

Document public



Approche exploratoire des liens entre référentiels hydrogéologique et hydrographique

Etat de l'art sur les méthodes de caractérisation des échanges « eau souterraine / eau de surface » et réflexions sur l'organisation de la donnée

Rapport final

BRGM/RP-65541-FR

Janvier 2016

Approche exploratoire des liens entre référentiels hydrogéologique et hydrographique

Etat de l'art sur les méthodes de caractérisation des échanges « eau souterraine / eau de surface » et réflexions sur l'organisation de la donnée

Rapport final

BRGM/RP-65541-FR
Janvier 2016

Étude réalisée dans le cadre de la convention ONEMA-BRGM 2013-2015

A. Brugeron, C. Auterives, C. Renaud
Avec la collaboration de
U. Clain

Vérificateur :
Nom : O .DOUEZ
Fonction : Hydrogéologue
Date : 11/02/2016
Signature : 

Approbateur :
Nom : L. CHERY
Fonction Responsable Unité D3E/EVE
Date : 15/02/2016
Signature : 

Le système de management de la qualité et de l'environnement est certifié par AFNOR selon les normes ISO 9001 et ISO 14001.

RESUME

La caractérisation des échanges entre les Eaux de Surface (ESU) et les Eaux SOuterraines (ESO) est fondamentale pour considérer la ressource en eau dans son intégralité. Actuellement, ces interactions ne sont pas toujours clairement identifiées ou, quand elles le sont, valorisées à travers une base de données structurée. Le présent rapport présente ainsi les travaux menés en 2015 sur cette problématique, dans le cadre de la convention ONEMA/BRGM 2013-2015. Ils font suite aux réflexions déjà entamées en 2012 (Brugeron et Allier, 2012), puis poursuivies en 2013 (Brugeron et Bessiere, 2014) autour des données de caractérisation des relations ESO/ESU.

Un premier objectif consistait à faire un état de l'art complet sur les approches scientifiques permettant de caractériser les échanges ESO/ESU pour plusieurs configurations particulières : nappe/zone humide, nappe/plan d'eau et nappe/milieu littoral. Ce travail rentre dans le cadre des réflexions en cours du groupe de travail SANDRE sur les méthodes d'acquisition des données sur les relations ESO/ESU. Les articles et documents collectés traitant de ces configurations ESO/ESU particulières ont souvent révélé des approches exploratoires ou en cours de développement (particulièrement pour le milieu littoral et les plans d'eau), avec des degrés d'incertitudes souvent bien plus élevés que pour le contexte nappe/rivière. Les paramètres significatifs utiles aux hydro(géo)logues pour qualifier et quantifier les échanges ESO/ESU sont assez similaires à ceux mis en évidence en 2014. Un effort particulier a été apporté pour caractériser chaque méthode et synthétiser les résultats qui en découlent (qualification de l'échange, sens de l'échange, représentativité spatiale et temporelle...).

Un second travail a consisté à faire des premiers tests pour éprouver le modèle conceptuel SANDRE relatif à la « Description des relations entre les eaux souterraines et les eaux de surface », finalisé en septembre 2015. Pour ce faire, plusieurs jeux de données du projet NAPROM (NAPpes-Rivières : Observation et Modélisation) ont pu être recueillis et utilisés, avec l'aimable autorisation des différents partenaires de ce projet. Ces jeux de données diffèrent de par (1) les approches utilisées pour les produire, (2) les formats et types d'objet géographique en résultant et (3) la qualité diverse des informations associées. Les tests d'intégration de ces données dans une base de données physique créée sur le modèle SANDRE ont pu montrer que certaines informations récurrentes dans les données recueillies manquaient et ou n'étaient pas suffisamment précises. De plus, rares sont les références aux référentiels hydrologique et hydrogéologique en vigueur. De même, certaines informations de codification/localisation de l'interface ESO/ESU et de temporalité des échanges sont parfois non précisées. Néanmoins, le modèle conceptuel semble globalement bien adapté pour l'intégration de ce type de données.

Mots-clés : Référentiel, relation nappe/rivière, plan d'eau, milieu littoral, zone humide, eau de surface, eau souterraine, synthèse bibliographie, base de données

Niveau géographique : National

Couverture géographique : France

Citations locales : Approche exploratoire des liens entre référentiels hydrogéologique et hydrographique (année 2015)

Niveau de lecture : Professionnel de l'eau, expert

CORRESPONDANTS ONEMA : CHATAIGNER Julie

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Brugeron A., Auterives C., Renaud C. (2016) – Approche exploratoire des liens entre référentiels hydrogéologique et hydrographique. Etat de l'art sur les méthodes de caractérisation des échanges « eau souterraine / eau de surface » et réflexions sur l'organisation de la donnée Rapport final. BRGM/RP-65541-FR, 112 p., 47 ill., 8 tabl, 1 Ann.

ABSTRACT

The characterization of the interaction between surface water (SW) and groundwater (GW) is fundamental to consider the water resource in its entirety. Currently, these phenomena are not always clearly identified or, when they are, recovered through a structured database or a suitable repository. This report describes the work carried out in 2015 on this issue within the framework of the Convention ONEMA/BRGM 2013-2015. It is a continuation of the work started in 2012 (Brugeron and Allier, 2012) and continued in 2013 (Brugeron and Bessiere, 2014) regarding the data characterizing interactions between SW and GW.

A first task was to make a complete state of the art on scientific approaches to characterize interaction between SW and GW for three specific configurations: GW / wetlands, GW / surface water body and GW / coastal area. This work falls within the framework of a current national working group (SANDRE) on methods to acquire data on interaction SW / GW. Articles and documents collected dealing with these three specific GW / SW configurations have often proved exploratory or under development approaches (especially for the coastal environment and water bodies), with varying degrees of uncertainty that are often much higher than for the classical context GW / river. Useful significant parameters to hydro(geo)logist to qualify and quantify the interaction SW / GW are quite similar to those found in 2014. A special effort has been made to characterize each method and synthesize the results thereof (quantifying exchange rate, flow direction, spatial and temporal representativeness of the result...).

A second task was to test the conceptual model SANDRE dedicated to the "Description of the relationship between groundwater and surface water" and finalized in September 2015. To do so, several sets of data coming from the NAPROM project (NAPpes-Rivières : Observation et Modélisation) were collected and used, courtesy of the partners of this project. These datasets are extracted from different approaches, characterized by different formats. Moreover, the sort of geographic object and the quantity of information related to the interaction SW / GW vary according to the dataset considered.

Integration testing of these data in a physical database created with respect to the SANDRE conceptual model shows that some recurring information in the data collected are missing or are not precise enough. Conversely, there is almost no reference to the current hydrological and/or hydrogeological reference systems. Similarly, some coding information and description of the SW / GW interface are sometimes unspecified. Nevertheless, the overall conceptual model seems well suited for the integration of such data.

Keywords: Reference system, groundwater/river interaction, water body, lake, coastal area, wetlands, surface water, groundwater, bibliographical summary, database

Synthèse pour l'action opérationnelle

Les échanges entre les Eaux de Surface (ESU) et les Eaux SOuterraines (ESO) sont une composante du bilan hydrologique qu'il devient nécessaire de ne pas négliger. En effet, les besoins d'identifier et de quantifier ce type d'échange se sont accrus et sont désormais de plus en plus intégrés dans divers types d'études environnementales (qualité, quantité, vulnérabilité, inondation...). Leur caractérisation est ainsi fondamentale pour considérer la ressource en eau dans son intégralité.

Néanmoins, ces phénomènes ne sont pas toujours clairement identifiés ou, quand ils le sont, valorisés à travers une base de données structurée. Reconnus comme les plus difficiles à estimer, ces échanges peuvent être relativement faibles par rapport aux autres flux du bilan hydrologique (Kadlec, 1983 ; LaBaugh, 1986) et ont conduit par le passé à les ignorer, les estimer comme le terme résiduel du bilan hydrologique ou encore les déterminer de manière assez imprécise à partir d'un jeu de données réduit.

Différents milieux de surface peuvent être impliqués dans ce type d'échange. En fonction du milieu considéré, l'abondance des travaux menés sur les échanges ESO/ESU varie. Par exemple, de nombreux travaux ont été menés afin de caractériser les échanges de type nappe/rivière. Les approches scientifiques et méthodes employées pour ce type de configuration sont largement décrites dans le rapport BRGM/RP-63643-FR (Brugeron et Bessière, 2014). Par ailleurs, un guide méthodologique national traitant de ce type d'échange est en cours de finalisation (Paran *et al.*, 2016 – à paraître) dans le cadre du projet multidisciplinaire NAPROM (NAPpes-Rivières : Observation et Modélisation), lancé par l'ONEMA en 2011 et animé par Armines. Cependant, les interactions ESO/ESU ne se limitent pas aux échanges entre les nappes et les cours d'eau. D'autres milieux de surface, parfois eux-mêmes déjà en connexion avec un cours d'eau, peuvent interagir avec les eaux souterraines. Ainsi, trois autres types de configuration ESO/ESU peuvent être observés, à savoir celle entre une nappe et une zone humide, entre une nappe et un plan d'eau et enfin entre une nappe et le milieu marin littoral. Une analyse sur la typologie de ces trois milieux de surface a été menée, permettant ainsi de définir au mieux les conditions naturelles pouvant engendrer ou empêcher les interactions avec les eaux souterraines.

Un état de l'art le plus exhaustif possible a ensuite été mené sur les approches scientifiques permettant de caractériser les échanges pour ces trois configurations ESO/ESU particulières. Ce travail fait suite à celui réalisé par Brugeron et Bessière (2014) et consacré exclusivement aux relations nappe/rivière, plus largement étudiées. Il a été entrepris principalement dans le but d'avoir une vision la plus complète possible sur les méthodes de caractérisation des échanges ESO/ESU et des paramètres significatifs utiles aux hydro(géo)logues pour qualifier et quantifier ces échanges. Un effort particulier a été apporté pour caractériser chaque méthode et synthétiser les résultats qui en découlent (qualification de l'échange, sens de l'échange, représentativité spatiale et temporelle...). Ce travail rentre dans le cadre des réflexions, actuellement en cours, au sein du groupe de travail SANDRE mandaté pour définir le modèle conceptuel destiné aux méthodes d'acquisition des données sur les relations ESO/ESU. Il est prévu d'inclure dans ce modèle un certain nombre d'informations sur les principaux diagnostics ayant permis de caractériser les échanges ESO/ESU potentiels pour chaque site d'étude considéré. L'état de l'art proposé a comme objectif de servir de source documentaire.

Il ressort de ce travail que le nombre d'études menées pour ces trois configurations ESO/ESU spécifiques est moindre que pour les échanges nappe/rivière (et plus particulièrement en ce qui concerne le milieu littoral et les plans d'eau). Les articles et documents collectés sont quasi-

exclusivement tirés d'articles scientifiques. Ils traitent souvent d'approches élaborées initialement pour des études hydrogéologiques classiques voire des travaux sur les échanges nappe/rivière qui sont ensuite adaptées pour le contexte milieu humide, plan d'eau ou milieu littoral. Ils ont souvent révélé des approches exploratoires ou en cours de développement (particulièrement pour le milieu littoral et les plans d'eau), avec des degrés d'incertitudes souvent bien plus élevés que pour le contexte nappe/rivière. Il s'avère néanmoins qu'un certain nombre d'approches peut être mis en œuvre pour différentes configurations ESO/ESU, à quelques adaptations au contexte de surface près. De même, les paramètres significatifs utiles aux hydro(géo)logues pour qualifier et quantifier les échanges ESO/ESU restent similaires à ceux mis en évidence en 2014 par Brugeron et Bessière.

Depuis 2013, un groupe de travail SANDRE est mandaté pour définir et structurer des modèles conceptuels de données (MCD) sur la problématique des relations ESO/ESU. En septembre 2015, un premier dictionnaire de données a été publié sur le site du SANDRE, intitulé « Description des relations entre les eaux souterraines et les eaux de surface ». Ce document propose une structuration et une mise en relation des données permettant la caractérisation des échanges potentiels ESO/ESU au sein d'une interface ESO/ESU préalablement définie. Cette interface est un objet géographique défini de telle sorte qu'il associe un milieu de surface (cours d'eau, plan d'eau, mer/océan, milieu humide) avec un milieu souterrain (nappe), si possible tous deux référencés dans des référentiels existants (BD Carthage, BDLISA...).

Les questions sur l'exhaustivité et la pertinence de certaines informations définies dans les modèles conceptuels Sandre ainsi que sur la transposition de ces concepts en modèle physique de données (MPD) peuvent parfois se poser. L'expérience montre (i) qu'il est parfois difficile de respecter pleinement les recommandations SANDRE proposées et (ii) que certains concepts sont parfois peu courants donc rarement renseignés voire tout simplement non transposés en MPD. De même, des attributs ou nomenclatures complémentaires doivent parfois être ajoutés dans le MPD pour intégrer des informations non initialement conceptualisées mais qui semblent pourtant essentiels pour une bonne compréhension de la donnée. Afin de vérifier la pertinence et l'utilisabilité du dictionnaire Sandre, un second travail a donc consisté à vérifier la pertinence et la robustesse du modèle conceptuel décrit dans le dictionnaire de données « Description des relations entre les eaux souterraines et les eaux de surface », l'objectif étant de proposer des éventuels ajustements lors d'une mise à jour future de ce document.

Après avoir créé un modèle physique de données respectant strictement le modèle conceptuel SANDRE, plusieurs jeux de données du projet NAPROM ont pu être recueillis et utilisés, avec l'aimable autorisation des différents partenaires de ce projet. L'intérêt de ces jeux de données est qu'ils se distinguent entre eux de par les approches utilisées pour les produire (modélisation hydrodynamique, approche SIG, diagnostic biologique), les formats et types d'objet géographique en résultant (multipoints, multilignes, grilles...) et la qualité diverse des informations qui y sont associées.

Les tests d'intégration de ces données dans la base de données physique ont pu confirmer que certaines informations ne sont pas dans le MCD alors qu'elles sont récurrentes dans les données recueillies. Par exemple, la quantification du débit d'échange ESO/ESU est un paramètre qui avait été volontairement mis en dehors du cadre du groupe de travail SANDRE et de la présente étude, étant considéré comme souvent incertain et généralement obtenu par le biais de processus d'acquisition complexes. Or, l'ensemble des données collectées propose une quantification de ce débit. Il faudrait donc se poser la question de savoir si ce type d'information doit être conceptualisé dans un MCD ou non. De même, il semble intéressant, au vue des données collectées, de préciser un peu plus la localisation des interfaces d'échange ESO/ESU, notamment celle concernant les cours d'eau (distinction des berges en rive droite /

rive gauche, du lit de la rivière...). A contrario, rares sont les références aux codes et libellés caractérisant les cours d'eau ou les aquifères dans les référentiels hydrologique et hydrogéologique en vigueur. Cela pose parfois un problème de délimitation de l'interface ESO/ESU et sème le doute sur la configuration ESO/ESU réellement considérée. De même, certaines informations de codification/localisation de l'interface ESO/ESU et de temporalité des échanges peuvent ne pas être précisées dans les informations fournies. Il reste que le modèle conceptuel semble globalement bien adapté pour l'intégration de ce type de données.

L'exercice montre toutefois qu'un travail similaire devra être réalisé pour le second dictionnaire de données « Acquisition des données des relations entre les eaux superficielles et les eaux de surface » qui est en cours de finalisation et paraîtra en 2016. De même, après ces différents états de l'art décrivant des approches souvent difficiles à mettre en œuvre, il semble désormais nécessaire de faire un état de la connaissance, global et centré sur le territoire national, des relations ESU/ESO, en ciblant spécifiquement les étapes de recueil, gestion et valorisation de ces données par les agences de bassin.

Sommaire

1. Généralités sur les interactions « eaux souterraines – eaux de surface » autres que nappe-rivière	13
1.1. INTERACTIONS NAPPE / ZONES HUMIDES	13
1.1.1. Introduction	13
1.1.2. Classification des zones humides	14
1.1.3. Typologie des interactions avec les eaux souterraines	16
1.2. INTERACTIONS NAPPE / PLANS D'EAU	18
1.2.1. Définitions	18
1.2.2. Focus sur le fonctionnement d'un lac	20
1.2.3. Différents types de plans d'eau	21
1.2.4. Typologie des interactions avec les eaux souterraines	24
1.3. INTERACTIONS NAPPE / MILIEU LITTORAL.....	25
1.3.1. Zone de transition marine	25
1.3.2. Typologie des interactions avec les eaux souterraines	26
2. Etat de l'art sur les méthodes de caractérisation et de quantification des échanges nappe/zones humides	29
2.1. APPROCHES HYDROLOGIQUES	29
2.1.1. Mesure des niveaux d'eau	29
2.1.2. Bilan hydrologique	30
2.1.3. Loi de Darcy.....	32
2.1.4. Test d'interaction entre aquifère et zone humide.....	34
2.1.5. Variation de stock d'eau dans les sédiments.....	35
2.1.6. « Compteurs d'exfiltration » ou « filtromètres	36
2.2. CHIMIE ET ISOTOPE	37
2.2.1. Bilan de masse	37
2.2.2. Diagramme de mélange.....	38
2.2.3. Traceurs	39
2.3. LA TEMPERATURE COMME TRACEUR	41
2.4. BIO-INDICATEURS ET METHODE ECOLOGIQUE.....	43
2.5. MODELISATION HYDROGEOLOGIQUE (NUMERIQUE ET ANALYTIQUE) ..	46
2.5.1. Principes.....	46
2.5.2. Exemples de modèles spatialisés et 2D verticaux.....	46
2.6. APPROCHES COMBINEES	47

2.7. TABLEAU SYNTHETIQUE	49
3. Etat de l'art sur les méthodes de caractérisation et de quantification des échanges nappe/milieu littoral.....	53
3.1. MESURES/OBSERVATIONS SUR LE TERRAIN.....	53
3.1.1. Les différents types de compteurs d'exfiltration adaptés aux échanges nappe- milieu littoral	53
3.1.2. Limites globales pour les compteurs d'exfiltration	57
3.2. APPROCHE HYDROCHIMIQUE	57
3.2.1. Traceurs artificiels	57
3.2.2. Traceurs naturels	59
3.2.3. Modélisation géochimique	61
3.3. APPROCHE GEOPHYSIQUE (CONDUCTIVITE/RESISTIVITE).....	61
3.4. APPROCHE PAR SIMULATIONS NUMERIQUES SPATIALISEES	62
3.5. TABLEAU SYNTHETIQUE	65
4. Etat de l'art sur les méthodes de caractérisation et de quantification des échanges nappe/plan d'eau	69
4.1. MESURES/OBSERVATIONS SUR LE TERRAIN.....	69
4.1.1. Compteur d'exfiltration « Lee Type » modifié.....	69
4.1.2. Couplage « compteur d'exfiltration / traceur (NaCl) / mini-piézomètres »	70
4.2. APPROCHE HYDROCHIMIQUE	70
4.2.1. Traceurs artificiels	70
4.2.2. Traceurs naturels : isotopes (exemple du Radon)	71
4.3. APPROCHE HYDROLOGIQUE ET THERMIQUE	72
4.3.1. Exemples de simulations numériques spatialisées	72
4.3.2. Modélisation du profil vertical de températures.....	74
4.4. APPROCHE PAR TELEDETECTION.....	76
4.5. TABLEAU SYNTHETIQUE	76
5. Analyse du dictionnaire de données SANDRE « Description des relations entre les eaux souterraines et les eaux de surface »	79
5.1. CONSTRUCTION D'UNE BASE DE DONNEES PHYSIQUE TEST	79
5.2. RECUPERATION DE JEUX DE DONNEES	81
5.3. INTEGRATION DES DONNEES ISSUES DE L'ANALYSE SIG SUR UN TRONÇON DE LA SEVRE-NIORTAISE.....	81
5.3.1. Description du type de fichier et spécificité	81

5.3.2. Confrontation au modèle conceptuel SANDRE	84
5.3.3. Discussions autour d'évolutions possibles du modèle conceptuel SANDRE 86	
5.4. INTEGRATION DES DONNEES RHIN-ILL - MODELE PLATEFORME EAU-DYSSEE 88	
5.4.1. Description du type de fichier et spécificité	88
5.4.2. Confrontation au modèle conceptuel SANDRE	88
5.4.3. Discussions autour d'évolutions possibles du modèle conceptuel SANDRE 90	
5.5. INTEGRATION DES DONNEES ISSUES DU MODELE METIS – BASSIN DE L'ORGEVAL.....	92
5.5.1. Description du type de fichier et spécificité	92
5.5.2. Confrontation au modèle conceptuel SANDRE	92
5.5.3. Discussions autour d'évolutions possibles du modèle conceptuel SANDRE 94	
5.6. INTEGRATION DES DONNEES ISSUES D'APPROCHES BIOLOGIQUES – DIAGNOSTIC MACROPHYTES SUR LA SEVRE NIORTAISE ET LE RHIN ...	95
5.6.1. Description des types de fichier et spécificité	95
5.6.2. Confrontation au modèle conceptuel SANDRE	98
5.6.3. Discussions autour d'évolutions possibles du modèle conceptuel SANDRE 99	
6. Conclusion.....	101
7. Bibliographie	103
7.1. REFERENCES GENERALES.....	103
7.2. REFERENCES RELATIVES AUX ECHANGES NAPPE/ZONES HUMIDES..	103
7.3. REFERENCES RELATIVES AUX ECHANGES NAPPE/MILIEU LITTORAL .	112
7.4. REFERENCES RELATIVES AUX ECHANGES NAPPE/PLAN D'EAU	114

