIS P.K. 2007. Analyzing bank filtration by deconvoluting time series of electric conductivity. *Ground Water*, 45, 3 : 318-328.
- CONSTANTZ J., COX M.H., SU G.W. 2003. Comparison of heat and bromide as groundwater tracers near streams. *Ground Water*, 41, 5 : 647-656.
- COOPER H.H. & JACOB C.E. 1946. A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. *Am. Geophys. Union Trans.*, 27 : 526-534.
- CORNATON F. 2004. Deterministic models of groundwater age, life expectancy and transit time distributions in advective-dispersive systems. Thèse de doctorat, Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel., 147 pp.
- CRAIG H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133 : 1702-1703.
- DANSGAARD W. 1964. Stable isotopes in precipitations. *Tellus XVI*, 4 : 436-468.
- DAVIS S.N., THOMPSON G.M., BENTLEY H.W., STILES G. 1980. Ground Water Tracers – A Short Review. *Ground Water*, 18, 1 : 14-23.
- ETCHEVERRY D., 2002. Valorisation des méthodes isotopiques pour les questions pratiques liées aux eaux souterraines. Isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène. Office fédéral des eaux et de la géologie (OFEG), Série Géologie, 2.

- FETTER C.W. 2001. Applied Hydrogeology (Fourth Edition). Prentice-Hall Inc., New Jersey, USA, 598 pp.
- FUKUI M. 1985. ^{222}Rn concentrations and variations in unconfined groundwater. *Journal of Hydrology*, 79 : 83-94.
- GAINON G. 2008. Les isotopes radioactifs de la série de l'uranium-238 (^{222}Rn , ^{226}Ra , ^{234}U et ^{238}U) dans les eaux thermales de Suisse. Thèse de doctorat, Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel, 109 pp.
- GELHAR L.W., WELTY C., REHFELDT K.R. 1992. A Critical Review of Data on Field-Scale Dispersion in Aquifers. *Water Resources Research*, 28, 7 : 1955-1974.
- HACH COMPANY. 2006. Compteurs portatifs HQ Series, Guide de l'utilisateur. N° de catalogue DOC022.77.00751Sep06. Hach Company.
- HACINI. 2006. Application des méthodes géophysiques à l'étude de deux sites (Kappelen et Grenchen) de l'aquifère poreux complexe du Seeland. Thèse de doctorat, Faculté des géosciences et de l'environnement, Université de Lausanne, 227 pp.
- HAGEMANN R., NIEF G., ROTH E. 1970. Absolute isotopique scale for deuterium analysis of natural waters. Absolute ratio for SMOW. *Tellus* 23 : 712-715.
- HITCHON B., PERKINS E.H., GUNTER W.D. 1999. Introduction to groundwater geochemistry. Geoscience Publishing Ltd., 310 pp.
- HOEHN E. & VON GUNTEN H.R. 1989. Radon in groundwater : a tool to assess infiltration from surface waters to aquifers. *Water Resources Research*, 25, 8 : 1795-1803.
- HOEHN E., VON GUNTEN H.R., STAUFFER F., DRACOS T. 1992. Radon-222 as a groundwater tracer. A laboratory study. *Environmental Science and Technology*, 26 : 734-738.
- HOEFS J. 1997. Stable isotope geochemistry. Springer-Verlag ed. 201 pp.
- HOFFMEYER P. 1995. Hydrogéologie et hydrochimie dans l'aquifère du Seeland (Berne, Suisse). Travail de diplôme postgrade, Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel.
- HORIUCHI K. & MURAKAMI Y. 1981. A new procedure for the determination of radium in water by extraction of radon and application of integral counting with a liquid scintillation counter. *International Journal of Applied Radiation and Isotopes*, 32 : 291-294.
- HUNT. R.J., COPLEN T.B., HAAS N.L., SAAD D.A., BORCHARDT M.A. 2005. Investigating surface water-well interaction using stable isotope ratios of water. *Journal of Hydrology* 302 : 154-172.
- JACOBS L.A., VON GUNTEN H.R., KEIL R., KUSLYS M. 1988. Geochemical changes along a river-groundwater infiltration flow path : Glattfelden, Switzerland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52 : 2693-2706.

JORDAN P. 2000. Modélisation de la partie nord de l'aquifère du Seeland (BE). Méthode de détermination des aires d'alimentation Z_u en milieux poreux. Application de la méthode Z_u au captage SWG 1950 de Worben et aux eaux de captages de la plaine du Seeland. Travail de diplôme, Université de Neuchâtel.

KÄSS W., BEHRENS H., HIMMELSBACH T., HÖTZL H., HUNKELER D., LEIBUNDGUT C., MOSER H., ROSSI P., SCHULZ H.D., STOBER L., WERNER A. 1998. Tracing Technique in Geohydrology. Balkema Publishers, Rotterdam, 581 pp.

KELLERHALS P. & HAEFELI C. 1988. Seeland: Infiltration aus Hagneckkanal und Alter Aare. Grundlagen für Schutz und Bewirtschaftung der Grundwasser des kantons Bern. Wasserund Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern. 92 pp.

KELLERHALS & HAEFELI. 2008. Schutzzonenüberprüfung. Grundwasserfassung Worben. Seeländische Wasserversorgung (SWG).

KELLERHALS P. & TRÖHLER B. 1976. Grundlagen für die Siedlungswasserwirtschaftliche Planung des Kanton Bern, Hydrogeologie Seeland. Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kanton Bern (WEA).