Liste des illustrations

Illustration 1 - Quatre types hydrologiques majeures des zones humides dans le Wisconsin (Novitzki, 1979). a) eau de surface dans une dépression ; b) eau souterraine dans une dépression ; c) eau souterraine dans une pente ; d) eau de surface dans une pente	14
Illustration 2 - Classification hydrogéologique de Gilvear et al. (1989). 7 classes pour décrire l'origine des eaux des tourbières de l'est de l'Angleterre	15
Illustration 3 - Zones humides et transfert d'eau, 14 classes pour 14 mécanismes distincts de transfert : P précipitation, E évapotranspiration, R ruissellement, L flux latéral entrant, D flux latéral sortant, OB eau de débordement, OF écoulement sortant, PU pompage, flux de marée entrant TI ou sortant TO, S source, décharge GD ou recharge GR d'eau souterraine, GS apport par infiltration d'eau souterraine (Acreman et Miller, 2007).....	16
Illustration 4 - Origine de l'eau des zones humides : décharge des eaux souterraines à la surface du sol à la faveur d'un champ complexe de flux d'eau souterraine (A), d'une rupture de pente ou d'une surface de suintement (B), flux d'eau de surface (C) et précipitations (D) (Winter et al., 1998)	17
Illustration 5 - Schéma conceptuel des interactions avec les eaux souterraines dans les zones humides (a) flux sortant de la zone humide vers le milieu saturé, (b) flux sortant de la zone humide vers le milieu non saturé, la zone humide est déconnectée de l'aquifère sous-jacent, (c) flux d'eau souterraine transitant à travers la zone humide et (d) zone de décharge de l'aquifère, zone humide alimentées par les eaux souterraines (Jolly et al., 2008).....	18
Illustration 6 - Evolution de la température des lacs en fonction de la latitude, de l'altitude et des saisons (Grande encyclopédie Larousse, édition 1976).....	20
Illustration 7 - Bloc diagramme d'un lac (d'après Balvay)	21
Illustration 8 - Schéma d'un lac de type « Seepage Lake » (Shaw et al. 2004).....	22
Illustration 9 - Schéma d'un lac de type « Groundwater drained lakes » (Shaw et al. 2004).....	22
Illustration 10 - Schéma d'un lac de type « drainage lake » (Shaw et al. 2004)	23
Illustration 11 - Schéma d'un lac de type « impoundments » (Shaw et al. 2004)	24
Illustration 12 - Schéma représentant les quatre types de configurations possibles associées à des lacs artificiels (DDT/SPE de la Charente, 2012)	24
Illustration 13 - Les trois types d'interactions nappe/plan d'eau : (A) le lac draine complètement les eaux souterraines, (B) le lac alimente totalement la nappe sous-jacente, (C) les deux en même temps et répartis de manière hétérogène (Winter et al., 1998) 25	25
Illustration 14 - Vue en coupe d'une zone de transition eau douce/eau de mer et de l'organisation des écoulements dans un aquifère côtier homogène (d'après Cooper et al., 1964 ; dans Barlow, 2003)	26
Illustration 15 - Ecoulements entre nappe et littoral (Taniguchi et al., 2002 modifié dans LOICZ, 2004)	27
Illustration 16 - Coupe schématique représentant les écoulements souterrains et d'eau de mer et la zone de transition saline pour un aquifère côtier sujet aux pompages et à la recharge artificielle, avec NR :recharge naturelle, QP : pompage, QR : recharge artificielle, FWI :écoulement souterrain terrestre, SGD :résurgence sous-marine d'eau souterraine et SWI :infiltration d'eau de mer dans la zone de transition saline (Prieto, 2005)	28

Illustration 17 - Description schématique du bilan hydrologique d'une zone humide décrivant l'évapotranspiration ET, l'infiltration d'eau de pluie R, le flux d'eau souterraine entrant G_i et sortant G_o (Hunt et al., 1996).....	30
Illustration 18 - Schéma et équation du bilan hydrologique d'une zone humide (Jolly et al. 2008)	31
Illustration 19 - Bilan hydrologique du stock d'eau dans un volume de sédiments (Nuttle et Harvey, 1995) : évapotranspiration E, infiltration I, flux horizontaux q_h et verticaux q_v . Les valeurs (en mm.jour ⁻¹) sont des moyennes calculées sur une période de 11 jours	35
Illustration 20 - Coupe schématique d'infiltromètre (a) installation classique et b) installation dans des eaux peu profondes (Martinez, 2010).....	36
Illustration 21 - Représentation schématique d'un diagramme de mélange (C_i, C_j) (Ocho-Salazar, 2008).....	39
Illustration 22 - Diagramme de mélange à partir de 3 pôles distincts G, B et N, reliés par des lignes droites représentant les mélanges (Ocho-Salazar, 2008).....	39
Illustration 23 - Distinction entre phréatophytes (A) et xérophytes (B) et leur lien avec la surface libre (Robinson, 1958)	44
Illustration 24 - Schéma du compteur d'exfiltration de type « Lee » (Lee, 1977).....	53
Illustration 25 - Schéma du compteur d'exfiltration de type « Taniguchi » ou « Heat Pulse » (Taniguchi et Fukuo, 1993).....	54
Illustration 26 - Schéma du compteur d'exfiltration du type « continuous-heat » (Taniguchi et Iwakawa, 2001).....	55
Illustration 27 - Schéma du compteur d'exfiltration à ultrasons (Paulsen et al., 2001)	56
Illustration 28 - Schéma du compteur d'exfiltration électromagnétique (Swarzenski et al., 2004)	57
Illustration 29 - Schéma du dispositif de « dye-dilution seepage meter » (Sholkovitz et al., 2003)	58
Illustration 30 - Modèle conceptuel de l'utilisation des mesures en continu du radon (Burnett et al., 2003).....	59
Illustration 31 - Modèle en boîte des sources et pertes de CH ₄ (Corbett et al., 2000).....	60
Illustration 32 - (a) Conductivité sur un transect perpendiculaire à la plage de Flamingo Bay Beach, les flèches correspondent aux sites de mesures manuelles par compteur d'exfiltration et la taille des flèches est proportionnelle au flux. (b) Représentation des conductivités et résistivités de Fazenda Beach sur des transects parallèles au rivage. Le premier transect représente la conductivité apparente sur les 30 premiers cm sédiments d'une creek tandis que le deuxième transect représente la résistivité des sédiments marins sur une épaisseur de 5,6 m (Burnett et al., 2006).	62
Illustration 33 - (a) Localisation du transect de Coconut Grove (b) Conditions aux limites et grille de différence finie du transect de Coconut Grove (c) Résultats de la calibration de Coconut Grove (Langevin, 2001).....	64
Illustration 34 - Compteur d'exfiltration modifié UWM (Cherkauer et al., 1988).....	69
Illustration 35 - Schéma du modèle en boîte du bilan massique de ²²² Rn (Dimova et al., 2013)	71
Illustration 36 - Modèle conceptuel utilisé avant utilisation de MODFLOW (Gosselin et al., 2001)	73
Illustration 37 - Modélisation des flux d'eau souterraine vers les lacs en régime permanent. La longueur des vecteurs correspond à la vitesse de flux (Gosselin et al., 2001).	73
Illustration 38 - Modélisation du bilan hydrique de la zone étudiée, GW-IN : entrée d'eau souterraine vers le lac, GW-OUT : alimentation des eaux souterraines par le lac (Gosselin et al., 2001).....	74

Illustration 39 - Schéma de fonctionnement du modèle 1D de transport de chaleur dans l'eau (a) et dans les sédiments du lac (b) (Anibas et al., 2009)	75
Illustration 40 - Représentation de l'index thermal normalisé sur Island Lake (a) le 13 juillet 2002 (b) le 27 juillet 2002. Les zones les plus sombres, représentées par un index thermal faible, correspondent aux zones les plus froides et donc aux entrées d'eau souterraine dans le lac. (Tcherepanov et al., 2005)	76
Illustration 41 - Représentation cartographique du jeu de données sur la Sèvre Niortaise, avec distinction en rive droite (RD) et rive gauche (RG) des interfaces ESO/ESU considérées	82
Illustration 42 - Représentation des interfaces ESO/ESU qui tronçonnent le cours d'eau (les étiquettes les identifiant sont tirées du champ FID)	83
Illustration 43 - Représentation cartographique du jeu de données tiré du modèle Eaudyssée .	88
Illustration 44 - Exemple de non correspondance entre des cours d'eau modélisés et le référentiel BD Carthage	91
Illustration 45 - Représentation cartographique du jeu de données tiré du modèle Métis pour le bassin de l'Orgeval (A) et des cours d'eau implémentés dans la BD Carthage	92
Illustration 46 - Représentation cartographique du jeu de données issu du diagnostic par les macrophytes sur la Sèvre Niortaise	95
Illustration 47 - Représentation cartographique de la grille interpolée estimant l'intensité des apports d'eau souterraine aux cours d'eau de la plaine d'Alsace, par la méthode de diagnostic par les macrophytes (extrait de Paran et al., 2016, à paraître)	97

Liste des tableaux

Tableau 1 - Entités et attributs modélisés dans le MCD SANDRE « Description des relations entre les eaux souterraines et les eaux de surface »	80
Tableau 2 - Paramètres utilisés pour quantifier les échanges ESO/ESU au niveau des berges et/ou du lit de la rivière pour	83
Tableau 3 - Correspondance entre attributs du MCD et champs du jeu de données issues de l'analyse SIG sur un tronçon de la Sèvre-Niortaise	84
Tableau 4 - Contenu de la nomenclature SANDRE n°843 « Echanges potentiels de l'interface Eso/Esu »	85
Tableau 5 - Contenu de la nomenclature SANDRE n°839 « Qualification de l'échange potentiel Eso/Esu »	86
Tableau 6 - Correspondance entre attributs du MCD et champs du jeu de données Rhin-III.....	89
Tableau 7 - Correspondance entre attributs du MCD et champs du jeu de données issu du modèle Métis dans le bassin d'Orgeval	93
Tableau 8 - Transposition des classes de résultats du jeu de données fourni en informations conformes au dictionnaire SANDRE	99

Liste des annexes

Annexe 1 Schéma du modèle physique de données conforme SANDRE	117
---	-----

1. Généralités sur les interactions « eaux souterraines – eaux de surface » autres que nappe-rivière

1.1. INTERACTIONS NAPPE / ZONES HUMIDES

1.1.1. Introduction

L'eau – et les flux qui l'animent – sont les moteurs fonctionnels majeurs des zones humides (Michelot, 2003). L'hydrologie influence l'écologie, le fonctionnement et la persistance des zones humides (Hunt *et al.*, 1996). L'eau est un paramètre clef qui contrôle la flore, la faune et les cycles biogéochimiques. Comprendre l'origine de l'eau est essentiel pour la préservation de tels écosystèmes et le maintien de leurs fonctions (1) hydrologiques dans le stockage d'eau de surface à plus ou moins long terme, l'écrêtement des crues et le soutien des étiages ; (2) biogéochimiques dans la capacité d'épuration naturelle de ces écosystèmes ; (3) écologiques pour la biodiversité de la faune et de la flore.

Les zones humides peuvent se développer sur des substrats peu ou pas perméables, leur fonctionnement est alors considéré indépendamment des flux d'eau souterraine mais la littérature met en évidence que cette situation est loin d'être représentative de toutes les zones humides. L'importance des eaux souterraines dans tout autre système aquatique est largement reconnue (Hurley *et al.*, 1985 *in* Hunt *et al.*, 1996), c'est probablement tout autant le cas dans les zones humides.

Le bilan hydrologique (entrées, sorties d'eau et vitesse des écoulements) va conditionner l'état des zones humides (Michelot, 2003). Les échanges eau de surface – eau souterraine (ESO/ESU) sont parfois négligés et se basent sur l'hypothèse que la zone humide repose sur un substratum imperméable ou que les interactions sont similaires à celles décrites dans des lacs et les cours d'eau pour les zones humides localisées dans des dépressions. Ces deux seules situations ne décrivent pas l'ensemble des interactions possibles ESO/ESU des zones humides qui peuvent être localisées géographiquement sur des zones de pente, de plateaux ou encore des lignes de partage des eaux.

Les flux échangés entre une zone humide et un aquifère sous-jacent peuvent représenter une composante importante du bilan hydrologique (Krause et Bronstert, 2005). Ces flux, fonction de la topographie, de la géologie et des facteurs climatiques (Winter, 1999 ; Sophocleous, 2002) peuvent être complexes, hétérogènes et très variables dans le temps et dans l'espace (Hunt *et al.*, 1999). Ils peuvent être « discrets » (échanges diffus) sans pour autant être négligeables ce qui les rend d'autant plus difficiles à identifier et à quantifier. Les flux entrant d'eau souterraine sont généralement considérés comme les plus difficiles à quantifier compte tenu de l'hétérogénéité des aquifères (Krabbenthoft *et al.*, 1990a ; Hunt *et al.*, 1996) et de la difficulté à mesurer certaines propriétés hydrauliques comme la perméabilité de la tourbe (Ingram *et al.*, 1974 ; Rycroft *et al.*, 1975 ; Ivanov, 1981 ; Hemond et Goldman, 1985 ; Owen, 1995).

1.1.2. Classification des zones humides

En fonction des disciplines scientifiques qui étudient ce type de milieu (écologie, biologie, chimie, hydrologie ou encore géomorphologie...) les critères de classification sont différents (Brinson, 1993). Les habitats des zones humides sont un critère de classification souvent privilégié et par ailleurs utilisé par la convention Ramsar¹ (Frazier, 1999). Nous ne présenterons ici que quelques exemples de classifications des zones humides basées sur le fonctionnement hydrologique et l'origine des eaux en lien avec la problématique des relations ESO/ESU, l'objectif étant de mettre en évidence l'importance de ces relations sur le fonctionnement hydrologique des zones humides.

La grande majorité des exemples suivants de classification sont tirés de l'inventaire (non exhaustif) réalisé par Brinson (1993).

Gosselink et Turner (1978) classent les zones humides du Wisconsin en quatre types hydrologiques en fonction des flux entrant, sortant, de leur type et de leur saisonnalité. Dans le même contexte géographique, Novitzki (1979) distingue quatre types de zones humides selon l'origine des eaux et le relief autour de la zone humide (cf. Illustration 1).

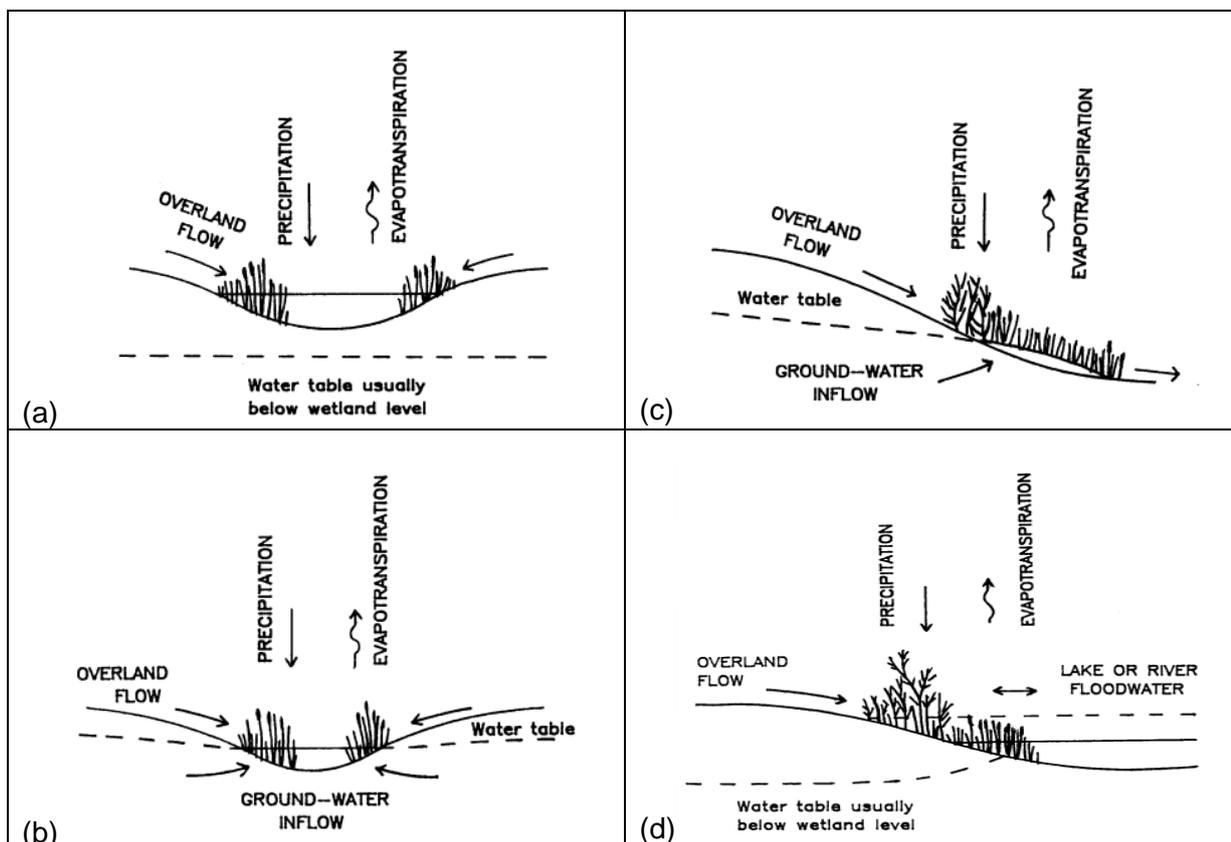


Illustration 1 - Quatre types hydrologiques majeures des zones humides dans le Wisconsin (Novitzki, 1979). a) eau de surface dans une dépression ; b) eau souterraine dans une dépression ; c) eau souterraine dans une pente ; d) eau de surface dans une pente

¹ La Convention sur les zones humides, appelée Convention de Ramsar, est un traité intergouvernemental qui sert de cadre à l'action nationale et à la coopération internationale pour la conservation et l'utilisation rationnelle des zones humides et de leurs ressources.

O'Brien et Motts (1980) proposent une classification sur des critères géologiques (matériaux superficiels et substratum), hydrologiques (position hydrologique, perméabilité, profondeur de la nappe, transmissivité des aquifères sous-jacents, flux sortant, qualité des eaux souterraines) et topographiques (position sur le bassin versant, zone de drainage).

Gilvear et al. (1989) ordonnent les zones humides en 7 classes en fonction de l'origine et de la contribution relative des eaux (cf. Illustration 2).

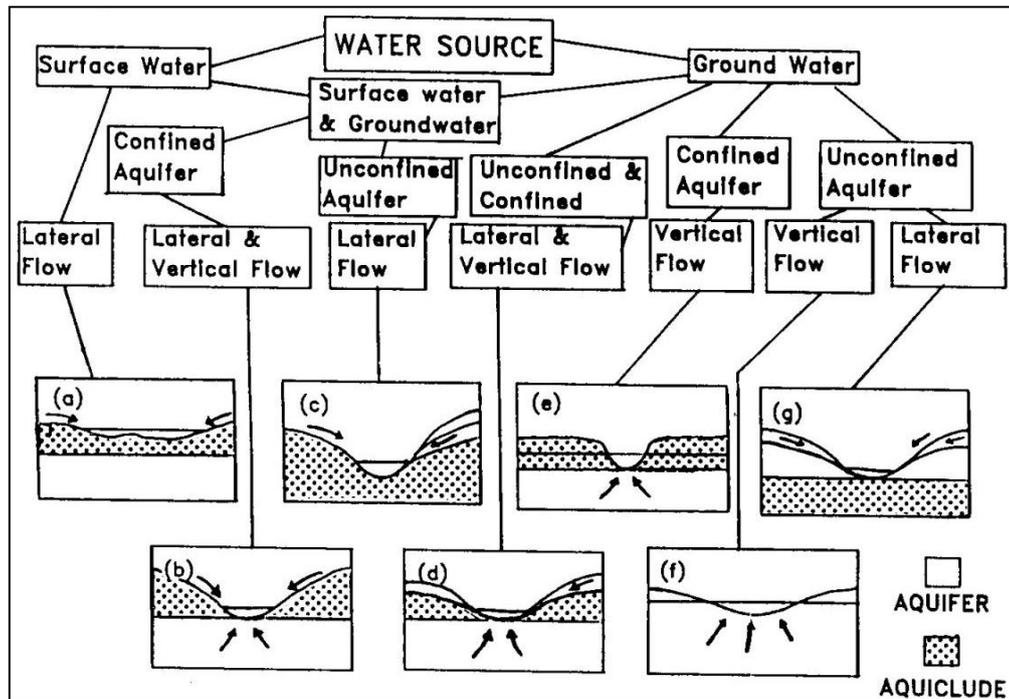


Illustration 2 - Classification hydrogéologique de Gilvear et al. (1989). 7 classes pour décrire l'origine des eaux des tourbières de l'est de l'Angleterre

Acreman et Miller (2007) vont décrire jusqu'à 14 mécanismes de transfert d'eau pour classer les zones humides en interaction avec les eaux souterraines (cf. Illustration 3).

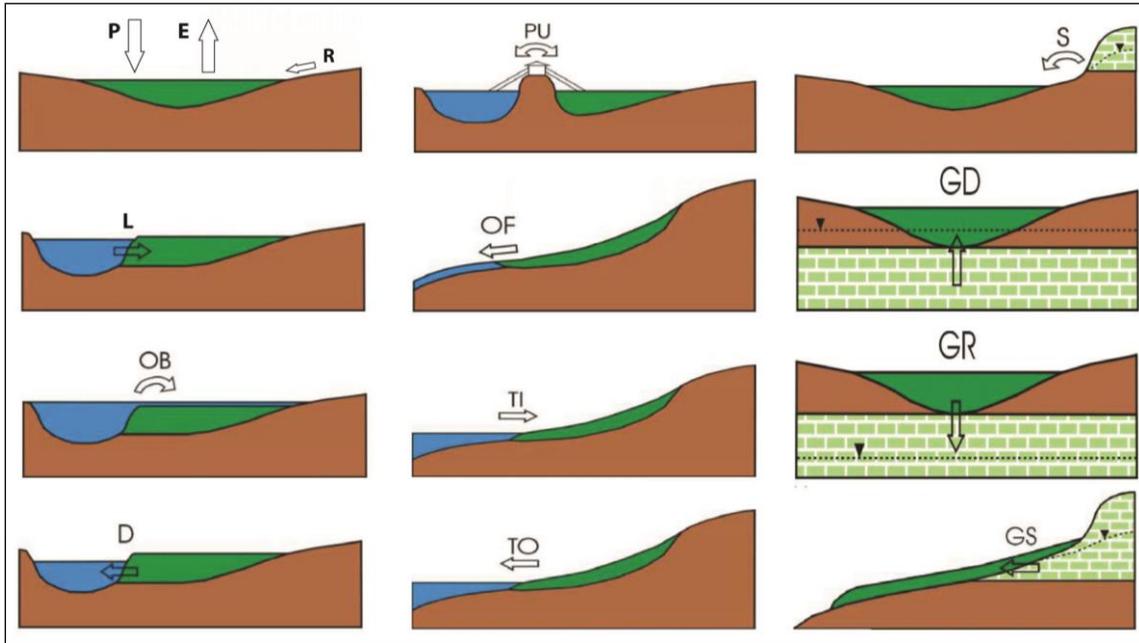


Illustration 3 - Zones humides et transfert d'eau, 14 classes pour 14 mécanismes distincts de transfert :
 P précipitation, E évapotranspiration, R ruissellement, L flux latéral entrant, D flux latéral sortant, OB eau de débordement, OF écoulement sortant, PU pompage, flux de marée entrant TI ou sortant TO, S source, décharge GD ou recharge GR d'eau souterraine, GS apport par infiltration d'eau souterraine (Acreman et Miller, 2007)

Nombreux sont les ouvrages traitant de la classification des zones humides. L'objectif de ce rapport n'étant pas de traiter cette question de façon exhaustive, pour en savoir plus, il est possible de se référer aux quelques ouvrages récents qui reprennent les différents systèmes de classification (i) basés sur la géographie de la zone humide et la définition d'unités écologiques (U.S. EPA, 2002), (ii) basés sur des approches hydrogéomorphologiques (Brinson, 1993), (iii) basés sur les différents types d'habitats (N.R.C.S, 2008) et (iv) basés sur les différents types de sols (Vepraskas et Craft, 2015).

1.1.3. Typologie des interactions avec les eaux souterraines

Différentes typologies de zone humide peuvent être distinguées en fonction de l'origine de l'eau selon Winter *et al.* (1998) (Illustration 4) :

- Les zones planes où le niveau de la nappe sub-affleurant permet l'émergence, la décharge des eaux souterraines sont favorables à la formation de zones humides (cf. Illustration 4, A).
- Dans les zones de pente, la surface libre peut venir intersecter la surface topographique. L'émergence d'eau souterraine contribue au développement d'une végétation de zone humide (cf. Illustration 4, B).
- De nombreuses zones humides sont présentes le long de cours d'eau et même si elles sont généralement alimentées par les eaux souterraines de la nappe alluviale, elles sont principalement dépendantes du cours d'eau pour leur alimentation en eau (cf. Illustration 4, C).
- Certaines zones humides peuvent être essentiellement alimentées par les eaux météoriques (Illustration 4, D). Dans ce cas, la zone vient alimenter l'aquifère. Dans ces

conditions, il n'y a donc pas de contribution directe des eaux souterraines à l'alimentation hydrique de la zone humide. Cette dernière n'est pour autant pas indépendante des eaux souterraines, un abaissement du niveau de la nappe sous-jacente contribuerait à accroître ces flux sortant, modifierait l'équilibre du bilan hydrologique de la zone humide et pourrait conduire à son assèchement. Dans les marais du Cotentin, les tourbières se dégradent sous l'effet d'un déficit hydrique attribué à un déficit pluviométrique d'une part mais aussi à un accroissement des flux sortant vers l'aquifère sous-jacent lié à un abaissement de la surface libre (Auterives, 2007).

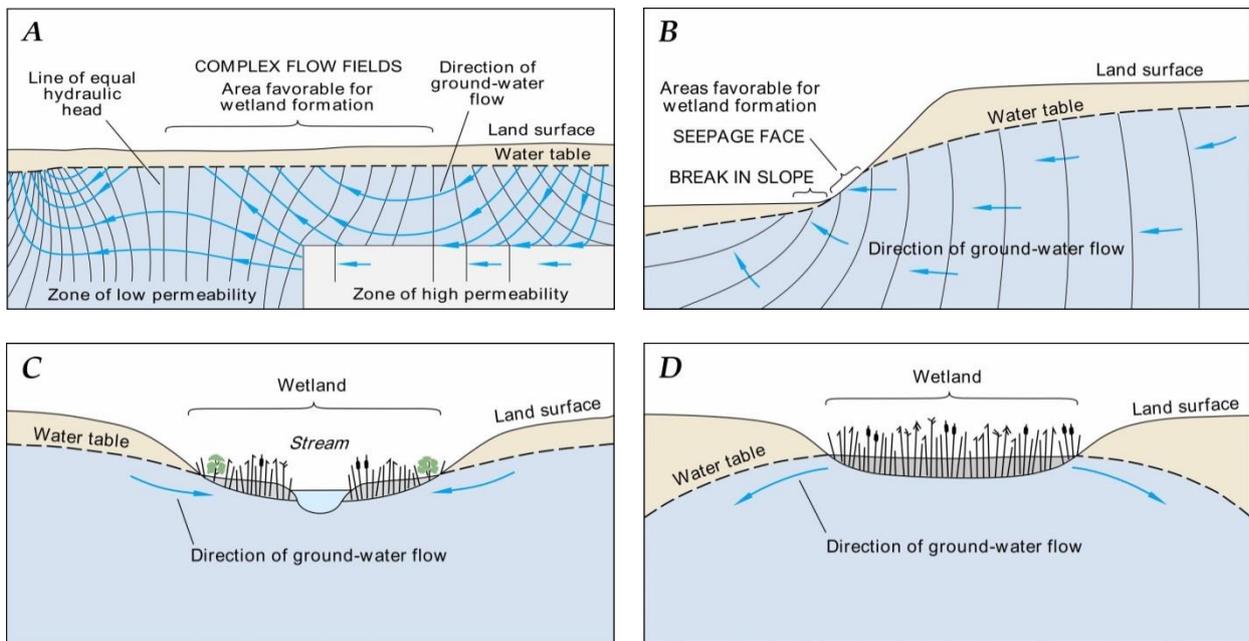


Illustration 4 - Origine de l'eau des zones humides : décharge des eaux souterraines à la surface du sol à la faveur d'un champ complexe de flux d'eau souterraine (A), d'une rupture de pente ou d'une surface de suintement (B), flux d'eau de surface (C) et précipitations (D) (Winter et al., 1998)

Les flux sortant d'une zone humide sont tout aussi importants que l'origine de l'eau de cette même zone humide (Skalbeck et al., 2009). Une petite différence dans le(s) débit(s) de sortie du bilan hydrologique peut modifier l'équilibre de l'hydrosystème ainsi que l'humidité de la zone racinaire et affecter la végétation. Par ailleurs, les zones humides peuvent être affectées par l'hydrodynamisme des aquifères régionaux même si l'eau souterraine n'est pas dans ces cas une source dominante d'eau de la zone humide.

Jolly et al. (2008) schématisent de la même manière les relations ESO/ESU des zones humides en quatre catégories (cf. Illustration 5) :

- (a) Perte de la zone humide vers le milieu saturé (connexion zone humide-aquifère);
- (b) Perte de la zone humide vers la zone non saturée qui déconnecte la zone humide de l'aquifère sous-jacent (pas de continuité hydraulique entre les deux) ;
- (c) flux transitant (entrée – sortie) à travers la zone humide ;
- (d) flux entrant d'eau souterraine, zone de décharge de l'aquifère sous-jacent.

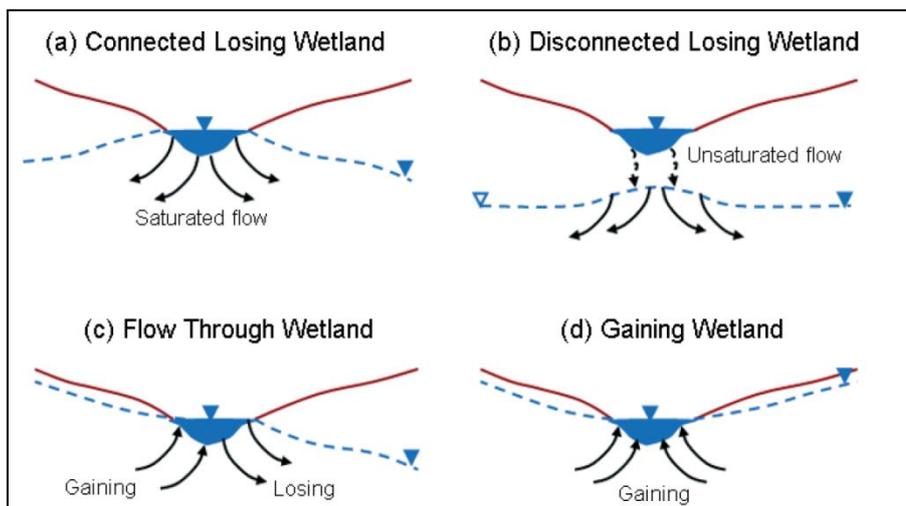


Illustration 5 - Schéma conceptuel des interactions avec les eaux souterraines dans les zones humides (a) flux sortant de la zone humide vers le milieu saturé, (b) flux sortant de la zone humide vers le milieu non saturé, la zone humide est déconnectée de l'aquifère sous-jacent, (c) flux d'eau souterrain transitant à travers la zone humide et (d) zone de décharge de l'aquifère, zone humide alimentées par les eaux souterraines (Jolly et al., 2008)

Dans la suite du document, seront utilisés les termes de « zones de décharge » et « zone de recharge » des eaux souterraines, car classiquement utilisés pour les milieux humides (Drexler, et al., 1999). On se positionne du côté aquifère, on utilise alors :

- Zones de décharge lorsqu'il s'agit de flux ascendant d'eau souterraine de l'aquifère vers l'hydrosystème de surface à savoir la zone humide, la tourbière. Dans ces zones, sur une colonne de tourbe, la charge hydraulique s'accroît avec la profondeur.
- Zones de recharge lorsque les flux d'eau sont descendant et se font de la surface vers l'aquifère sous-jacent. De la même manière, dans ces zones, sur la colonne de tourbe, la charge hydraulique diminue avec la profondeur.

1.2. INTERACTIONS NAPPE / PLANS D'EAU

1.2.1. Définitions

Ce paragraphe propose des définitions essentiellement tirées du dictionnaire de données « Description des données sur les plans d'eau » (SANDRE², 2005).

Un **plan d'eau**, au sens de la Directive Cadre Européenne sur l'Eau (Directive 2000/60/CE), désigne une étendue d'eau douce continentale de surface, libre stagnante, d'origine naturelle ou anthropique, de profondeur variable. Il peut posséder des caractéristiques de stratification thermique. Le terme plan d'eau recouvre un certain nombre de situations communément appelées lacs, retenues, étangs, gravières ou marais. Les définitions rattachées à ces différentes situations sont nombreuses et font souvent référence à des usages.

Un **lac** est un plan d'eau situé dans une dépression naturelle où la durée de séjour des eaux et la profondeur sont suffisantes pour définir une zone pélagique et où s'établit, du printemps à

² Service d'Administration Nationale des Données et Référentiels sur l'Eau

l'automne, une stratification thermique stable. (Touchard, 2000). Selon la circulaire n°91-50 1991, il s'agit d'une « *Masse d'eau continentale accumulée naturellement. Suffisamment profond, il comporte généralement une stratification thermique stable* ». Le fonctionnement de ce type de plan d'eau est détaillé dans le chapitre 1.2.2.

Une **retenue** est un plan d'eau artificiel à vocation spécifique : hydroélectricité, soutien des étiages, irrigation, alimentation en eau potable. Généralement ces plans d'eau sont caractérisés par une profondeur irrégulière, un niveau variable (marnage) et une masse d'eau homogène. Masse d'eau créée artificiellement par un barrage (digue) située ou non sur un cours d'eau. Peut avoir les caractéristiques de stratification thermique et de développement de la végétation s'apparentant à celle d'un lac ou d'un étang (circulaire n°91-50 1991).

Un **étang** est un plan d'eau d'origine naturelle ou artificielle, de faible profondeur sans stratification thermique stable. Il est alimenté essentiellement par son bassin pluvial. Masse d'eau continentale dont l'accumulation est parfois naturelle mais plus souvent artificielle. Dans la plupart des cas, sa vocation première est ou a été piscicole. La faible profondeur ne permet pas de stratification thermique et rend possible un développement de la végétation fixée sur toute son étendue (circulaire n°91-50 1991).

Une **gravière** peut être vue soit comme un plan d'eau d'origine artificielle créé par extraction de granulats et alimenté essentiellement par la nappe phréatique (définition de l'Agence de l'eau Rhône-Méditerranée & Corse), soit comme une masse d'eau créée par l'extraction de granulats dans la plaine alluviale d'un cours d'eau et alimentée principalement par la nappe alluviale (circulaire n°91-50 1991).

Un **marais** est un ensemble de milieux humides où la nappe d'eau stagnante superficielle est généralement peu profonde (définition du début des années 2000 de l'IFEN³ et du MATE⁴). Au sens de la codification hydrographique, désigne un territoire sans relief significatif irrigué ou drainé par un réseau dense de canaux et/ou de bras et pouvant comporter des plans d'eau (circulaire n°91-50 1991).

La mise en œuvre de la Directive-Cadre sur l'Eau impose une typologie des milieux basée sur des critères naturels. Il convient donc de ne pas faire référence aux usages dans les définitions des types de plans d'eau même si types et usages sont parfois liés.

Dans le langage courant, le lac est un concept assez flou; les noms locaux donnés aux plans d'eau par la population ne s'accordent pas toujours aux définitions officielles, et des critères plus subjectifs tels que la grande taille ou une grande profondeur, sont alors pris en compte. Un lac est ainsi plutôt plus grand et plus profond qu'un étang, lequel est plus grand et plus profond qu'une mare.

³ Institut français de l'environnement – remplacé depuis le 29 novembre 2008 par le Service de l'observation et des statistiques (SOeS)

⁴ Ministère de l'Aménagement du Territoire et l'Environnement

1.2.2. Focus sur le fonctionnement d'un lac

Composition multicouche d'un lac

Un lac suffisamment profond se caractérise par la formation de couches d'eau distinctes superposées les unes sur les autres (Hade, 2007). Ceci est dû à une différence de température entre ces couches, provoquant une différence de densité de l'eau. Cette superposition de couches d'eau est appelée « stratification thermique ». Elle est particulièrement bien observable lorsque les températures atmosphériques sont estivales.

Un lac est composé de 3 « épaisseurs » (cf. Illustration 6). La première, correspondant à la couche supérieure du lac, est appelée épilimnion. C'est la couche la plus chaude où il y a abondance de lumière et où la productivité biologique est la plus importante. La température, et donc l'épaisseur de cette couche, varie cependant de façon importante selon les saisons. Cette couche est aussi impactée par les vents, ce qui favorise l'homogénéisation de sa température.

La seconde couche, intermédiaire, le métalimnion, est d'épaisseur généralement réduite. Les valeurs de température mesurées au sein de cette couche varient rapidement avec la profondeur et ces variations peuvent être rapides dans le temps.

La dernière couche, l'hypolimnion, est la couche située la plus en profondeur. C'est la couche froide inférieure faiblement éclairée où la température varie peu. Cependant en fonction des variations saisonnières, la profondeur de cette couche peut varier, en fonction de la couche supérieure (métalimnion).

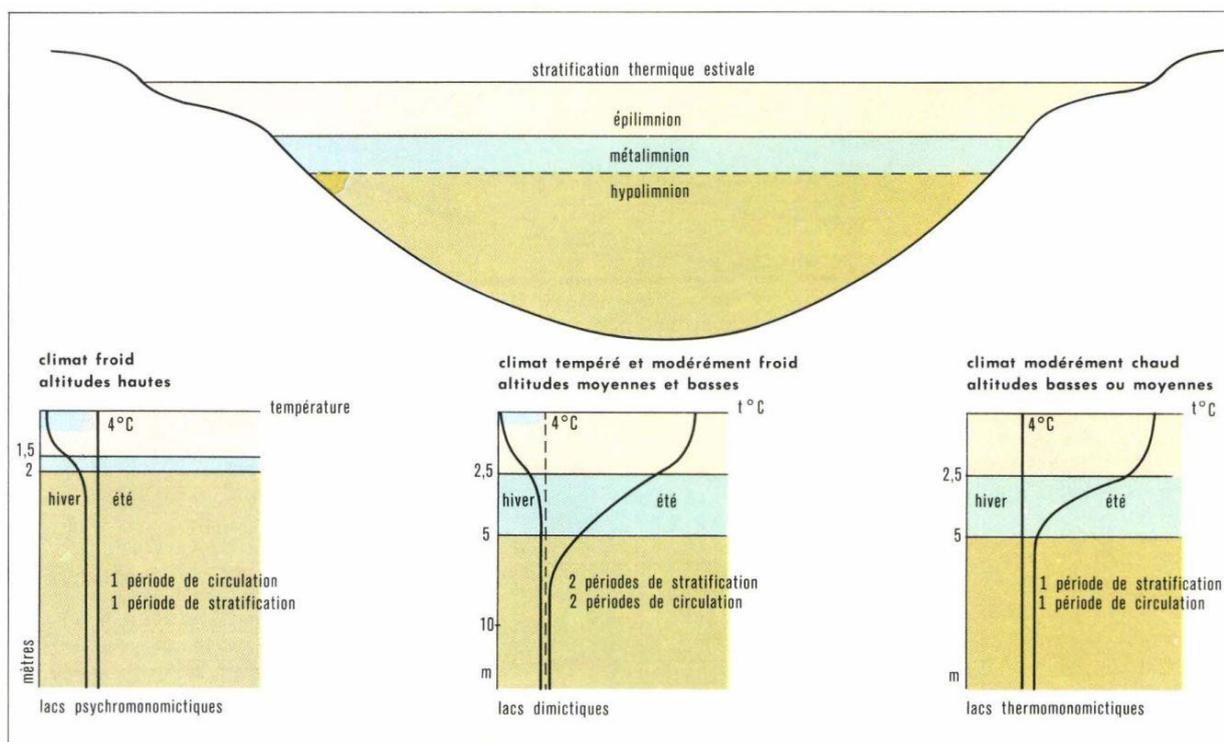


Illustration 6 - Evolution de la température des lacs en fonction de la latitude, de l'altitude et des saisons (Grande encyclopédie Larousse, édition 1976).

Cette répartition multicouche pourra être un frein à certaines méthodes utilisées ci-dessous (cf. paragraphe 2) comme, par exemple, l'approche par télédétection, qui ne considère que la première des trois couches au sein d'un lac.

Entrées et sorties d'eau au sein d'un lac.

Les lacs, exceptés les lacs artificiels, sont caractérisés par une variation de volume généralement très faible. Cependant l'évaporation engendre un impact assez fort sur leur niveau par rapport aux rivières à cause d'une surface plus importante, d'une eau moins renouvelée et d'une situation moins ombragée (Winter *et al.*, 1998).

Globalement, un lac peut être alimenté en eau selon divers points d'entrée : les affluents, les précipitations, le ruissellement ainsi que l'apport par les eaux souterraines.

De même, ce système peut avoir plusieurs sorties : l'évaporation, les rivières (exutoires) ainsi que l'infiltration se produisant au niveau des sédiments lacustres pouvant alimenter, dans certaines situations, la nappe d'eau souterraine sous-jacente (Illustration 7).

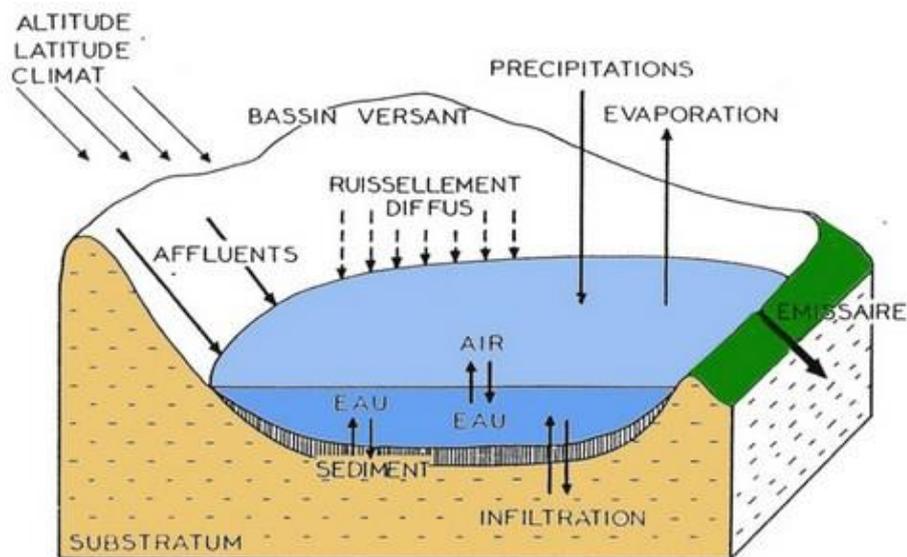


Illustration 7 - Bloc diagramme d'un lac (d'après Balvay)

Cependant, il existe plusieurs types de lacs caractérisés par certaines de ces entrées et sorties avec des apports/pertes différentes de par leur quantité et leur type.

1.2.3. Différents types de plans d'eau

Pour une large part, ce paragraphe tire ses informations des travaux de Shaw *et al.* (2004).

Lacs d'infiltration (« Seepage lakes »)

Ce type de lac est principalement alimenté par les précipitations et par le ruissellement de surface, complété par des apports souterrains provenant d'une aire de drainage à proximité (cf. Illustration 8).

En sortie, outre le phénomène d'évaporation se produisant en surface, l'eau de ce lac peut également s'infiltrer dans les sédiments pour s'écouler en direction de l'aval suivant le gradient hydraulique de la nappe sous-jacente.

Ce type de lac se distingue des autres par l'absence de rivière en entrée ainsi qu'une absence d'exutoire. Parce qu'il est très dépendant des niveaux piézométriques de la nappe sous-jacente ainsi que des variations pluviométriques, les niveaux de ce type de lac peut présenter des fluctuations saisonnières

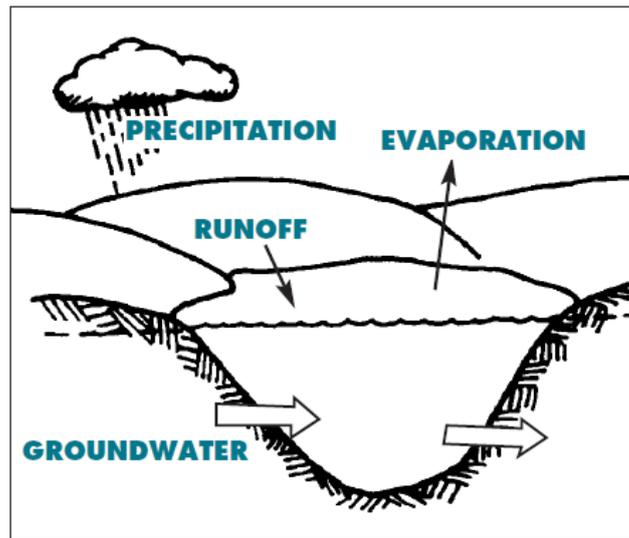


Illustration 8 - Schéma d'un lac de type « Seepage Lake » (Shaw et al. 2004)

Lacs de drainage souterrain (« Groundwater drainage lakes »)

Les lacs du type « groundwater drainage lakes » sont principalement alimentés par les eaux souterraines et, dans une moindre mesure, par les précipitations ainsi que le ruissellement (cf. Illustration 9). Ces lacs se caractérisent également par une absence d'alimentation par les rivières.

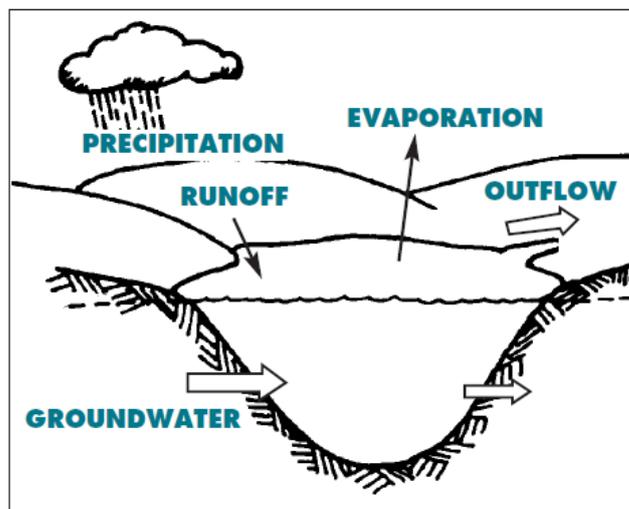


Illustration 9 - Schéma d'un lac de type « Groundwater drained lakes » (Shaw et al. 2004)

Contrairement au type précédent, il présente un exutoire en surface. La part des flux sortant par cet exutoire de surface par rapport aux flux sortant vers la nappe est variable.

Lacs de drainage de surface (« Drainage lakes »)

Les lacs de type « drainage lakes » sont principalement alimentés par un cours d'eau et, secondairement par les précipitations, le ruissellement de surface et, parfois, par les eaux souterraines (cf. Illustration 10).