KOCHER R., SCHUDEL B., HUNZ E. 2009. Barrage de régulation du Port : La pièce maîtresse de la correction des eaux du Jura. Direction des travaux publics, des transports et de l'énergie du canton de Berne.

KOZEL R. 1992. Erfassung organischer Spurenbelastungen, insbesondere durch Pflanzenbehandlungsmittel, in oberflächennahen Lockergesteins-Grundwässern. Thèse de doctorat, Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel.

KULLIN M., SCHMASSMANN H. 1991. Isotopic composition of modern recharge. In : PEARSON F.J., BALDERER W., LOOSLI H.H., LEHMANN B.E., MATTER A., PETERS T., SCHMASSMANN H., GAUTSCHI A. (eds): Applied isotope hydrogeology. A case study in the northern Switzerland. Studies in Environmental Sciences, 43 : 65-69.

LEANEY F.W. & HERCZEG A.L. 2006. A rapid field extraction method for determination of radon-222 in natural waters by liquid scintillation counting. Limnology and oceanography : methods, 4 : 254-259.

LEIBUNDGUT C., MALOSEWSKI P., KÜLLS C. 2009. Tracers in Hydrology. JohnWiley & Sons Ltd., West Sussex, UK, 415 pp.

LOW R. 1996. Radon as a natural groundwater tracer in the Chalk aquifer, UK. Environment International, 22, 1 : 333-338.

MALOSZEWSKI P., MOSER H., STICHLER W., BERTLEFF B., HEDIN K. 1990. Modelling of groundwater pollution by river bank filtration using oxygen-18 data. Groundwater monitoring and management, IAHS, 173 : 153-171.

- MELANDER L.C.S. 1960. Isotope effects on reaction rates. Ronald Press Co. 181 pp.
- NEUMAN S.P. 1975. Analysis of pumping test data from anisotropic unconfined aquifers considering delayed gravity response. *Water Resources research*, 11, 2 : 329-342.
- OFEFP. 2004. Instructions pratiques pour la protection des eaux souterraines. L'environnement pratique. Office fédéral de l'environnement, des forêts et du paysage, Berne. 191 pp.
- RONZANSKI K., ARAGUAS-ARAGUAS L., GONFIANTINI R. 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. *AGU Geophysical Monograph*, 78 : 1-37.
- SCHOTTERER U., STOCKER T., BÜRKI H., HUNZIKER J., KOZEL R., GRASSO D.A., TRIPET J.-P. 2000. Das Schweizer Isotopen-Messnetz. Trends 1992-1999. GWA.
- SCHUDEL B. & DERVEY T. 2004. Hydrogéologie Seeland, Stand 2004. Wasserwirtschaftsamt des Kantons Bern (WWA).
- SCHUDEL B., BIAGGI D., DERVEY T., KOZEL R., MÜLLER I., ROSS J.H., SCHINDLER U. 2002. Utilisation de traceurs artificiels en hydrogéologie – Guide pratique. Rapports de l'Office fédéral des eaux et de la géologie (OFEV), Série Géologie, 3, 77 pp.
- SCHÜRCH M., KOZEL R., SCHOTTERER U., TRIPET J.-P. 2003. Observation of isotopes in the water cycle – The Swiss National Network (NISOT). *Environmental Geology*, 45 : 1-11.
- SCHÜRCH M., KOZEL R., BIAGGI D., WEINGARTNER R. 2010. Typisierung von Grundwasserregimen in der Schweiz. *gwa* 11 : 955-965.
- SILLIMAN S.E & BOOTH D.F. 1993. Analysis of time-series measurements of sediment temperature for identification of gaining vs. losing portions of Juday Creek, Indiana. *Journal of Hydrology*, 146 : 131-148.
- SNOW D.D. & SPALDING R.F. 1997. Short-term aquifer residence times estimated from ^{222}Rn disequilibrium in artificially-recharged ground water. *Journal of Environmental Radioactivity*, 37, 3 : 307-325.
- STELLATO L., PETRELLA E., TERRASI F., BELLONI P., BELLI M., SANSONE U., CELICO F. 2008. Some limitations in using ^{222}Rn to assess river-groundwater interactions : the case of Castel di Sangro alluvial plain (central Italy). *Hydrogeology Journal*, 16 : 701-712.
- STUMM W. & MORGAN J.J. 1996. *Aquatic Chemistry, Chemical Equilibria and Rates in Natural Waters* (Third edition). John Wiley & Sons Inc., New York, 1022 pp.
- TAYLOR R. 2003. Oxygen isotopes. Document Internet.

THEIS C.V. 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. Am. Geophys. Union Trans., 16 : 519-524.

THORNTON C.W. 1948. An Approach toward a Rational Classification of Climate. Geographical Review, 38, 1 : 55-94.

TURC L. 1961. Evaluation des besoins en eau d'irrigation. Evapotranspiration potentielle. Annales Agronomiques, 12, 1 : 13-49.

ULLRICH S. 1998. Distribution spatiale de l'état redox dans l'aquifère du Seeland entre Aarberg et Worben. Travail de diplôme postgrade, Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel.

WESTENBROECK S. M., KELSON V.A., DRIPPS W.R., HUNT R.J., BRADKURY K.R. 2010. SWB – A modified Thornthwaite-Mather Soil-Water-Balance code for estimating groundwater recharge. USGS Techniques and Methods, 6-A31, 60 pp.

Ordonnance sur la protection des eaux (OEaux, RS/CH 814.201) du 28 octobre 1998