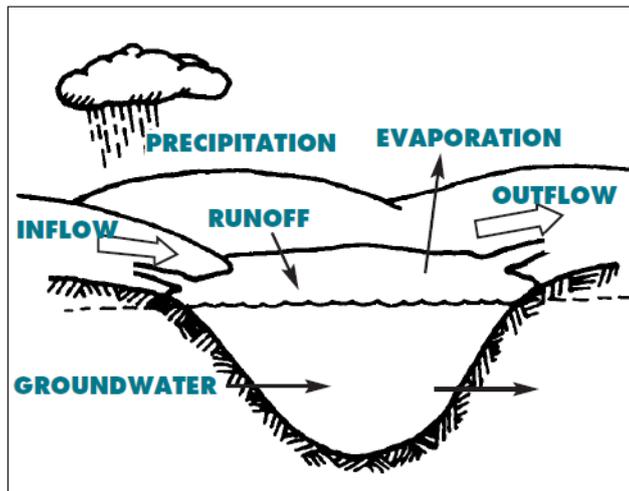


Illustration 10 - Schéma d'un lac de type « drainage lake » (Shaw et al. 2004)

Ces types de lacs sont donc essentiellement drainés par un cours d'eau. Les cours d'eau amont et aval au lac constituent respectivement, dans le bilan hydrique global associé au lac, les principales sources d'alimentation et de sortie d'eau.

Lacs de retenue d'eau ou lac artificiel (« impoundments »)

Ce dernier type de lac constitue un cas particulier du lac de drainage de surface. Les retenues sont des plans d'eau artificiels qui peuvent être alimentés par un cours d'eau, par le ruissellement ou par une source (cf. Illustration 11). Ils peuvent être déconnectés ou non du réseau hydrographique (cf. Illustration 12).

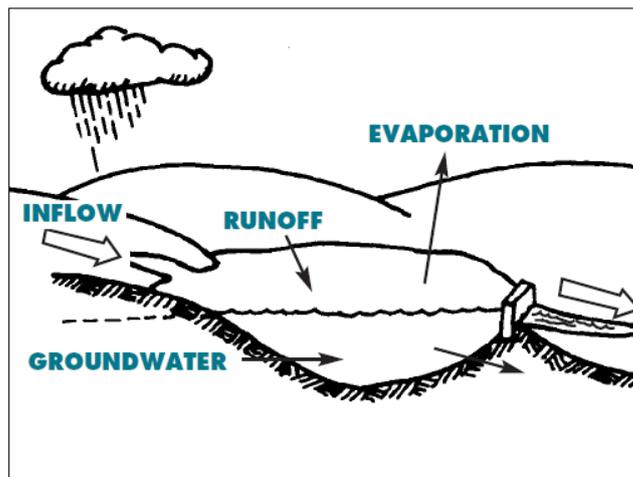


Illustration 11 - Schéma d'un lac de type « impoundments » (Shaw et al. 2004)

Les retenues collinaires constituent des cas particuliers. Ce sont des réserves d'eau, qui ne comportent aucune communication directe (barrage) ou indirecte (dérivation) avec un cours d'eau et dont le remplissage (par des eaux de ruissellement ou des sources) se fait principalement en hiver (cf. Illustration 12).

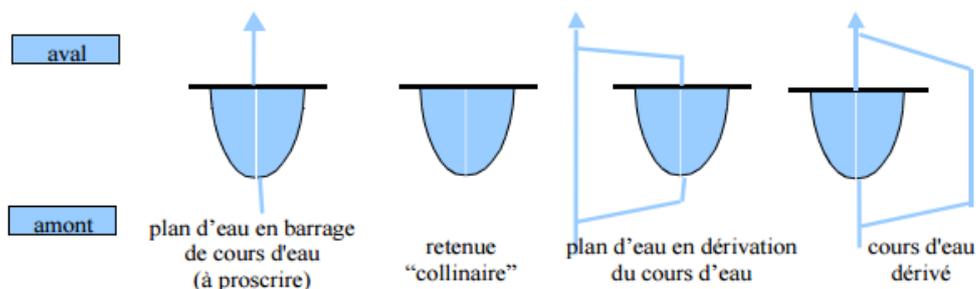


Illustration 12 - Schéma représentant les quatre types de configurations possibles associées à des lacs artificiels (DDT/SPE de la Charente, 2012)

Le drainage de ce type de lac peut se faire de différentes manières : contrôlé par des lâchers de barrage, par un système de trop pleins ou par un débit minimum.

1.2.4. Typologie des interactions avec les eaux souterraines

De manière schématique, les types de lacs et plans d'eau qui interagissent avec les eaux souterraines le font de trois façons (cf. Illustration 13) :

- Certains sont alimentés par la nappe souterraine sur l'ensemble de leur lit de sédiments (interface d'échange ESO/ESU) – cas A ;
- D'autres favorisent plutôt l'infiltration et subissent donc des pertes d'eau en direction de la nappe – cas B ;
- D'autres enfin présentent un comportement mixte, avec une répartition hétérogène des zones d'infiltration et d'alimentation, selon le gradient hydraulique souterrain – cas C. Cette dernière classe semble la plus fréquente (Winter et al., 1998).

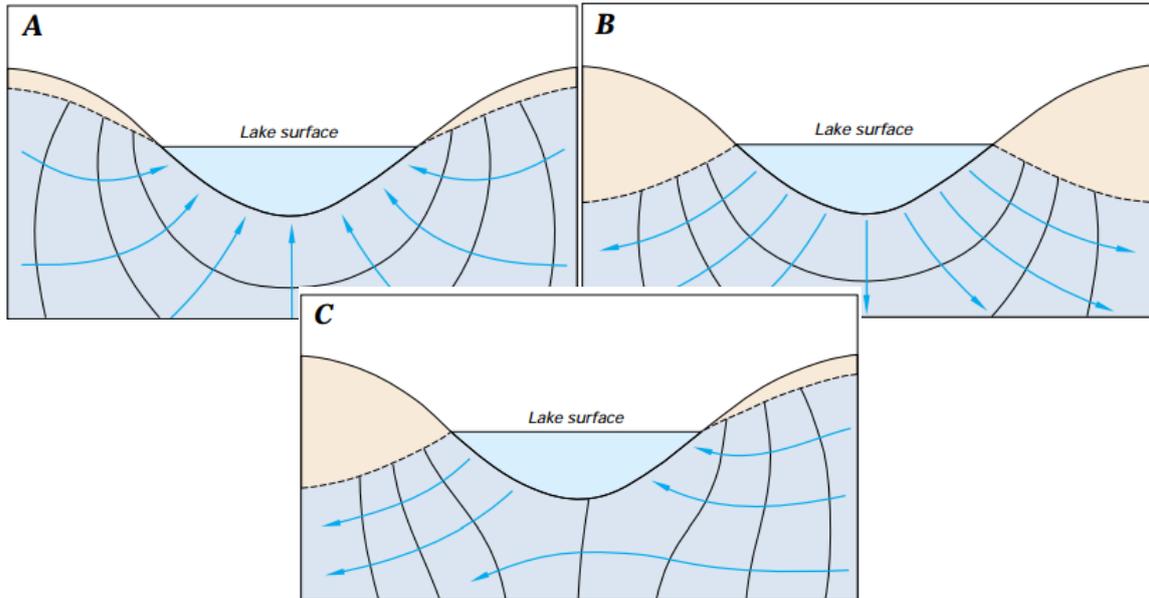


Illustration 13 - Les trois types d'interactions nappe/plan d'eau : (A) le lac draine complètement les eaux souterraines, (B) le lac alimente totalement la nappe sous-jacente, (C) les deux en même temps et répartis de manière hétérogène (Winter et al., 1998)

D'après Winter *et al.* (1998), le niveau d'eau des lacs naturels (en dehors de ceux contrôlés par les barrages) ne varie généralement pas aussi rapidement que celui des cours d'eau ; de ce fait, le stockage d'eau dans les sédiments des lacs est de moindre importance que dans ceux des cours d'eau.

Le phénomène d'évaporation joue un rôle bien plus important pour les lacs que pour les cours d'eau, du fait (i) d'une surface d'échange avec l'air bien plus importante en superficie et bien moins ombragée, (ii) d'un renouvellement de l'eau limité en surface du lac.

Enfin, les sédiments lacustres présentent généralement des volumes de matières organiques plus importants que ceux des rivières. La variabilité spatiale des compositions et épaisseurs de ces dépôts, généralement peu perméables, peuvent ainsi jouer un rôle bien plus important, au sein des lacs, dans la distribution des zones d'échanges ESO/ESU.

1.3. INTERACTIONS NAPPE / MILIEU LITTORAL

1.3.1. Zone de transition marine

La majorité des écoulements au niveau littoral s'effectue de la nappe vers l'eau de mer et en grande majorité au travers d'une zone d'intrusion (ou de transition) marine (Prieto, 2005 ; Burnett *et al.*, 2006).

Selon le glossaire Eaufrance, l'intrusion saline correspond à un « phénomène au cours duquel une masse d'eau salée pénètre à l'intérieur d'une masse d'eau douce qu'il s'agisse d'eaux de surface ou d'eaux souterraines » (source : d'après Ifremer).

Ce phénomène est induit par la différence de densité entre une eau douce et une eau salée. En effet, l'eau douce, d'une densité moindre que celle de l'eau salée « flotte » ou repose au-dessus de l'eau marine souterraine, salée, qui a ainsi tendance à pénétrer vers les terres sous l'action

de ce gradient de densité (Dorfliger *et al.*, 2011). L'intrusion saline présente donc la forme d'un biseau plongeant vers l'intérieur des terres, d'où son appellation commune de « biseau salé ».

Ce contact entre eau douce et eau salée ne constitue pas une interface nette, du fait de la miscibilité de ces fluides de densités différentes mais plutôt une zone de transition (cf. Illustration 14) dont l'épaisseur est fonction des caractéristiques géologique et hydrodynamique de l'aquifère côtier (Cooper *et al.*, 1964 ; Custodio, 1985) ou de facteurs extérieurs qui modifient l'équilibre entre la charge d'eau douce et la charge d'eau de mer. A l'intérieur de cette zone de transition se met en place un gradient de salinité.

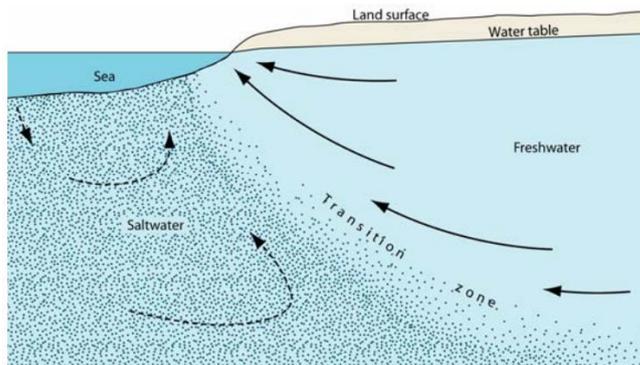


Illustration 14 - Vue en coupe d'une zone de transition eau douce/eau de mer et de l'organisation des écoulements dans un aquifère côtier homogène (d'après Cooper *et al.*, 1964 ; dans Barlow, 2003)

1.3.2. Typologie des interactions avec les eaux souterraines

Les forces motrices des écoulements de la nappe vers l'eau de mer sont les suivantes (cf. Illustration 15) :

- La **convection** (c), est un phénomène de re-circulation faisant circuler l'eau salée dans la zone d'intrusion saline qui sépare l'eau douce de l'eau salée;
- La **différence de charge hydraulique entre la mer et la nappe** (h), permet les écoulements allant de la nappe vers la mer;
- L'**effet de pompage tidal** « tidal pumping » produit par l'asymétrie de la propagation de la marée et qui génère un bouchon vaseux (essentiellement en contexte estuarien) pouvant avoir un impact sur l'écoulement de l'eau (t). Cette force permet des échanges dans les deux sens (ESO \leftrightarrow ESU);
- La **force générée par les vagues** (w), provoque des phénomènes de re-circulation de l'eau de mer dans une zone séparant l'eau salée de l'eau douce qui reste cependant assez superficielle.

Ces quatre forces motrices s'appliquent sur les aquifères libres. Lorsque l'aquifère est captif et se retrouve donc *a fortiori* à des profondeurs plus importantes, la force générée par les vagues devient négligeable. De même, plusieurs zones d'intrusion saline (« brackish water » dans l'illustration 15), peuvent être présentes dans le cas où plusieurs aquifères, libres ou captifs, sont séparés verticalement par des horizons imperméables. Ces derniers jouent d'ailleurs un rôle important et peuvent déterminer la profondeur de l'interface, sa distance par rapport à la côte et l'épaisseur de la zone de mélange (Back, 1986).

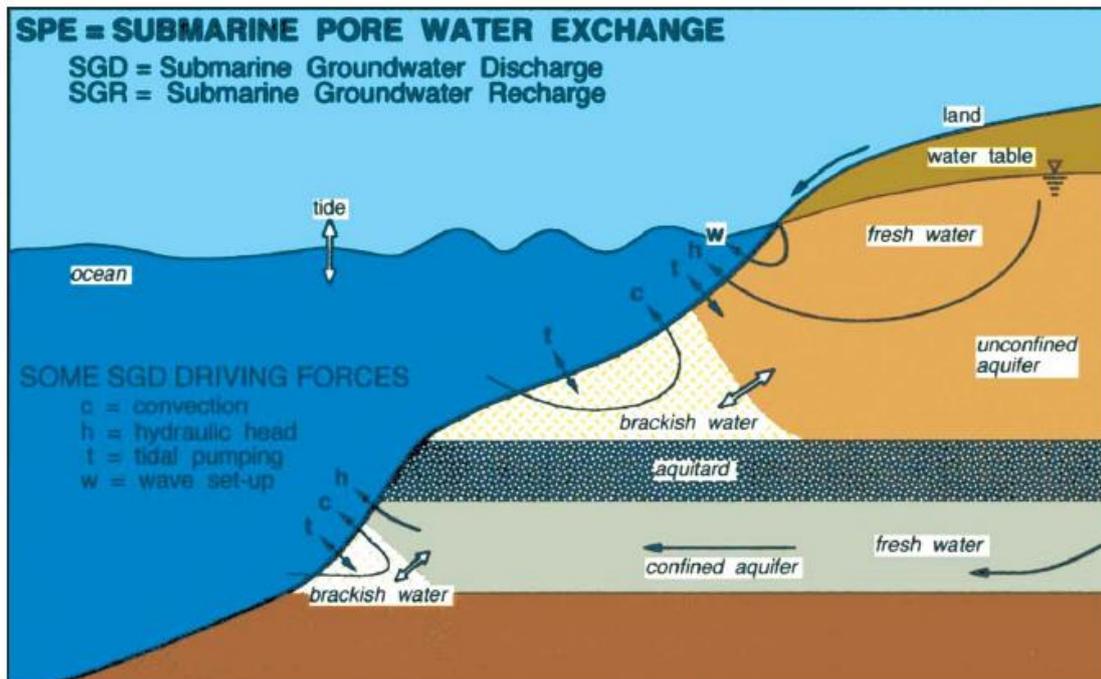


Illustration 15 - Ecoulements entre nappe et littoral (Taniguchi et al., 2002 modifié dans LOICZ, 2004)

Généralement, dans les travaux menés pour qualifier voire estimer les échanges nappe / milieu littoral, seules la convection et la différence de charge hydraulique entre la mer et la nappe sont prises en compte. Les deux autres forces motrices des échanges sont généralement non considérées car particulièrement difficiles à appréhender.

Prieto, en 2005, définit ainsi plusieurs paramètres entrants à considérer pour toute simulation des interactions ESO/ESU en zone littorale avec comme objectif la quantification des résurgences sous-marines d'eau souterraine (cf. Illustration 16, « SGD ») et des eaux marines s'infiltrant dans les sédiments (« SWI »). Le terme SGD correspond d'ailleurs à un mélange composé (i) des eaux souterraines s'exfiltrant en zone littorale à travers les sédiments mais également (ii) des eaux marines infiltrées en mer et recirculant par convection dans la zone d'intrusion saline (cf. Illustration 16).

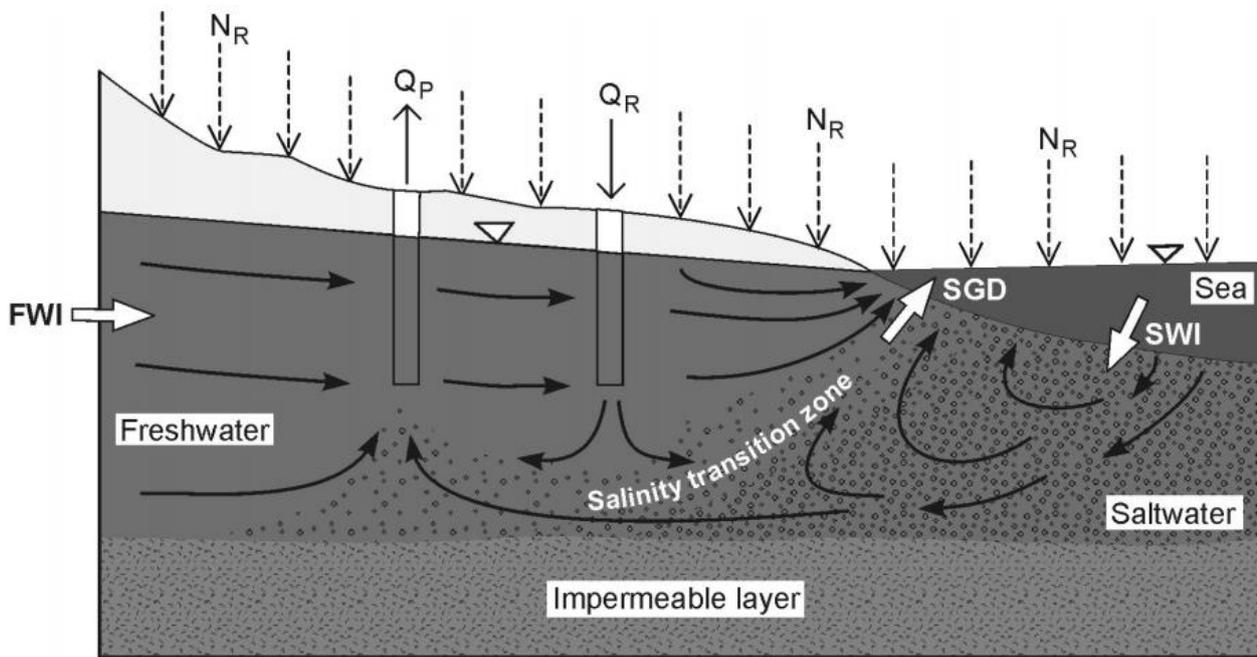


Illustration 16 - Coupe schématique représentant les écoulements souterrains et d'eau de mer et la zone de transition saline pour un aquifère côtier sujet aux pompages et à la recharge artificielle, avec NR :recharge naturelle, QP : pompage, QR : recharge artificielle, FWI :écoulement souterrain terrestre, SGD :résurgence sous-marine d'eau souterraine et SWI :infiltration d'eau de mer dans la zone de transition saline (Prieto, 2005)

La forme et la position de cette zone d'intrusion saline dépend de nombreux facteurs. Cependant, les solutions analytiques et simulations numériques en régime permanent montrent une zone généralement stable car un équilibre dynamique se crée entre les écoulements d'eau douce d'origine souterraine provenant des terres et les entrées d'eau marine.

Cet équilibre peut être modifié que ce soit en conditions naturelles (baisse de recharge, montée du niveau du niveau sous un contexte de changement climatique) ou sous influence anthropique (pompage). Ainsi, les pompages en milieu côtiers peuvent faire évoluer l'intrusion saline (déplacement de l'interface eau douce/eau salée). L'eau salée va ainsi dégrader la ressource en eau. A noter que la décontamination d'un aquifère devenu salé est une tâche très coûteuse et très longue (la salinisation de l'aquifère étant beaucoup plus rapide), si bien que cette contamination est généralement considérée comme irréversible (Custodio, 2002).

Pour le cas particulier des aquifères côtiers karstiques, les interactions avec les eaux salées marines peuvent être très complexes, en fonction des structures spécifiques et locales du karst. Du fait des densités différentes de l'eau douce et de l'eau salée, l'écoulement d'eau douce à des vitesses élevées peut parfois provoquer une entrée d'eau salée dans l'aquifère (Daum et al., 1996). L'eau de mer peut s'engouffrer partiellement ou totalement dans certaines cavités karstiques. Dans ce contexte, on ne peut plus parler de biseau salé, tout au plus d'intrusion ou d'influence marine.

Nota Bene : Bien qu'abordées dans ce chapitre général, les conséquences de l'intrusion saline dans le réservoir souterrain ne seront pas détaillées dans l'état de l'art proposé dans le chapitre 3 sur les méthodes de caractérisation des échanges ESO/ESU de type nappe/milieu littoral. Seuls les paramètres utiles pour caractériser de manière générale les échanges de flux ESO/ESU seront discutés.

2. Etat de l'art sur les méthodes de caractérisation et de quantification des échanges nappe/zones humides

Le fonctionnement et la dynamique des zones humides vont dépendre de l'origine des eaux. Les échanges avec les eaux souterraines sont une composante du bilan hydrologique qu'il est essentiel de prendre en compte. L'identification et la quantification des échanges ESO/ESU dans ce type de milieu sont nécessaires. Reconnus comme très difficiles à estimer, ils peuvent être relativement faibles par rapport aux autres flux du bilan hydrologique (Kadlec, 1983 ; LaBaugh, 1986) et ont conduit par le passé à les ignorer, les estimer comme le terme résiduel du bilan hydrologique ou encore les déterminer par la loi de Darcy à partir de jeux de données relativement réduits (Choi et Harvey, 2000).

Cependant même de faible importance, un flux d'eau souterraine peut être primordial pour la végétation de la zone humide (Skalbeck *et al.*, 2009) ou pour les processus biogéochimiques, les équilibres redox et la chimie des eaux souterraines (Howes, 1996 *in* Choi et Harvey, 2000). Différentes méthodes ont été mises en œuvre pour localiser les zones d'échanges, déterminer les directions des écoulements et quantifier les flux d'eau souterraine entrant et/ou sortant des zones humides.

L'objectif de ce chapitre est donc de faire un état de l'art des travaux et méthodes d'identification et de caractérisation des échanges ESO/ESU dans les contextes de zones humides (localisation, sens des écoulements, quantification des flux...). Les méthodes décrites sont regroupées en fonction des grands domaines scientifiques auxquelles elles se rattachent.. En fin de chapitre un tableau synthétique permet une lecture des objectifs, des principes, des résultats, des échelles et des limites de chaque type d'approche/méthode présenté.

2.1. APPROCHES HYDROLOGIQUES

2.1.1. Mesure des niveaux d'eau

Une approche très simple, peu coûteuse et rapide à mettre en œuvre est la **mesure des niveaux d'eau** : niveaux d'eau de surface des cours d'eau, mares, marais, étangs ou cours d'eau et niveaux piézométriques de la surface libre en différents points du site. Cette approche implique la présence de surface d'eau libre ce qui n'est pas forcément toujours le cas de toutes les zones humides. Les différences entre niveaux d'eau permettent de déduire la direction des écoulements et de proposer un modèle d'écoulement des eaux dans la zone humide en bordure des plans d'eau libre (Devito *et al.*, 1996). L'usage de règle limnimétrique nivelée permet le suivi ponctuel des eaux de surface. L'utilisation de capteur de pression permet d'avoir un suivi en continu. Ils peuvent être installés dans des tubes directement dans les eaux de surface (marais, étang, lacs, etc.) ou dans des piézomètres pour le suivi de la surface libre. La mesure de la charge hydraulique d'un réseau de piézomètres dans les différents compartiments hydrogéologiques (eau de surface, tourbière, aquifère sous-jacent, etc.) met en évidence les flux horizontaux et verticaux dans la zone humide ainsi que leur variation temporelle. Roulet (1990) cartographie les zones de décharges des eaux souterraine d'une petite zone humide de tête de bassin à partir des seules données piézométriques qu'il dérive pour tracer les lignes d'écoulement des eaux souterraines. Hunt *et al.* (2006) caractérisent les flux d'eau souterraine en mesurant simplement une différence de charge entre la surface libre et le niveau d'eau de la rivière.

Cette approche est simple, efficace, rapide et peu coûteuse. Elle donne la direction des échanges ainsi que les périodes de recharge et de décharge à la localisation des points de mesure. Les flux ne peuvent être quantifiés à partir de ces mesures uniquement mais l'importance des échanges peut être appréciée par la différence de hauteurs entre les 2 mesures à condition que le milieu soit homogène. Dans le bassin versant de Trout Lake dans le Wisconsin (Etats-Unis), l'aquifère principal est constitué de 30 à 50 m de sables et graviers non consolidés. Hunt *et al.* (2006) distinguent trois zones humides associées à des cours d'eau selon les échanges eau de surface – eau souterraine : la première reçoit une forte contribution des eaux souterraines, la seconde, une plus faible contribution des eaux souterraines et la dernière est localisée dans la zone de recharge des eaux souterraines. Hunt *et al.* (2006) qualifient de forte décharge les périodes où la différence de niveau entre eau de surface et eau souterraine excède 4 cm. La durée de ces périodes est calculée puis comparée les unes ou autres pour apprécier l'importance de la décharge des eaux souterraines dans la zone humide. Les flux échangés ne sont pas dimensionnés en tant que telle mais la comparaison est aisée d'un site à l'autre.

Cette approche nécessite, s'ils n'existent pas, l'implantation de piézomètres et leur nivellement. Ensuite pour l'interprétation des résultats, la différence de charge doit être significative. Dans les contextes de zones humides, la morphologie souvent très plane implique des gradients hydrauliques très faibles où l'erreur de mesure (sur la mesure elle-même, sur le nivellement du repère, etc.) peut être du même ordre que la mesure elle-même.

2.1.2. Bilan hydrologique

Les flux d'eau souterraine sont difficiles à quantifier et une des approches indirectes les plus utilisées est le **bilan hydrologique** qui consiste à faire l'inventaire des flux entrant et sortant de l'hydrosystème en l'occurrence la zone humide (Jolly *et al.* 2008). Hunt *et al.* (1996) décrit le bilan hydrologique de zone humide contribuant à la recharge des eaux souterraines (cf. Illustration 17b) et au contraire étant alimentée par les eaux souterraines (cf. Illustration 17a). Une distinction est faite entre la zone racinaire de la zone humide et l'aquifère sous-jacent.

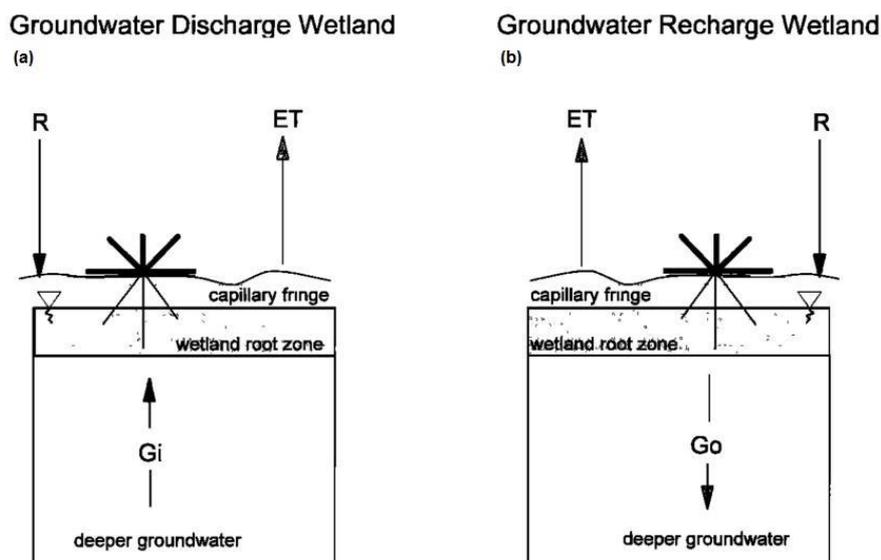
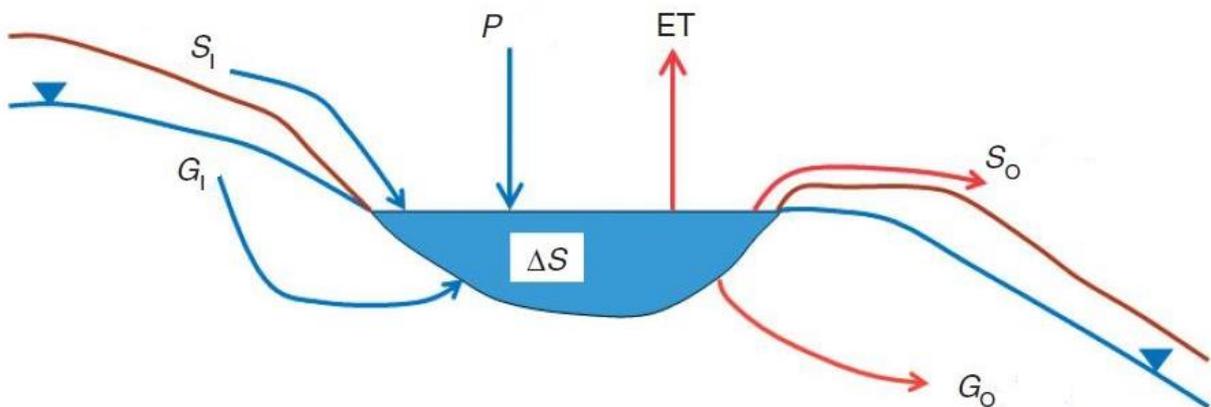


Illustration 17 - Description schématique du bilan hydrologique d'une zone humide décrivant l'évapotranspiration ET , l'infiltration d'eau de pluie R , le flux d'eau souterraine entrant G_i et sortant G_o (Hunt *et al.*, 1996)

Cette méthode est intéressante parce qu'elle est simple et qu'elle repose sur des variables environnementales mesurables telle que la pluie, l'évaporation, l'évapotranspiration ou encore le niveau d'eau du marais ou de la zone humide (Trigg *et al.*, 2014). L'évapotranspiration peut toutefois être une composante très complexe à mesurer. La variation de stockage de l'hydrosystème ΔS , en l'occurrence la zone humide, correspond alors à la différence entre la somme des flux entrant – précipitation P , flux entrant d'eau de surface S_i , flux entrant d'eau souterraine G_i – et la somme des flux sortant – évapotranspiration ET , flux sortant d'eau de surface S_o , flux sortant d'eau souterraine G_o (cf. Illustration 18). Le flux d'eau souterraine G_o difficile à mesurer sur le terrain peut alors être déduit de la mesure de toutes les autres composantes du bilan hydrologique.

ε est l'erreur calculée à partir de la déviation standard des mesures ainsi que l'erreur connue des instruments de mesure propagée à travers les différentes composantes du bilan hydrologique et sommée sur le bilan final (Barry et Morris, 1991).



$$\Delta S = \sum \text{flux entrant} - \sum \text{flux sortant} \pm \varepsilon$$

$$\Delta S = P + S_i + G_i - ET - S_o - G_o \pm \varepsilon$$

$$G_i - G_o = P + S_i - ET - S_o - \Delta S \pm \varepsilon$$

Illustration 18 - Schéma et équation du bilan hydrologique d'une zone humide (Jolly *et al.* 2008)

Chaque composante du bilan hydrologique peut être estimée à partir de la littérature ou mesurée sur le terrain ou en laboratoire. Diverses méthodes existent pour les quantifier :

- Les précipitations (P) peuvent être mesurées directement sur le terrain à partir de pluviomètre (Owen, 1995) ou estimées à partir de données de précipitations des stations météorologiques les plus proches (Auterives *et al.*, 2011).
- L'évapotranspiration peut être calculée par mesure de l'eddy covariance du flux de chaleur latente (Fraser *et al.*, 2001), par bilan hydrique basé sur l'hydrogramme de la surface libre proposée par Meyboom (1967) qui consiste à évaluer l'évapotranspiration à partir des diminutions diurnes de la surface libre (Meyboom, 1967 ; Freeze et Cherry, 1979). Baird *et al.* (2005) proposent même de découpler évaporation et transpiration en fonction de l'assemblage des associations de plantes présentes, de leur vigueur et de leur densité.
- Les débits ou niveaux des eaux de surface peuvent être mesurés sur site ou estimés à partir de modèle pluie-débit (Owen, 1995). Les forages et piézomètres offrent un regard sur les eaux souterraines et permettent un suivi de la surface libre.

Dans une tourbière minérotrophe principalement contrôlée par les eaux de surface, Gilvear *et al.* (1997) cherchent à quantifier le flux d'eau souterraine quittant la tourbière et rejoignant le réseau de fossés drainants à partir du bilan hydrologique. Ces flux diffus dans l'espace sont difficiles à mesurer, cette approche permet un dimensionnement à l'échelle du site sans avoir à multiplier les mesures ponctuelles le long des différents fossés drainant. La part des eaux souterraines de la tourbière drainée par les fossés drainant est calculée comme le résidu de l'équation du bilan hydrologique à partir des mesures de précipitation, d'évapotranspiration, de flux d'eau souterraine entrant et des variations de stockage.

L'avantage d'une telle approche est qu'elle est simple dans son concept. Elle nécessite l'acquisition de données de terrain mais qui ne sont pas forcément coûteuses. L'évaporation et/ou l'évapotranspiration peuvent être estimées à partir des mesures de température, de paramètres climatiques et des formules bien connues comme l'équation de Penman-Monteith.

Limites :

L'approche par bilan hydrologique témoigne de meilleurs résultats dans le cas de petites zones humides (Bradley, 1996). Cependant, La variabilité spatiale des flux d'eau souterraine sur des zones humides de grande extension accroît les incertitudes et limitent l'efficacité de cette approche.

De plus, le bilan hydrologique reste au stade de bilan global de la zone considérée. Il ne permet de quantifier que le flux net échangé ($G_i - G_o$) entre la zone humide et les eaux souterraines mais pas de différencier les flux d'eau souterraine entrant des flux d'eau souterraine sortant de la zone humide sur la période considérée (Choi et Harvey, 2000).

Un autre inconvénient majeur est que l'erreur sur l'estimation des flux d'eau souterraine peut être très importante voire supérieure au flux lui-même. Il cumule les incertitudes de chacune des composantes hydrologiques du bilan (Barry et Morris, 1991). Par exemple, l'évapotranspiration est généralement approchée à partir de différentes formules, avec toutes les incertitudes associées. En dépit d'un monitoring intensif, des erreurs significatives ont lieu dans le bilan hydrologique et l'estimation de la composante eau souterraine peut donc varier significativement d'une méthode à l'autre.

2.1.3. Loi de Darcy

Une approche simple et directe consiste à appliquer la loi de Darcy pour quantifier les flux d'eau souterraine échangés avec une zone humide (Sophocleous, 2002). Le flux sortant d'eau souterraine q (m/s) peut être écrit en fonction de la conductivité hydraulique K (m/s), du gradient de charge hydraulique I (m/m) tel que :

$$q = -KI$$

L'estimation de K et I permet alors une estimation du flux q . Le gradient hydraulique I se mesure facilement à partir de la différence de charge hydraulique entre les eaux de surface et souterraines. Toute la difficulté de cette approche réside dans la mesure de la conductivité hydraulique K dans des milieux peu perméables et compressibles comme la tourbe. K peut être mesurée par choc hydraulique ou slug test directement sur le terrain (Hvorslev, 1951 ; Hayashi *et al.*, 1998a ; Kizuka *et al.*, 2011). Cette méthode consiste à suivre l'évolution de la charge hydraulique dans un puits ou un forage après une variation brusque de la charge initiale. Le suivi du retour à l'équilibre permet d'évaluer la perméabilité du milieu. Cette méthode nécessite la présence d'une nappe peu profonde. En l'absence de nappe superficielle, il est possible de

déterminer la conductivité hydraulique du sol à saturation par d'autres méthodes de mesure *in situ*. L'essai de Porchet consiste à creuser un orifice de dimension connue, à le remplir d'eau et à mesurer la vitesse à laquelle le niveau d'eau descend pour calculer la valeur du coefficient de perméabilité. Les résultats obtenus ne sont pas exacts en valeur absolue surtout dans les contextes peu perméables et encore moins tourbeux où la compressibilité va jouer mais donnent les ordres de grandeur de la conductivité hydraulique des sols. L'infiltromètre à double anneau consiste à mesurer le coefficient de perméabilité à saturation du sol au moyen de deux anneaux concentriques enfoncés dans le sol de quelques centimètres et remplis d'eau. Le suivi de l'évolution du niveau d'eau en fonction du temps dans l'anneau interne permet de connaître la vitesse d'infiltration de l'eau dans le sol.

Les zones humides peuvent se développer sur différents types de substrats (craie, socle, etc.) avec différents types de remplissage (alluvial, sableux, tourbeux, etc.). Le matériau tourbeux, élastique et compressible, peuvent remettre en cause l'application des méthodes classiques d'estimation des paramètres hydrodynamiques et l'application de la loi de Darcy et a donc fait l'objet de nombreux travaux de recherche. Raison pour laquelle la tourbe fait l'objet de paragraphes spécifiques ci-après.

Plusieurs études mettent en évidence que les mesures de terrain permettent une meilleure estimation de la conductivité hydraulique que les mesures en laboratoire (Rycroft *et al.*, 1975a ; Dasberg et Neuman, 1977 ; Baird et Gaffney, 1994 ; Baird, 1997) puisqu'il est difficile d'une part de prélever un échantillon représentatif de la tourbe qui est un milieu extrêmement hétérogène et d'autre part de prélever un échantillon sans endommager la structure de la tourbe qui est un sédiment très meuble (Hanrahan, 1954 ; Bromley *et al.*, 2004). Le milieu tourbeux est anisotrope et les slug-tests sont utilisés pour mesurer la conductivité hydraulique horizontale K_h ce qui conduit généralement à calculer la conductivité hydraulique verticale K_v à partir de formule empirique telle que $K_m = \sqrt{(K_h \cdot K_v)}$ où K_m représente la conductivité hydraulique moyenne (Beckwith *et al.*, 2003 ; SurrIDGE et al 2005, Fraser *et al.*, 2001). K_h est généralement supérieure à K_v . Beckwith *et al.* (2003) mesurent les conductivités hydrauliques verticales et horizontales sur près de 400 échantillons de tourbe et aboutissent à la valeur moyenne $\log_{10} \left(\frac{K_h}{K_v} \right) = 0,55$.

La tourbe est un matériau très hétérogène couvrant une large de gamme de valeur de conductivité hydraulique entre $6 \cdot 10^{-10}$ et $1.6 \cdot 10^{-2}$ m/s (Rycroft *et al.*, 1975a ; Lewis *et al.*, 2012). Ces valeurs vont dépendre de la composition botanique de la tourbe (Ingram, 1983), de son degré d'humification (Boelter, 1965, 1969 ; Rycroft *et al.*, 1975a), de la masse volumique (Ingram, 1983), du type de tourbe, de sa structure (Bradley, 2002 ; Clymo, 2004) et de sa porosité (Hanrahan, 1954 ; Vidal-Beaudet et Charpentier, 2000). La conductivité hydraulique a tendance à décroître avec le degré d'humification qui est généralement corrélé avec la profondeur (Boelter, 1965, 1969 ; Rycroft *et al.*, 1975a ; Gafni et Brooks, 1990 ; Armstrong, 1996 ; Clymo, 2004 ; Rizzuti *et al.*, 2004). Cependant cette relation n'est pas toujours simple et évidente. Parfois la conductivité hydraulique est stratifiée horizontalement avec un niveau supérieur aéré relativement perméable, l'*acrotelm* où la végétation est peu décomposée et l'eau y circule rapidement et un niveau plus profond, en conditions anaérobies, saturé en permanence et où la conductivité hydraulique est plus faible, le *catotelm*.

A la difficulté d'avoir un échantillon représentatif du milieu et une bonne représentativité spatiale de la conductivité hydraulique, s'ajoute la question de la validité de la loi de Darcy remise en cause par les propriétés de compressibilité de la tourbe (Ingram *et al.* 1974 ; Rycroft *et al.*, 1975b ; Hemond et Goldman, 1985 ; Baird et Gaffney, 1994). La tourbe peut venir colmater les crépines des piézomètres et conduire à une estimation inexacte de la conductivité hydraulique (Van der Schaaf, 2004). Pour s'assurer de la validité de la mesure de la conductivité

hydraulique dans un telle milieu, il est nécessaire de vérifier que le rapport entre la longueur et le rayon de la zone crépinée du piézomètre est supérieur à 8 et que la charge hydraulique normalisée montre une décroissance exponentielle au cours du temps. Plusieurs auteurs s'accordent à dire que pour une estimation générale de la conductivité hydraulique, la méthode du slug-test (Hvorslev, 1951) reste un outil approprié et que la loi de Darcy reste valide bien que la tourbe soit un matériau hétérogène et compressible (Dai et Sparling, 1973 ; Rycroft *et al.*, 1975 ; Hemond et Goldman, 1975 ; Chason et Siegel, 1986 ; Baird et Gaffney, 1994 ; Beckwith *et al.*, 2003 ; SurrIDGE *et al.*, 2005). L'incertitude faite sur l'estimation du flux d'eau souterraine va dépendre de l'incertitude de la mesure de K mais également de l'incertitude sur le gradient hydraulique qui sera d'autant plus grande que le gradient hydraulique sera faible, ce qui est généralement le cas dans ces hydrosystèmes aux géomorphologies très planes.

L'application de la loi de Darcy en contexte humide est courante. La difficulté concerne le matériau tourbeux aux propriétés élastiques et compressibles. Certains auteurs utilisent également l'équation de Dupuit-Forchheimer pour calculer les flux d'eau souterraine (Freeze et Cherry, 1979) qui est une approximation de la loi de Darcy où les flux horizontaux sont considérés comme négligeable et la pente de la surface libre égale au gradient hydraulique. Ferone et Devito (2004) et Kizuka *et al.* (2011) évaluent à partir de cette équation les échanges entre une tourbière et un étang des plaines boréales canadiennes et des plaines alluviales japonaises respectivement.

L'avantage de cette approche est qu'elle est simple. La mesure de la conductivité hydraulique par slug-test est facile à mettre en place sur le terrain. La loi de Darcy pour des estimations générale de K reste valide en milieu tourbeux. L'inconvénient est l'incertitude des résultats obtenus dépendant de l'incertitude de mesure de la conductivité hydraulique dans la tourbe sans compter la grande variabilité spatiale de ce paramètre. Pour avoir une bonne représentativité spatiale de la conductivité hydraulique à l'échelle du site, il est alors nécessaire d'avoir plusieurs mesures en différents points du site et à différentes profondeurs (Lewis *et al.*, 2012).

2.1.4. Test d'interaction entre aquifère et zone humide

Wise *et al.* (2000) présente une méthode originale d'évaluation de la connectivité entre une zone humide isolée et un aquifère sous-jacent. WAIT ou *Wetland-Aquifer Interaction Test* a pour objectif de quantifier le degré d'interaction d'une zone humide avec l'aquifère sous-jacent. L'idée de base est d'abaisser significativement le niveau d'eau dans la zone humide sous la charge hydraulique de l'aquifère sous-jacent et d'observer la phase de retour à l'équilibre de la surface libre. L'idéal est de mener cette expérience en dehors de période de précipitation pour que l'évapotranspiration soit la seule composante du bilan qui ne soit pas isolée. Dans tous les cas, le signal de l'évapotranspiration et des précipitations doit être moindre par rapport au taux induit de retour à l'équilibre. Le pompage réalisé dans la zone humide conduit à abaisser le niveau de la surface libre de près de 30 cm sur une période de 9 h. Il a fallu près de 2 semaines pour que le niveau d'eau dans la zone humide revienne à son état d'équilibre. Les pluies, faibles sur la période de l'expérimentation (< 5 cm), conduisent à interpréter la remontée du niveau d'eau dans la zone humide par un flux ascendant vertical d'eau souterraine provenant de l'aquifère sous-jacent. A partir de la loi de Darcy, ils évaluent une résistance hydraulique R_p (jours) qui dépend de l'épaisseur de la tourbe et de sa conductivité hydraulique. Cette résistance hydraulique pour être interprétée comme le temps requis pour 1 unité de 1 m^3 d'eau pour traverser une surface horizontale d' 1 m^2 sous une différence de charge d' 1 m .

Cette technique requière une zone humide relativement petite pour que l'abaissement nécessaire du niveau d'eau dans la zone humide sous celui de l'aquifère sous-jacent requière

une période de temps raisonnable. Il est important que les précipitations soient négligeables pendant la durée du pompage et la période de recouvrement. Il est possible de mesurer évapotranspiration et précipitation mais pas sans source d'erreur. Cette technique n'est pas applicable partout (nécessité d'une surface en eau libre au sein de la zone humide), plus particulièrement dans les zones humides perchées et requière des conditions hydrologiques favorables (Wise *et al.*, 2000). Cette expérimentation modifie significativement les conditions hydrologiques du milieu et peut avoir un impact sur celui-ci ce qui limiter la possibilité de mise en place dans le cas d'écosystèmes protégés où il est interdit de venir perturber le milieu.

2.1.5. Variation de stock d'eau dans les sédiments

Nuttle et Harvey (1995) estiment le flux de décharge des eaux souterraines (q_v) à partir de la variation de stock d'eau dans les sédiments. Leur approche repose sur le changement de charge hydraulique dans un volume discret de sédiments relié à une variation du volume d'eau qu'il contient. Ils mesurent la charge hydraulique toutes les 10 minutes sur une période de 11 jours. Les mesures ont eu lieu à 10 et 20 cm sous la surface et sont moyennées pour représenter une charge hydraulique moyenne des 30 premiers centimètres de sédiments. Ils établissent le bilan hydrologique d'un volume de sédiment (cf. Illustration 19) :

$$V.S_y \frac{dh}{dt} = \oint_V -(q_s + q_v + q_h) ds$$

V est le volume de sédiments sur lequel est mesuré la charge hydraulique h (cm^3), S_y est le coefficient d'emmagasinement spécifique des sédiments (cm^{-1}), q_s est le flux d'eau à travers la surface de sédiment (cm.s^{-1}) qui correspond à la différence entre évapotranspiration E et infiltration I , q_v est le flux vertical d'eau souterraine échangé avec l'aquifère (cm.s^{-1}), q_h est le flux horizontal d'eau souterraine à travers le volume de sédiment (cm.s^{-1}) et ds est le différentiel des surfaces (cm^2).

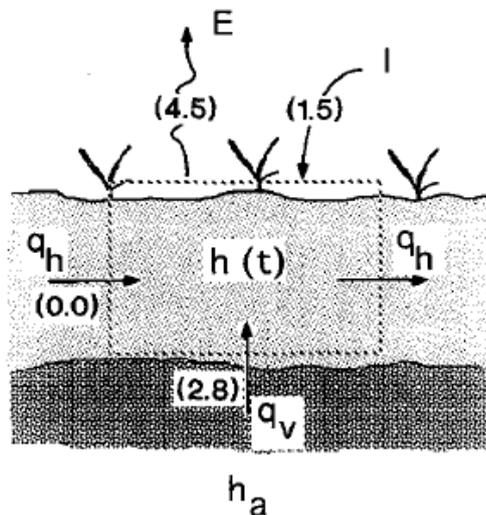


Illustration 19 - Bilan hydrologique du stock d'eau dans un volume de sédiments (Nuttle et Harvey, 1995) : évapotranspiration E , infiltration I , flux horizontaux q_h et verticaux q_v . Les valeurs (en mm.jour^{-1}) sont des moyennes calculées sur une période de 11 jours

Ils argumentent que cette approche est plus exacte que l'estimation du flux à partir du produit du gradient hydraulique et de la conductivité hydraulique dont l'erreur d'estimation peut être

important compte tenu des incertitudes inhérentes à la mesure de la conductivité hydraulique et de l'incertitude sur la validité de la loi de Darcy dans le milieu tourbeux.

Cette approche est assez simple, les mesures hydrologiques de terrain sont courantes mais pas exempt d'incertitude qui se retrouvent alors dans l'évaluation du flux d'eau souterraine. L'incertitude sur le flux estimé cumule les incertitudes des autres composantes. Cette mesure est ponctuelle et pour avoir une bonne représentativité spatiale peut nécessiter une multiplication des dispositifs de terrain. La limite serait que cette multiplication engendre des perturbations du milieu pouvant induire des biais dans les mesures réalisées.

2.1.6. « Compteurs d'exfiltration » ou « filtromètres »

Les « compteurs d'exfiltration » ou « filtromètres » (*seepage meter* en anglais) sont des instruments qui permettent de mesurer *in situ* le flux d'eau souterraine transitant au travers de l'interface eau-sédiment vers les eaux de surface dont les zones humides (Libelo, et MacIntyre, 1994 ; Martinez, 2010). Ils sont également largement utilisés dans les lacs, les cours d'eau et les estuaires (cf. chapitres 0 et 4).

Le principe de base est de délimiter et d'isoler une partie de l'interface eau-sédiment avec un cylindre ouvert à sa base (cf. Illustration 20). Au sommet de ce cylindre, un sac plastique collecteur vient fermer l'appareil. Le changement de volume d'eau dans le sac collecteur sur une période donnée va être utilisé pour déterminer la direction et l'importance du flux ESO/ESU. Un gain de volume indique un flux entrant d'eau souterraine vers les eaux de surface. Une perte de volume indique un flux sortant et une direction opposée des flux où les eaux circulent de la surface vers l'aquifère sous-jacent.

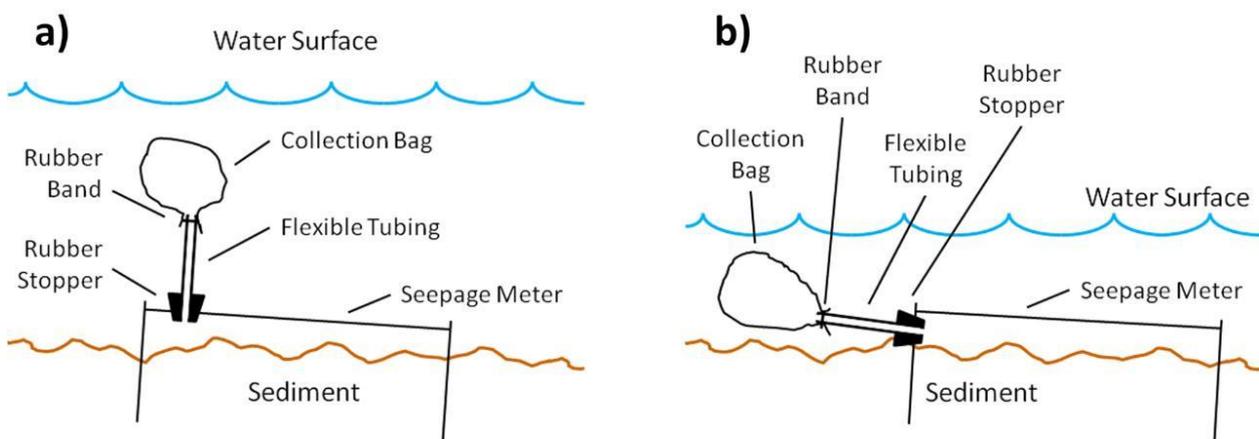


Illustration 20 - Coupe schématique d'infiltromètre (a) installation classique et b) installation dans des eaux peu profondes (Martinez, 2010)

Ces appareils sont peu coûteux, ils peuvent être achetés ou construits sur mesure pour des applications spécifiques. Lorsqu'ils sont utilisés conjointement avec des mesures de charges hydrauliques dans des mini-piezomètres (Lee et Cherry, 1978 ; Hinsby *et al.*, 1992 ; Boulton, 1993 ; Rosenberry *et al.*, 2008), la conductivité hydraulique à la base des sédiments peut alors être estimée.

L'avantage de cette approche est de permettre de connaître la direction des flux et l'importance des flux sans avoir à mesurer la conductivité hydraulique des sédiments. Ils sont particulièrement pertinents dans des contextes de zones humides, de plans d'eau ou de cours d'eau avec des écoulements assez lents. Ils permettent d'appréhender la variabilité spatiale des échanges ESO/ESU, mais pour cela ils demandent de nombreuses mesures. Pour avoir une bonne connaissance de ces flux qui peuvent être très variables dans le temps et dans l'espace il est recommandé de multiplier les mesures à différentes positions de l'hydrosystème et dans différentes conditions hydrologiques et périodes de l'année pour avoir une bonne représentativité (Martinez, 2010).

Plusieurs variantes de ces appareils ont été développées et sont présentées dans les chapitres 3.1.1 et 4.1.1.

Limites :

Bien que ces appareils soient une méthode simple et rapide pour obtenir des informations sur l'ordre de grandeur et sur la direction de l'écoulement à l'interface, les résultats obtenus sont souvent fortement variables. L'essentiel de cette variation est due par un effet produit par l'écoulement de l'eau de surface sur le dispositif lui-même qui modifie la charge hydraulique à l'intérieur et provoque une augmentation du flux filtrant. Le mouvement de l'eau (vague, courant, écoulement du cours d'eau) réduit la charge hydraulique dans le dispositif de mesure et conduit à une surestimation du gradient hydraulique. L'erreur sur les flux mesurés peut être significative. Le fait de recouvrir le compteur d'exfiltration par une enveloppe pour l'isoler de l'écoulement des eaux de surface réduit de façon significative ou même élimine cette source d'erreur (Libelo et MacIntyre, 1994).

2.2. CHIMIE ET ISOTOPE

Les approches hydrologiques sont utilisées pour quantifier les flux d'eau souterraine mais se révèlent souvent ne pas être suffisamment exactes (Hunt *et al.*, 1996). L'incertitude des différentes composantes du bilan hydrique (précipitation, évapotranspiration, flux entrant d'eau de surface, flux sortant d'eau de surface) peuvent être importantes, même dans le cas de site très bien instrumenté (LaBaugh *et al.*, 1997). Les approches hydrologiques s'arrêtent souvent à évaluer un bilan résiduel ($G_i - G_o$) sans distinction entre flux entrant et flux sortant d'eau souterraine (Choi et Harvey, 2000). Les approches chimiques et isotopiques viennent alors compléter ces approches pour mieux préciser l'origine des eaux et quantifier les flux échangés entre eau de surface (lac, étang, zone humide) et l'aquifère sous-jacent (Drexler *et al.*, 1999).

Pour cette raison, le bilan chimique est utilisé comme un autre moyen d'estimation des flux échangés entre hydrosystème de surface et eau souterraine, en l'occurrence l'aquifère sous-jacent.

Deux types d'approches sont classiquement utilisés : le bilan de masse et les diagrammes de mélange. Ces approches reposent toutes les deux sur l'utilisation de traceurs.

2.2.1. Bilan de masse

Le **bilan de masse** d'un traceur permet de mieux contraindre les interactions entre zone humide et eau souterraine à partir de deux équations, le bilan hydrologique et le bilan de masse du traceur, plutôt que la seule équation du bilan hydrologique (Hunt *et al.*, 1996).

Le bilan de masse d'un traceur est alors établi sur le bilan hydrologique. A titre d'exemple, le bilan hydrologique du lac Williams dans le Wisconsin (LaBaugh *et al.*, 1997) est écrit tel que :

$$\Delta V = P + S_i - E - S_o$$

La variation de stock du lac ΔV est égale à la somme des flux entrant (précipitation P et flux d'eau souterraine entrant S_i) moins la somme des flux sortant (évapotranspiration E , flux d'eau souterraine sortant S_o): Les flux d'eau de surface sont négligés dans ce système. Le bilan de masse du traceur équivaut alors à :

$$\Delta(VC_L) = P(C_P) + S_i(C_{S_i}) - S_o(C_{S_o}) - E(C_E) + R$$

C réfère à la concentration des différents compartiments hydrologiques. R réfère aux réactions chimiques à l'intérieur de la zone humide (ou du lac). Dans le cas d'éléments conservatifs, R égale zéro. C_E réfère à la concentration du traceur dans les pertes par évapotranspiration considérée comme négligeable. Cette approche peut être appliquée de la même manière dans le cas des mares, étangs ou petits lacs de zones humides ou adaptées dans les contextes où la surface libre ne dépasse pas la surface du sol. La difficulté d'une telle approche va dépendre de la complexité du bilan hydrologique, des contrastes (d'un point de vue chimique) entre les différents compartiments hydrologiques et de la difficulté à les échantillonner.

2.2.2. Diagramme de mélange

Le **diagramme de mélange** est une méthode intéressante, simple dans son concept et qui ne perturbe pas le milieu naturel mais dont l'une des conditions d'application est d'identifier des pôles de mélange peu nombreux et clairement identifiables (Chen *et al.*, 2004 ; Ochoa-Salazar, 2008). Ochoa-Salazar (2008) décrit cette méthode à partir de deux schémas distincts à partir de 2 pôles de mélange (cf. Illustration 21) et 3 pôles de mélange (cf. Illustration 22). Cette méthode graphique consiste à représenter les concentrations des différents éléments en fonction des concentrations de traceurs conservatifs et d'identifier les différents pôles de mélange et les possibles mélanges entre ces pôles.

La zone humide est une zone de rencontre entre deux masses d'eau d'origine différente : l'eau souterraine de la nappe et l'eau de surface de la rivière. Les éléments dits conservatifs ne sont affectés que par le processus de mélange alors que les autres verront leur concentration modifiée sous l'effet de nombreux processus biogéochimiques.

Le succès de ce type d'approche va dépendre de la complexité du système et peut conduire à une quantification des apports des différents pôles à condition souvent de disposer de plusieurs traceurs pour mieux contraindre le système et limiter les incertitudes. L'utilisation de traceur dit conservatif implique qu'il ne soit ni transformé chimiquement par des processus tels que précipitation/dissolution ou adsorption/désorption sur les minéraux du sol, ni consommé par la végétation, ni affecté par des processus biologiques. Ce type d'approche ne permet pas directement de caractériser la direction des écoulements mais de quantifier la contribution de différents compartiments hydrologiques (sources) à la zone humide. Cette méthode plutôt quantitative vient dans un second temps lorsque la direction des écoulements a été préalablement établie ou des hypothèses préalablement formulées demandent à être vérifiées.

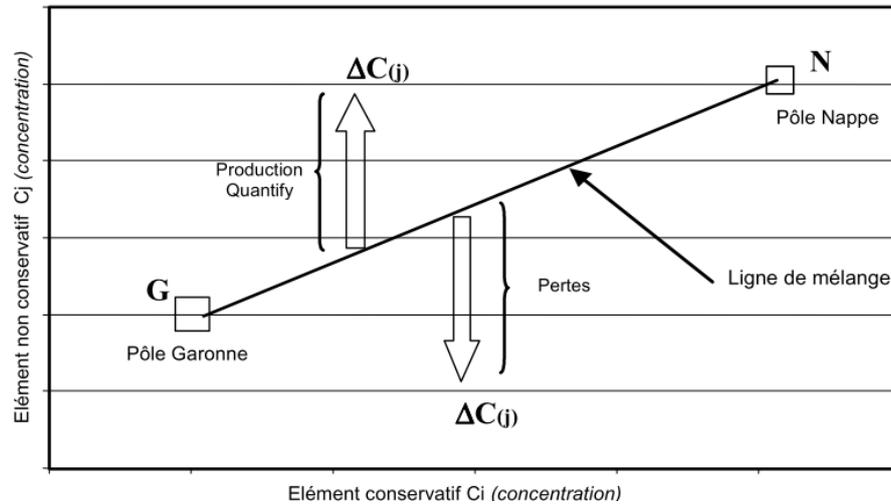


Illustration 21 - Représentation schématique d'un diagramme de mélange (C_i, C_j) (Ocho-Salazar, 2008)

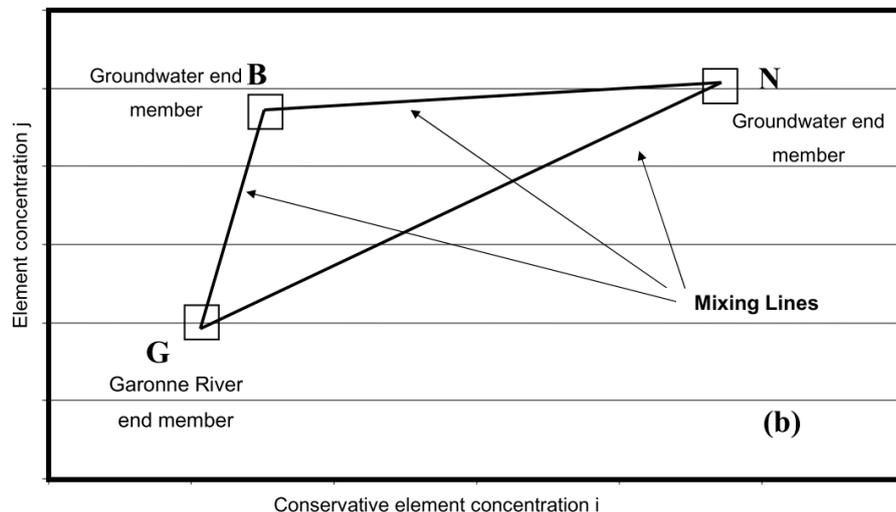


Illustration 22 - Diagramme de mélange à partir de 3 pôles distincts G, B et N, reliés par des lignes droites représentant les mélanges (Ocho-Salazar, 2008)

2.2.3. Traceurs

Classiquement les traceurs utilisés sont les **chlorures** (Choi et Harvey, 2000) et les isotopes stables de l'eau que sont le deutérium ²H et ¹⁸O (Hayashi *et al.*, 1998b ; Hunt *et al.*, 1996). Hayashi *et al.* (1998b) mesurent les concentrations en chlorures des différents compartiments hydrologiques (marais, eaux de surface, eaux souterraine, eau interstitielle) d'une zone humide canadienne. En supposant que le flux des chlorures arrivant dans l'aquifère profond équivaut au flux des chlorures provenant de l'atmosphère, les auteurs estiment alors le flux sortant de la zone humide à partir des mesures de concentrations en chlorures. Leurs estimations se révèlent inférieures à celles reposant sur les mesures hydrologiques (charge et gradient hydraulique). Ils expliquent cette différence par le fait que les estimations reposant sur les mesures hydrologiques ne prennent pas en compte qu'une partie est reprise par évapotranspiration. Choi et Harvey (2000) combinent le bilan hydrologique d'une large zone humide des Everglades, au sud de la Floride (Etats-Unis) avec le bilan de masse en chlorures

pour estimer la variabilité temporelle des flux de recharge et décharge des eaux souterraines pas suffisamment contraint par le bilan hydrologique seul.

Les **isotopes de l'eau, ^2H et ^{18}O** , sont des traceurs conservatifs idéaux pour tracer l'origine de l'eau parce qu'ils sont une part de la molécule d'eau elle-même (Hunt *et al.*, 1998). Les isotopes stables sont conservatifs dans les aquifères à faible température et fractionnent sous l'effet de l'évapotranspiration et de l'évaporation. La fraction évaporée est plus riche en ^1H et ^{16}O plus légers et la fraction liquide résiduelle s'enrichit en ^2H et ^{18}O . Les rapports isotopiques $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $^2\text{H}/^1\text{H}$ laissent leur empreinte sur les différentes sources d'eau. Les rapports isotopiques mesurés à différentes profondeurs dans deux types de zones humides, naturelles et artificielles, permettent de mettre en évidence une contribution spatiale variable entre eau souterraine et précipitation.

D'autres traceurs ont également été utilisés pour discriminer l'origine de l'eau contributive à une zone humide, c'est le cas du calcium (Drexler *et al.*, 1999 ; Ferone et Devito, 2004 ; Kizuka *et al.*, 2011), la conductivité électrique (Trigg *et al.*, 2014) ou encore des isotopes du strontium (Hunt *et al.*, 1998) ou du radon (Cook *et al.*, 2008).

Dans les plaines boréales canadiennes, Ferone et Devito (2004) suppose que **le calcium Ca^{2+}** peut être utilisé pour vérifier le bilan hydrologique d'un complexe humide d'étangs peu profonds et de tourbières. Dans ces régions glaciaires avec des substrats riches en calcium, l'adsorption par la végétation et l'érosion sont considérées comme mineures et permettent d'utiliser le calcium comme traceur conservatif.

Le **strontium ^{87}Sr** est produit par décroissance radioactive du rubidium ^{87}Rb . Les isotopes du strontium ne sont pas significativement fractionnés par l'activité biologique ou les processus abiotiques de basse température. La composition isotopique du strontium ($\delta^{87}\text{Sr}$) est alors entièrement contrôlée par ses processus de mélange entre différents pôles de compositions isotopiques différentes ce qui permet d'utiliser le strontium comme traceur de l'origine des eaux (Hunt *et al.*, 1998).

L'isotope radioactif du **radon ^{222}Ra** a également été utilisé comme traceur environnemental pour quantifier les flux d'eau souterraine d'une zone humide relativement petite et peu profonde (max. 2 m) du sud de l'Australie (Cook *et al.*, 2008). Le ^{222}Ra est un isotope radioactif du radon, produit en surface par décroissance radioactive du ^{226}Ra qui fait partie de la chaîne de décroissance de ^{238}U . Lorsque les eaux souterraines rejoignent les eaux de surface, l'activité du radon décroît par échange avec l'atmosphère et par décroissance radioactive (demi-vie de 3.8 jours). Les différentes composantes du bilan du radon sont (1) le radon diffusé à travers les sédiments sous-jacents entrant, (2) la contribution du radon aux eaux souterraines par advection, (3) les pertes de radon par échange avec l'atmosphère, (4) les pertes de radon par décroissance radioactive et (5) les pertes dues aux flux sortant d'eau souterraine ou de surface. L'activité moyenne du radon mesurée dans les eaux souterraines permet d'évaluer un flux moyen entrant d'eau souterraine à partir du bilan de masse. L'avantage du radon sur les autres traceurs environnementaux est qu'il permet de quantifier les flux d'eau souterraine sans qu'il soit nécessaire de quantifier les autres composantes du bilan hydrologique (Cook *et al.*, 2008).

La **conductivité électrique**, bien que ce paramètre ne soit pas conservatif au sens stricte du terme, a été utilisée comme traceur (Trigg *et al.*, 2014). La conductivité électrique représente la concentration totale en éléments dissous à condition que (1) les concentrations soient suffisamment faibles pour qu'il y ait une relation linéaire entre conductivité électrique et concentrations en ions dissous et (2) que les réactions chimiques et les processus d'échange d'ions n'affectent pas significativement les concentrations en éléments majeurs. Les concentrations sont alors calculées en supposant qu'1 $\mu\text{S}/\text{cm}$ représente 0.6 g/L de sel dissous.

Le bilan hydrologique et le bilan de masse reposent alors sur les mesures de conductivité électrique et de bathymétrie.

Limites de la méthode :

L'utilisation de traceur chimique (principalement isotopique) a été largement utilisée en contexte lacustre et est de plus en plus utilisée en contexte de zone humide (Hunt *et al.*, 1998). Cependant le bilan de masse en isotopes stables repose sur deux hypothèses qui ne sont pas toujours vérifiées en contexte de zone humide. La première suppose que les conditions hydrologiques et isotopiques soient stationnaires. La seconde que la zone humide ait une zone racinaire bien mélangée et relativement homogène. De nombreuses zones humides, comme les zones humides riveraines, sont caractérisées par des entrées d'eau ponctuelles et régulières ce qui remet en cause l'hypothèse de stationnarité et d'homogénéité de la zone racinaire (Hunt *et al.* 1996).

Autre inconvénient, les analyses chimiques et surtout isotopiques peuvent devenir très coûteuses compte tenu du nombre d'échantillons nécessaires pour avoir une bonne représentativité spatiale des eaux souterraines et temporelles pour les eaux de pluie. De plus, l'évaporation entraîne le fractionnement isotopique des rapports $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $^2\text{H}/^1\text{H}$. Dans les zones humides, les eaux stagnantes et/ou la surface libre peu profondes sous soumises au processus d'évapotranspiration ce qui vient compliquer l'équation du bilan de masse et accroître le nombre d'échantillons nécessaire pour définir le système (Hunt *et al.*, 1996).

2.3. LA TEMPERATURE COMME TRACEUR

Dans les systèmes de zones humides interconnectés avec le réseau hydrographique, il n'est pas toujours aisé de localiser les zones d'interaction ESO/ESU. La température peut être utilisée comme traceur naturel des eaux souterraines (Anderson, 2005). Mesurée *in situ* ou à partir de photographies aériennes infrarouges (Rosenberry *et al.*, 2000), elle peut permettre d'identifier les zones de décharges des eaux souterraines dans les cours d'eau (Silliman et Booth, 1993 ; Lowry *et al.*, 2007), dans les lacs ainsi que dans les zones humides (Lee, 1985 ; Anibas *et al.*, 2009).

La température mesurée à divers endroits, à différentes profondeurs et à différentes périodes peut permettre d'appréhender la question de la variabilité spatiale et temporelle peu connue des flux entrant d'eau souterraine dans un système complexe (Lowry *et al.*, 2007), la finalité est de localiser les zones de décharge des eaux souterraines. House *et al.* (2015) construisent un modèle 3D de la température d'une zone humide riveraine. La température est mesurée en différents points et à différentes profondeurs (tous les 15 cm de 0 à 90 cm), toutes les heures, pendant 5 jours et ensuite interpolée par krigeage pour aboutir à un modèle de visualisation 3D. Des anomalies de température plus chaudes coïncident avec d'anciens chenaux dorénavant comblés et correspondent à des upwellings d'eau souterraine.

Les profils de température des eaux souterraines reflètent le transport de chaleur par conduction et advection. La température est communément mesurée à différentes profondeurs en un seul et même endroit. Les flux d'eau souterraine peuvent alors être calculés à partir de solution analytique (Hunt *et al.*, 1996), par analyse des séries temporelles (Hatch *et al.*, 2006) et/ou par utilisation d'un modèle de transport de chaleur (Bravo *et al.*, 2002 ; Thorne *et al.*, 2006). Hunt *et al.* (1996) ont mesuré quotidiennement la température dans un tube vertical à l'interface eau – sédiment du cours d'eau ainsi qu'à différentes profondeur. Associées à des mesures de masse volumique, un modèle de transport de chaleur permet alors de quantifier les flux d'eau souterraine des différents sites d'étude. Le modèle de profil de température ne

conduit pas forcément à une solution unique. Cette méthode est plus appropriée aux systèmes caractérisés par des flux verticaux. Elle n'est pas assez sensible pour des flux verticaux inférieurs à 0.3 cm/jour dans des zones où les fluctuations annuelles de température sont de l'ordre de 25°C. Cette méthode n'est pas applicable dans les systèmes où la tourbe est épaisse pour des raisons de trop faible conductance thermique et diffusivité des sols organiques.

Lowry *et al.* (2007) ont utilisé la technologie de répartition des capteurs de température (*distributed temperature sensor – DTS*) pour mesurer la température sous l'interface eau – sédiment du cours d'eau d'une zone humide. Les anomalies de température localisent des zones discrètes de remontée d'eau souterraine dans le cours d'eau. Cette approche a nécessité des précautions particulières quant à l'installation du câble en fibre optique sous l'interface eau – sédiment : le mauvais positionnement peut conduire à des artefacts de variation de température et l'activité animale a été un facteur d'endommagement du matériel. Il est nécessaire que les flux d'eau souterraine soit relativement stables pendant la durée des mesures (pour cette étude 48h). Les mesures seules de température peuvent apparaître insuffisantes pour une localisation précise des flux d'eau souterraine et peuvent nécessiter d'être complétées (sonde thermocouple, compteur d'infiltration, image infrarouge, etc.) pour une meilleure estimation des flux d'eau souterraine.

La mesure de température peut venir améliorer la compréhension d'un système ou la calibration d'un modèle d'écoulement. Bravo *et al.* (2002) ont utilisé les mesures de température de zones humides du Wisconsin pour améliorer le modèle hydrologique d'interaction ESO/ESU. Les seules mesures de charge hydraulique étaient insuffisantes pour aboutir à une solution unique. Le couplage d'un modèle d'écoulement et d'un modèle de transport de chaleur a permis de mieux contraindre les conditions aux limites et la charge hydraulique. Cette méthode demande plus de travail que l'approche traditionnelle de modélisation des écoulements mais aboutit à un meilleur résultat. Lams (2004) mesure la température le long d'un cours d'eau d'une zone humide pour identifier les entrées d'eau souterraine. Pour ne pas se limiter à cette simple localisation, il complète son suivi avec des mesures de conductivité, des mesures de pH et des prélèvements pour des mesures de rapport isotopique là où il détecte des changements de température.

La température est un paramètre de terrain très facilement mesurable et dont l'acquisition est peu coûteuse (sauf pour les approches utilisant la fibre optique). Utilisée dans différents contextes, il s'est révélé très pertinent pour mettre en évidence des flux de recharge des eaux souterraines voire de les quantifier dans les cas d'utilisation de modèle de transport de chaleur. Ce type d'approche, reposant sur la mesure de la température des eaux, sera d'autant plus efficace et conduira à de meilleurs résultats que les contrastes de température ESO/ESU seront marquées. Pour cette raison, les périodes hivernales et estivales sont privilégiées témoignant des écarts de température les plus marqués (Rosenberry, *et al.*, 2000).

Limites :

La simple mesure de température permet de localiser sur de grands secteurs les flux entrant d'eau souterraine. Cependant, ces mesures seules sont insuffisantes pour dimensionner l'importance des flux ou pour apprécier la dynamique temporelle du phénomène. Les modèles de transport de chaleur sont la solution à cette limite et demandent alors une quantité accrue de données d'entrée surtout lorsqu'ils sont couplés à des modèles d'écoulement des eaux souterraines.

De même, ce type d'approche n'est applicable que dans un contexte où la surface libre de la nappe est peu profonde.

Enfin, l'utilisation de la température comme traceur naturel permet d'aborder la question des relations ESO/ESU que lorsqu'il s'agit de zone de décharge de l'aquifère, c'est-à-dire des flux d'eau souterraine ascendant, entrant dans la zone humide. Ce paramètre est inefficace dans le cas de zone humide où les flux d'eau souterraine sont sortants (cf. Illustration 5A, B).

2.4. BIO-INDICATEURS ET METHODE ECOLOGIQUE

Les approches traditionnelles de quantification des flux entre eaux de surface et eaux souterraine sont plus difficiles dans des contextes géologiques compliqués où de petites zones de fortes perméabilités peuvent ne pas toujours être identifiées. La mesure des flux est difficile lorsque les lacs sont bordés de zones humides. L'approche écologique repose sur des indicateurs écologiques que sont la végétation. On parle alors d'indicateurs éco-hydrologiques ou bio-indicateurs qui ne sont autres que des plantes qui de par leur présence ou leur morphologie renseignent sur le contexte hydrogéologique (Lewis, 2012). Ils sont un moyen peu coûteux de caractérisation des eaux souterraines et sont des outils très utiles pour les hydrogéologues en certaines circonstances. Ils peuvent fournir des informations sur la profondeur de la surface libre, les fluctuations des eaux souterraines et la minéralisation de l'aquifère.

Les phréatophytes sont des plantes pour lesquelles l'eau souterraine est à portée de racines (cf. Illustration 23 A, Robinson, 1958 ; de Becker *et al.*, 1999). Les phréatophytes peuvent être présentes quel que soit le climat et puisent l'eau de la zone saturée (Schenk et Jackson 2005 ; Lewis, 2012). Deux ensembles se distinguent : les phréatophytes obligatoires qui ont nécessairement accès aux eaux souterraines et les phréatophytes facultatives qui ont une préférence pour les eaux souterraines mais peuvent survivre quand l'humidité de la zone non saturée est leur seule source d'eau. Les phréatophytes obligatoires seront beaucoup plus sensibles aux conditions hydrogéologiques et de meilleurs indicateurs des eaux souterraines. Cependant définir le caractère obligatoire ou facultatif d'une espèce est difficile même pour les botanistes. Dans les environnements secs ou arides, des observations simples identifient une phréatophyte : en période de sécheresse, une plante qui trouve sa source d'eau dans les eaux souterraines sera verte et physiologiquement active alors que les autres témoigneront d'un stress hydrique. Cette relation claire en milieu aride entre phréatophytes et eau souterraine est connue depuis longtemps et est utilisée pour identifier les zones de décharges des eaux souterraines (Nichols, 1994 ; Lewis, 2012).

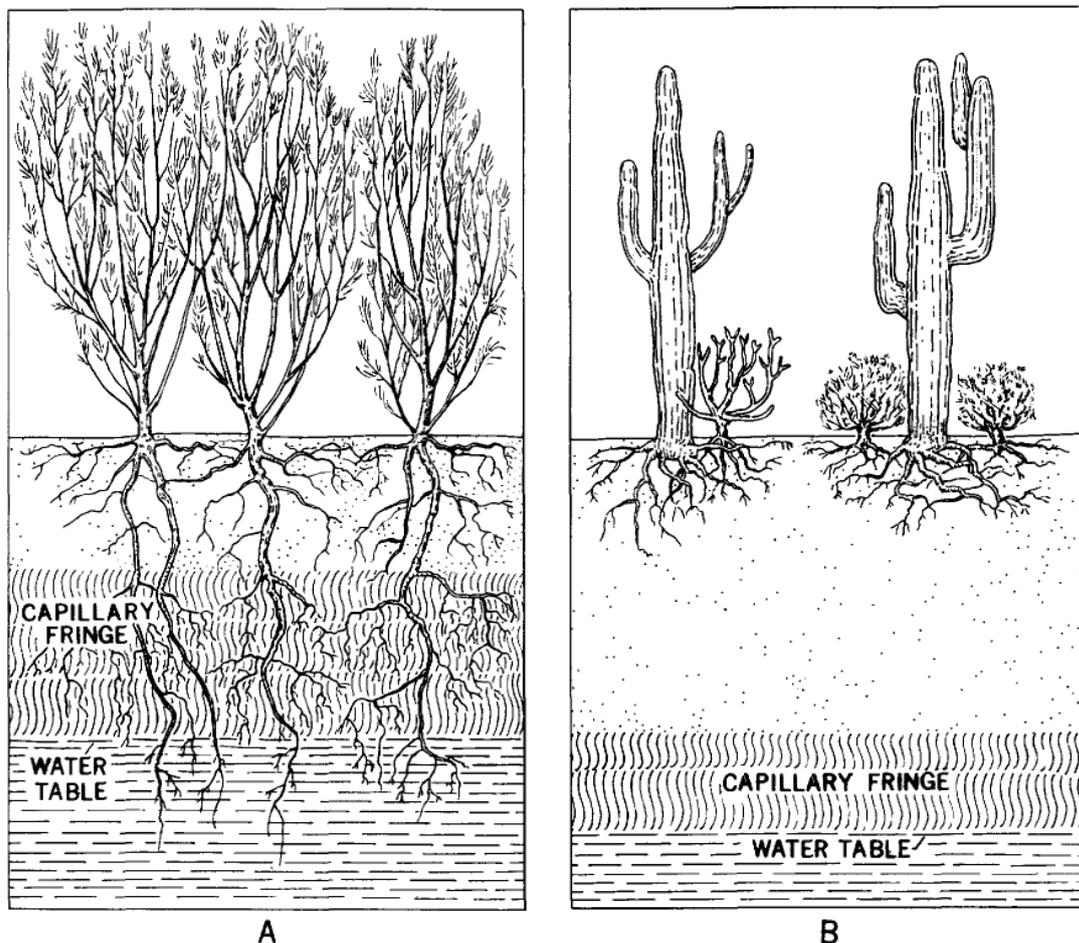


Illustration 23 - Distinction entre phréatophytes (A) et xérophytes (B) et leur lien avec la surface libre (Robinson, 1958)

Dans les environnements humides, cette différence visuelle évidente disparaît. Les études sur le sujet sont plus récentes (de Becker *et al.*, 1999 ; Amoros *et al.*, 2000 ; Rosenberry *et al.*, 2000 ; House *et al.*, 2015). Appliquées à différentes échelles, locale à régionale, l'objectif est d'identifier et de caractériser les interactions ESO/ESO en contexte de zone humide. Les remontées d'eau souterraine peuvent tout simplement créer et maintenir des conditions particulières (concentrations chimiques, teneur en nutriments, température, etc.) et spécifiques à des communautés de plantes inféodées aux eaux souterraines (Klijn *et al.*, 1999 ; Amoros *et al.*, 2000).

De Becker *et al.* (1999) cartographient en détail les phréatophytes de toute une plaine alluviale. La distribution spatiale des différentes espèces identifiées est alors mise en relation avec le régime des eaux souterraines, la texture du sol, la chimie des eaux et la gestion du territoire. Ils font alors le lien entre les aulnes et les roseaux communs (*phragmites australis*) et la profondeur estivale maximum de la surface libre. L'inconvénient de cette démarche est le temps qu'elle prend, relativement longue compte tenu du nombre d'espèces phréatophytes cartographiées (45), de la surface de la zone (21 ha) subdivisée en 527 cellules carrées adjacentes de 20 m de côté. Cette approche par grille systématique a l'avantage d'écarter toute subjectivité dans l'échantillonnage mais la durée des investigations de terrain la rend couteuse et nécessite l'intervention d'un spécialiste compte tenu du nombre d'espèces identifiées. Certaines études se focalisent sur un nombre restreint d'espèces voire une seule ce qui facilite l'identification et l'inventaire même par un non-spécialiste (Lodge *et al.*, 1989). Pour identifier

les zones de décharge des eaux souterraine des marais ou tourbières, plusieurs auteurs se réfèrent aux espèces de plantes aquatiques phréatophytes. Rosenberry *et al.* (2000) citent plusieurs études antérieures dans différents contextes de zones humides (zones humides avec plans d'eau ; zone humide plus ou moins saline ; tourbière minérotrophe) où l'observation de différentes espèces végétales : scirpe aigu (*schoenoplectus acutus*) et massette à large feuilles (*typha latifolia*) renseignent sur les entrées d'eau souterraine. Lodge *et al.* (1989) trouvent une corrélation positive entre la vitesse des flux de décharge des eaux souterraines et la biomasse de macrophytes d'un lac du nord du Wisconsin. Cette étude cartographie les sources d'eau souterraine à partir de la végétation telle que le Populage des marais (*caltha palustris*) facile à reconnaître avec de larges fleurs jaune vif (2 à 4 cm).

L'approche écologique, lorsqu'il ne s'agit pas d'un inventaire détaillée de toutes les espèces végétales d'une vaste zone, est un outil simple et peu couteux à condition de reposer sur un inventaire écologique des sites d'étude. Dans le cas contraire, le travail bibliographique en amont de l'étude peut se révéler conséquent (Amoros *et al.*, 2000). Le travail de terrain est rapide. C'est un outil qualitatif, il permet de localiser les arrivées, les entrées d'eau souterraine dans la zone humide mais pas de quantifier les flux entrant sans autre mesure que le seul inventaire botanique. Lorsqu'il s'agit d'un nombre restreint d'espèces, voire d'une espèce indicatrice, le travail le plus difficile est l'identification de cette espèce qui va être différente d'un site à l'autre. Rosenberry *et al.* (2000) mettent en évidence l'efficacité de la populage des marais comme bio-indicateur des eaux souterraines au lac de Shingobee (Minnesota). Klijn et Witte (1999) montrent que le millefeuille d'eau (*hottonia palustris*) est un indicateur plus spécifique aux Pays-Bas que la Populage des marais qui poussait également dans le Rhin et sur les bords de ses affluents. Un important travail de synthèse bibliographique est nécessaire afin d'identifier les espèces phréatophytes pouvant servir d'indicateur des eaux souterraines.

Limites :

Comme la prédiction est basée sur la communauté des plantes aquatiques, cette méthode est limitée par les contraintes usuelles de croissance des plantes aquatiques : contrainte temporelle et contrainte spatiale. Lodge *et al.*, (1989) cartographient la populage des marais en mai, période de plus grande abondance de ces fleurs. Pour les plantes aquatiques, les parties les plus profondes des eaux libres ou encore les zones d'ombre des arbres riverains ne pourront être utilisées pour un diagnostic écologique (Amoros *et al.*, 2000) puisque la croissance de la végétation est entravée. Les zones humides récemment fauchée ou dont le sol a été remanié sont difficiles à diagnostiquer, il est nécessaire d'attendre que la végétation repousse. Amoros *et al.* (2000) reposent leur diagnostic sur les plantes aquatiques mais les zones humides qui n'ont pas d'eau libre ne pourront être diagnostiquées à partir de ces inventaires.

Souvent l'approche écologique seule est insuffisante pour une caractérisation détaillée du fonctionnement d'un hydrosystème. L'approche écologique peut venir compléter et enrichir des mesures hydrologiques, chimiques ou encore de température directement *in situ*. Batelaan, *et al.* (2003) combinent la cartographie de la végétation phréatophyte intégrée dans un SIG (Système d'Information Géographique) à l'utilisation d'un modèle hydrologique *Modflow* (McDonald et Harbaugh, 1988) basé sur des mesures hydrologiques (piézométrie, débits des rivières). Les zones de décharge des eaux souterraines identifiées par l'approche écologique sont ensuite associées à des zones de recharge par l'outil de traçage *Modpath* (Pollock, 1994).

2.5. MODELISATION HYDROGEOLOGIQUE (NUMERIQUE ET ANALYTIQUE)

2.5.1. Principes

Les modèles numériques d'écoulement des eaux souterraines sont largement utilisés en hydrogéologie, ils permettent de comprendre et de caractériser les écoulements souterrains, les transports de solutés ou encore de réaliser des bilans hydrologiques des hydrosystèmes souterrains. Souvent utilisés comme outil de prédiction, ils permettent d'identifier les flux prédominant, le bilan hydrologique des hydrosystèmes et notamment de localiser les zones de décharge et de recharge d'un aquifère (Stoertz et Bradbury, 1989).

La particularité des zones humides repose sur la présence d'une nappe libre dont la surface peut périodiquement dépasser la surface du sol créant ainsi des zones d'eau libre plus ou moins stagnantes où la présence d'une zone non saturée n'est plus permanente. La difficulté de modélisation des zones humides vient du fait de la non-homogénéité des matériaux (Bradley, 2002). Les dépôts organiques et alluviaux sont mélangés et leur organisation évolue dans le temps (Bradley, 1996). La tourbe a la particularité d'avoir des propriétés hydrauliques variables dans le temps et dans l'espace. En effet, les propriétés élastiques et de compressibilité du matériau tourbeux (cf. chapitre 2.1.3) font que la conductivité hydraulique varie avec la profondeur et la hauteur de la surface libre (Boelter, 1965 ; Dasberg et Neuman, 1977 ; Armstrong, 1995 ; Price et Schlotzhauer, 1999 ; Clymo, 2004 ; Van der Schaaf, 2004). Reeve *et al.* (2000) mettent en évidence par modélisation des flux verticaux d'une tourbière l'importance de la conductivité hydraulique du niveau sous-jacent à la zone humide.

Nombreux sont les modèles développés, adaptés et utilisés dans des contextes de zones humides pour évaluer les interactions ESO/ESU. L'objectif est de reproduire la distribution spatiale de la charge hydraulique dans le temps et dans l'espace et de quantifier les flux échangés entre les différents compartiments hydrologiques (zone humide, eau de surface, aquifère, atmosphère). Les modèles utilisés reposent généralement sur la loi de Darcy et le bilan hydrologique du système. Dans la plupart des zones humides, les nappes sont libres et l'épaisseur de l'aquifère (zone saturée) est une fonction de la charge hydraulique. Généralement la surface libre mime de manière aplanie la surface topographique (Fetter, 2001). Gerla (1999) utilise le MNT comme données d'entrée du modèle et comme conditions aux limites en se basant sur l'hypothèse que la surface libre reflète la tendance générale de la topographie également dans les contextes de zones humides. Il utilise alors le MNT comme conditions initiales de charge hydraulique du modèle. Le modèle tourne alors jusqu'à reproduire de façon raisonnable les charges hydrauliques observées. Les flux quantifiés reposent sur la loi de Darcy et l'approximation de Dupuit. Cette approche, basée sur le MNT, localise rapidement les zones potentielles de recharge et de décharge de l'aquifère mais la quantification des flux nécessite un suivi attentif des conditions du terrain et une détermination des paramètres hydrauliques comme la conductivité hydraulique. En milieu hétérogène, cette approche serait très médiocre et inappropriée en contexte de zone humide principalement alimentée par les précipitations ou les eaux de ruissellement. Cette approche basée sur le MNT se révèle être très sensible aux effets d'échelle, les flux auraient tendance à s'accroître avec le degré de détail du MNT.

2.5.2. Exemples de modèles spatialisés et 2D verticaux

Walton *et al.*, (1996) ont développé un modèle appelé *Wetlands Dynamic Water Budget Model* qui quantifie les différents composantes du bilan hydrologique. Ce modèle est basé sur des algorithmes et des méthodes de résolution de modèles déjà existant comme *Modflow* pour les écoulements souterrains (McDonald et Harbaugh, 1988), *HELP* (Schroeder, 1988) et *SPUR*

(Whight et Skils, 1987) pour l'infiltration et l'évapotranspiration, *Rutter model* pour l'interception de la canopée, *SHE* pour tous les processus (Abbott *et al.* 1986), etc.

Hydrus 2D est un modèle 2D d'écoulements saturés – non saturés, appliqué à un transect de zone humide riveraine en Belgique. Il a montré son efficacité à reproduire la dynamique des eaux souterraines (Joris et Feyen, 2003). Le modèle *Marthe* a été utilisé pour caractériser les flux échangés entre les marais de Rochefort et l'aquifère sous-jacent (Weng *et al.*, 2003). *Wetlands* décrit les écoulements souterrains dans des conditions de saturation du sol et d'évapotranspiration variables et simule efficacement les fluctuations de la surface libre et l'évolution du niveau d'eau dans le marais (Mansell *et al.*, 2000). *Slurp*, généralement appliqué à l'hydrologie des bassins de larges rivières, a été adapté à l'hydrologie des prairies humides et simule les fluctuations de la surface libre (Su *et al.*, 2000).

Le classique modèle *Modflow* est fréquemment utilisé en contexte de zone humide, les exemples sont nombreux (Bradley *et al.* 1992 ; Bradley, 1996 ; Reeve *et al.* 2000 ; Reeve *et al.*, 2001 ; Batelaan et Kuntohadi, 2002 ; McKenzie *et al.* 2002 ; Bradford et Acreman, 2003 ; Grapes *et al.*, 2006 ; Reeve *et al.*, 2006).

Les exemples de modélisation hydrologique en contexte d'eau souterraine ne manquent pas. L'utilisation de modèle offre la possibilité d'estimer des flux moyens à partir de données ponctuelles ou d'extrapoler à toute une zone humide des mesures à une échelle plus locale (Hunt *et al.*, 1996). Ces outils sont attractifs parce qu'ils permettent également d'envisager des situations qui ne sont pas directement observables comme une évolution des conditions météorologiques (changement climatique) ou des pressions anthropiques (prélèvements d'eau souterraine, aménagement hydrauliques, etc.).

Les résultats obtenus sont plus représentatifs à l'échelle de la zone humide que ceux obtenus par d'autres méthodes mais ils reposent sur l'exactitude et la représentativité des mesures de conductivité hydraulique et la validité de la loi de Darcy dans des milieux hétérogènes et compressibles comme la tourbe. Cette approche implique l'hypothèse d'un état stationnaire des charges hydrauliques, état qui est rarement atteint voire jamais à l'échelle annuelle dans les milieux tourbeux. Il est souvent plus approprié de simuler un état quasi-stationnaire.

L'inconvénient de la modélisation hydrogéologique est commun à tous les modèles d'écoulement, leur performance va dépendre de la qualité et de l'exactitude des données d'entrée (Carol *et al.*, 2013). Le modèle hydrogéologique sera d'autant plus fiable que les données d'entrée seront représentatives des hétérogénéités spatiales du milieu de façon adéquate (Krabbenhoft et Anderson, 1986). Les modèles numériques ont l'avantage de permettre de considérer des situations qui ne sont pas observables ou d'envisager des scénarios futurs de changement climatique ou de pression anthropique (Carol *et al.*, 2013).

2.6. APPROCHES COMBINEES

Pour appliquer une stratégie rationnelle et pertinente de gestion des écosystèmes complexes que sont les zones humides, il est nécessaire d'avoir une bonne connaissance de l'origine de l'eau, des flux échangés et plus particulièrement de la connexion de l'écosystème avec les eaux souterraines. Cette synthèse bibliographique met en évidence la multiplicité des méthodes possibles pour caractériser les échanges ESO/ESU dans les zones humides : (1) cartes des mesures des niveaux d'eau, (2) bilan hydrologique, (3) cartographie de la végétation, (4) modélisation hydrogéologique des écoulements souterrains, (5) mesures de la température et modèle de transport de chaleur, (6) analyses chimiques des eaux qui peuvent être combinés à des (7) techniques SIG et/ou (8) de télédétection (Batelaan *et al.*, 2003).

Toutes ces approches individuellement reposent sur l'hypothèse d'un état stationnaire ce qui en cas de conditions transitoires remet en cause tous les résultats obtenus quelle que soit la méthode envisagée. Chacune de ces approches est source d'erreur et d'incertitude même dans le cas de suivi rigoureux à partir de sites bien instrumentés. Pour avoir des estimations fiables des débits de recharge et de décharge des eaux souterraines dans les zones humides, il est préférable de comparer les résultats de plusieurs méthodes indépendantes (Hunt *et al.*, 1996 ; Choi et Harvey, 2000)

La combinaison ou la comparaison de différentes approches (hydrologique, écologique, numérique, thermique, chimique) permet de renforcer la validité des résultats lorsque ceux-ci convergent. Dans le cas contraire, les divergences mettent en avant les limites de chacune des méthodes. Les différences entre des zones de recharge cartographiées à partir de la végétation et celles issues d'un travail de modélisation peuvent être dues aux limites du modèle hydrologique liées à ses conditions aux limites, à la résolution spatiale ou temporelle, à l'exactitude des données utilisées. Il est également possible que les phréatophytes cartographiées ne représentent pas une situation actuelle, que les conditions ont changé et qu'ils sont encore le témoin d'une situation passée et qu'ils n'ont pas encore intégré les changements d'utilisation du sol. Hunt *et al.* (1996) combinent et comparent mesures hydrologiques, bilan de masse d'isotopes stables et profils de température pour déterminer les flux d'eau souterraine échangés de différents zones humides. Ces différentes méthodes témoignent de résultats comparables mais la loi de Darcy a tendance à estimer des flux plus faibles que les autres méthodes. Cette différence viendrait de la conductivité hydraulique qui peut varier d'un ordre de grandeur en fonction de l'échelle d'observation même dans des contextes d'aquifères relativement homogènes.

Batelaan *et al.* (2003) cartographient la végétation dans un SIG pour localiser les zones de décharge des eaux souterraines. La modélisation hydrologique vient s'appuyer sur ces observations et s'enrichit en calculant les zones de recharge associées. Baird *et al.* (2005) intègrent les interactions hydrologie – plante dans les zones humides dans la conceptualisation du modèle hydrologique de zones humides riveraines. En combinant approche hydrologique, numérique et écologique, ils améliorent l'estimation du flux sortant par évapotranspiration en découplant évaporation et transpiration. Cette dernière varie en fonction du type d'association de plantes et de la profondeur de l'eau. Des conditions anoxiques dans la zone racinaire limitent la transpiration des plantes. Une meilleure estimation de l'évapotranspiration, basée sur les relations hydrologie – plante, améliore les résultats du bilan hydrologique et donc de la modélisation de la surface libre (Nichols, 1994). Hunt *et al.* (2006) combinent approche statistique et analyse des hydrogrammes à partir de mesures hydrologiques et de mesures de la température des eaux souterraines pour comparer trois sites où les interactions ESO/ESU sont contrastées (forte décharge des eaux souterraines, faible décharge des eaux souterraine, recharge des eaux souterraines). Ces deux approches permettent une meilleure caractérisation de la nature des échanges ESO/ESU des trois sites de zones humides en interaction avec le réseau hydrographique.

Chaque méthode s'applique dans différents contextes avec des restrictions plus ou moins spécifiques d'application, chacune a ses limites et apporte des informations pertinentes sur la question des relations et des échanges ESO/ESU. Individuellement elles peuvent être sujettes à discussion, incertitude ou controverse mais la combinaison de plusieurs approches permet d'assoir les résultats acquis ou de mettre en évidence les limites de chaque approche. Le tableau récapitulatif ci-après synthétise brièvement les fondements, les données nécessaires, les résultats, les échelles d'application et les limites de chacune des approches du présent document.

2.7. TABLEAU SYNTHETIQUE

Infos sur la méthode				Paramètres d'entrée		Résultats			Limites de la méthode
Méthodes	Principes utilisés	Représentativité		Données d'entrée	mesuré ou estimé	Données de sortie	Flux échangé		
		spatiale	temporelle				sens	débit	
Mesure des niveaux d'eau de surface et souterrain	L'écoulement des eaux suit la gravité, des points les plus hauts vers les points les plus bas	Echelle du site	Ponctuelle	Niveaux d'eau souterraine et de surface	mesuré	Carte piézométrique du site et direction des écoulements, direction des échanges entre les différents compartiments hydrologiques	oui	non	Pas de quantification des flux, uniquement direction des échanges
Bilan hydrologique	$\Delta S = \sum[(\text{flux entrant}) - \sum[(\text{flux sortant})] \pm \epsilon$	Echelle du site	Temps t considéré (variable)	Précipitation, température, évapotranspiration, débit des cours d'eau, conductivité hydraulique, mesures piézométriques, etc.	mesuré et/ou estimé	Flux annuel moyen entre chaque compartiment hydrologique	oui	oui	Seul le flux net échangé $G_i - G_o$ est quantifié, pas de différenciation entre flux entrant et flux sortant des eaux souterraines, incertitude très importante sommant les erreurs liées aux autres composantes du bilan hydrologique
Application de la loi de Darcy	$q = -KI$	Echelle locale de la mesure	Ponctuelle	Conductivité et gradient hydraulique à l'interface zone humide/eau souterraine	mesuré	Débit eau de surface - eau souterraine	oui	oui	Grande incertitude des mesures de K et de Dh/Dl, grande variabilité spatiale et temporelle de K, incertitude sur la validité de la loi de Darcy
Test interaction zone humide - eau souterraine	Perturbation du milieu humide : le retour à l'équilibre dépend du degré de connectivité entre zone humide et aquifère	Echelle locale de la mesure	Ponctuelle	$h = f(t)$ pendant la période de retour à l'équilibre	mesuré	Résistance et conductivité hydraulique	oui	non	Perturbation significative du milieu et conditions spécifiques de l'expérimentation
Variation de stock d'eau dans les sédiments	Bilan hydrologique à l'échelle d'un volume de sédiments	Echelle locale	Ponctuelle	Mesures hydrologiques locales	mesuré	Flux vertical échangés avec les eaux souterraines	oui	oui	Incertitudes liées aux incertitudes de mesures des autres composantes
Filtromètres	Mesure directe du volume échangé	Echelle locale	Ponctuelle	Volume	mesuré	Flux échangés	oui	oui	Nombreuses mesures nécessaires pour avoir une bonne représentativité spatiale et temporelle du phénomène, uniquement réalisable en zone immergée
Chimie des eaux et diagramme de mélange	Diagramme de mélange entre des pôles chimiques clairement identifiés	Echelle du site	Ponctuelle	Composition chimique des eaux	mesuré	Origine des eaux, contribution relative des différents pôles	oui	non	Couteuse, pas toujours applicables, besoin de pôles chimiques clairement identifiés
Chimie des eaux et bilan de masse de traceur	Bilan de masse de traceur (Cl^- , Ca^{2+} , conductivité, isotope stable, radioactif, etc.) basé sur le bilan hydrologique	Echelle du site	Ponctuelle	Composition chimique des eaux	mesuré	Débit d'échange	oui	oui	Seul le flux net échangé $G_i - G_o$ est quantifié, bilan hydrologique nécessaire, peut être couteuse, difficulté à mettre en place dans les systèmes trop complexes

Infos sur la méthode				Paramètres d'entrée		Résultats			Limites de la méthode
Méthodes	Principes utilisés	Représentativité		Données d'entrée	mesuré ou estimé	Données de sortie	Flux échangé		
		spatiale	temporelle				direction	débit	
Modèle de transport de chaleur	La température des eaux souterraines reflète le transport de chaleur par advection et conduction.	Echelle du site	Ponctuelle	Mesure de la température en fonction de la profondeur	mesuré	Flux d'eau souterraine	non	oui	Utilisable uniquement en zone de décharge, dans des conditions spécifiques, besoin de contrastes de température marqués entre eau souterraine et eau de surface et d'un flux minimal pour fonctionner
Variabilité spatiale de la température	L'arrivée d'eau souterraine peut créer des anomalies thermiques	Echelle du site	Ponctuelle	Mesure de la température à l'échelle du site	mesuré	Localisation des zones de décharge des eaux souterraines	non	non	Permet uniquement de localiser des zones de décharge des eaux souterraines, besoin que la surface libre soit peu profonde voire au-dessus de la surface topographique, pas de quantification des flux échangés
Cartographie des phréatophytes	Inventaire cartographique complet des espèces phréatophytes	Echelle du site	Intégratrice	Inventaire floristique	mesuré	Localisation des zones de décharge des eaux souterraines	non	non	Besoin de compétences spécifiques en botanique, travail d'autant plus long que la surface du site d'étude est grande, cartographie des zones de décharge seulement
Identification d'une espèce indicatrice	Cartographie d'une espèce phréatophyte spécifique indicatrice du lien avec les eaux souterraines	Echelle du site	Intégratrice	inventaire floristique	mesuré	Localisation des zones de décharge des eaux souterraines	non	non	Travail bibliographique qui peut se révéler conséquent pour identifier la ou les quelques espèces indicatrices pertinentes du site, outil qualitatif, contraintes de croissance des plantes (localisation dans le temps et dans l'espace), uniquement localisation des zones de décharge, non représentative d'un changement récent des conditions du site
Modélisation hydrogéologique	Modélisation numérique des écoulements souterrains	Echelle du site	Pas de temps du modèle (variable)	Données d'entrée du modèle : évapotranspiration, charge hydraulique, précipitation, débit des rivières et niveaux d'eau de la zone humide, etc. en différents points avec un suivi temporel	mesuré et/ou estimé	Bilan hydrologique, flux échangés, cartographie de la surface libre, simulation de conditions non observables	oui	oui	Importante quantité de données nécessaires, validité du modèle repose sur la qualité des données d'entrée et sur les compétences du modélisateur

3. Etat de l'art sur les méthodes de caractérisation et de quantification des échanges nappe/milieu littoral

La liste de méthodes proposée ci-dessous se limite à celles le plus couramment utilisées.

Burnett *et al.* (2001) considère que la majorité des méthodes citées ci-dessous ne peuvent qu'approcher la réalité des échanges ESO/ESU en zone littorale, du fait de postulats et hypothèses de départ trop nombreux et trop restrictifs. Ces méthodes peuvent être perçues comme exploratoires. Un travail doit être mené entre hydrogéologues et océanographes afin de les faire évoluer, par le biais notamment d'expériences d'inter-étalonnage, pour ainsi augmenter leur niveau de confiance. A titre d'exemple, les modèles numériques actuels s'intéressant à la problématique sont « sites-spécifiques ». Le développement de modèles globaux pouvant être utilisés plus largement semble nécessaire.

3.1. MESURES/OBSERVATIONS SUR LE TERRAIN

3.1.1. Les différents types de compteurs d'exfiltration adaptés aux échanges nappe-milieu littoral

Le compteur d'exfiltration « Lee type »

Ce compteur d'exfiltration « Lee type » consiste à mesurer le volume d'eau passant dans un tube pendant un temps T. Ce tube, ouvert des deux côtés, est inséré à la verticale dans les sédiments sur plusieurs centimètres tandis qu'un ballon est relié à l'autre extrémité de ce tube (cf. Illustration 24). La mesure du volume entré dans le ballon pendant un temps T permet de mesurer la vitesse du flux d'eau échangé entre eau souterraine et eau de surface.

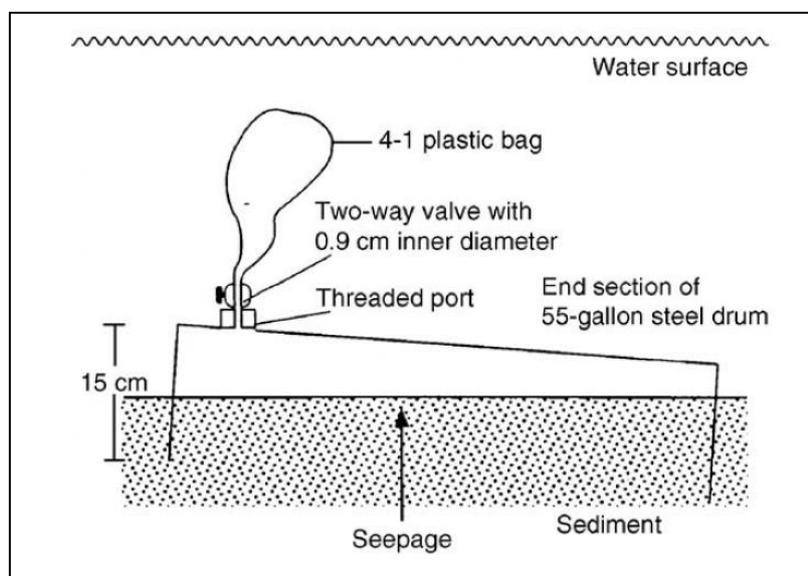


Illustration 24 - Schéma du compteur d'exfiltration de type « Lee » (Lee, 1977).

Limites : L'insertion dans les sédiments doit être effectuée lentement de telle sorte à ce qu'il n'y ait pas de biais par la suite. Un mauvais positionnement du dispositif peut entraîner un forçage d'eau dans le ballon et une erreur sur le volume d'eau mesuré. Il y a également un risque de perturbations si la granulométrie est trop fine. Il s'agit d'une méthode cumulative

qui ne permet donc pas d'estimer l'évolution temporelle des écoulements. Il est aussi impossible de mesurer le flux inverse ou de détecter les fluctuations dans les écoulements dues, par exemple, aux effets de marées.

Exemple d'application : Cockburn Sound, Australia (Burnett *et al.*, 2006)

Le compteur d'exfiltration « Taniguchi type » (constant-heat pulse)

Ce compteur est basé sur le temps de transport d'un pic de chaleur dans l'eau passant au travers d'un tube, planté à la verticale dans les sédiments (cf. Illustration 25), et produit par induction (fils nichrome). Plusieurs thermistors sont situés les uns à la suite des autres dans le tube, ce qui permet de suivre ce pic de chaleur et de calculer la vitesse du flux d'eau passant dans le dispositif à partir de l'équation thermique de conduction-convection.

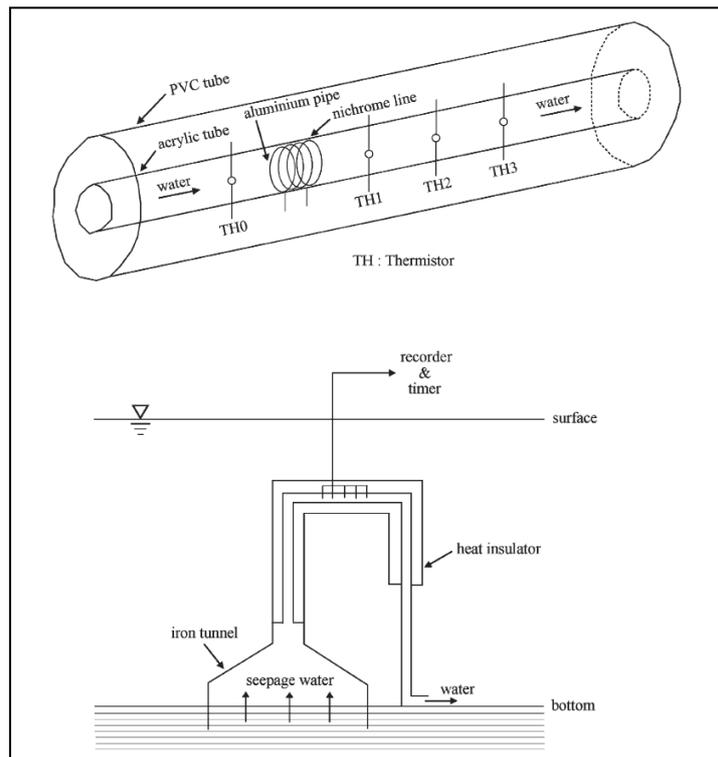


Illustration 25 - Schéma du compteur d'exfiltration de type « Taniguchi » ou « Heat Pulse » (Taniguchi et Fukuo, 1993)

Cette méthode fonctionne sur le principe que la température est un paramètre conservatif. Il ne permet d'estimer que les sorties aquifères vers la mer.

Limites : Là encore, il existe un risque de perturbations si la granulométrie des sédiments est trop fine.

Exemple d'application : Shelter Island, New York (Burnett *et al.*, 2006)

Le compteur d'exfiltration « continuous-heat type automated »

Basé sur la méthode de dissipation de chaleur dite de « Granier » (Granier, 1985), ce compteur d'exfiltration permet de mesurer le gradient de température de l'eau passant en aval et en amont d'un tube où sont situés deux thermistors (cf. Illustration 26). Un gradient de température est formé par la chaleur générée en continu par ces deux thermistors.

Lorsqu'il n'y a pas de flux d'eau passant entre les deux thermistors, la différence de température entre eux est la plus forte. La différence de température diminue avec l'augmentation de la vitesse du flux d'eau. Ainsi, la vitesse du flux peut être déterminée à partir d'une courbe de calibration.

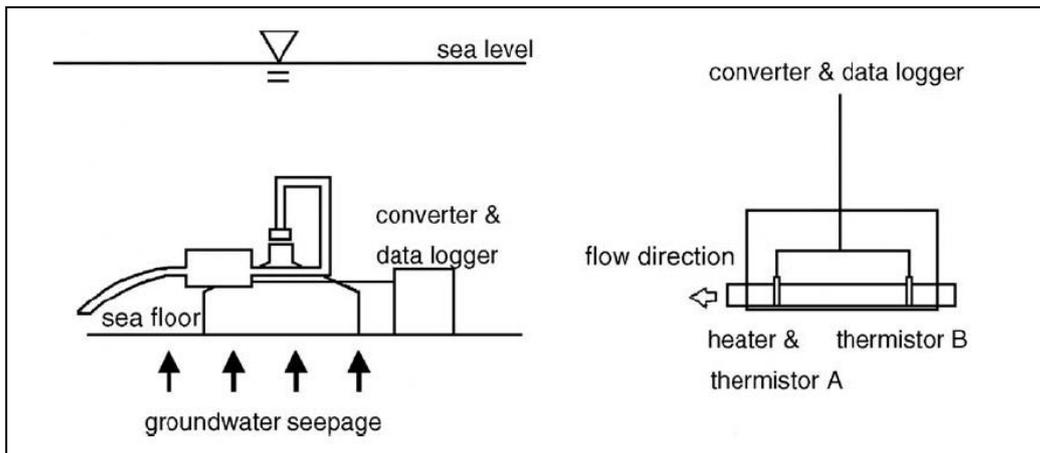


Illustration 26 - Schéma du compteur d'exfiltration du type « continuous-heat » (Taniguchi et Iwakawa, 2001)

Limites : Comme le précédent système, il ne permet d'estimer que les sorties aquifères vers la mer. Un effet des basses températures peut provoquer des erreurs de mesure (Mwashote *et al.*, 2010).

Exemples d'application : Ubatuba, Brazil (Burnett *et al.*, 2006) ; Golfe du Mexique (Mwashote *et al.*, 2010)

Le compteur d'exfiltration à ultrasons (« Ultrasonic Ground Water Seepage Meter »)

La vitesse de propagation du son dans l'eau varie en fonction de la vitesse du flux d'eau dans lequel il se propage. La mesure de la différence du temps d'arrivée de deux trains d'ondes émis en même temps par des transducteurs positionnés dans le sens et à contre sens du courant passant dans le tube, permet de déduire la vitesse du flux échangé entre ESO/ESU (cf. Illustration 27).

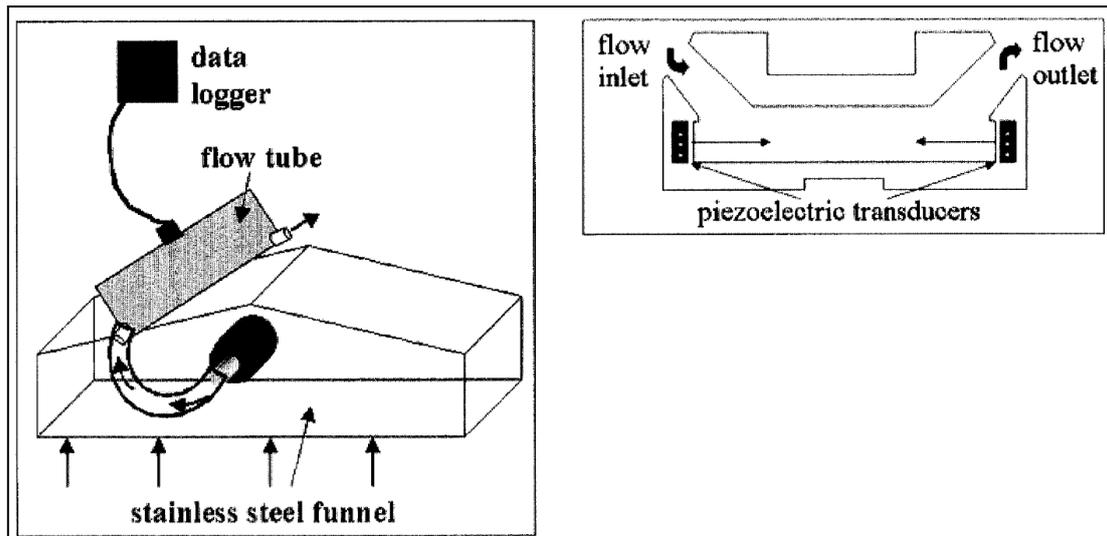


Illustration 27 - Schéma du compteur d'exfiltration à ultrasons (Paulsen et al., 2001)

Limites : La vitesse des ultrasons dans l'eau dépend de la température, de la salinité et de la pression. Dans ces conditions, des erreurs peuvent être induites si ces paramètres ne sont pas bien maîtrisés.

Exemple d'application : Long Island, New York, USA (Paulsen et al., 2001)

Compteur d'exfiltration électromagnétique autonome

Ce dispositif, composé d'un dôme et d'un cylindre en PVC entouré d'électro-aimants et d'électrodes (cf. Illustration 28), mesure la vitesse du fluide (eau douce ou salée) passant dans le champ magnétique induit par les électrodes et l'aimant. Cette méthode s'appuie donc sur la loi de Faraday qui indique qu'un fluide se déplaçant dans un champ magnétique induit une « tension » proportionnelle à sa vitesse.

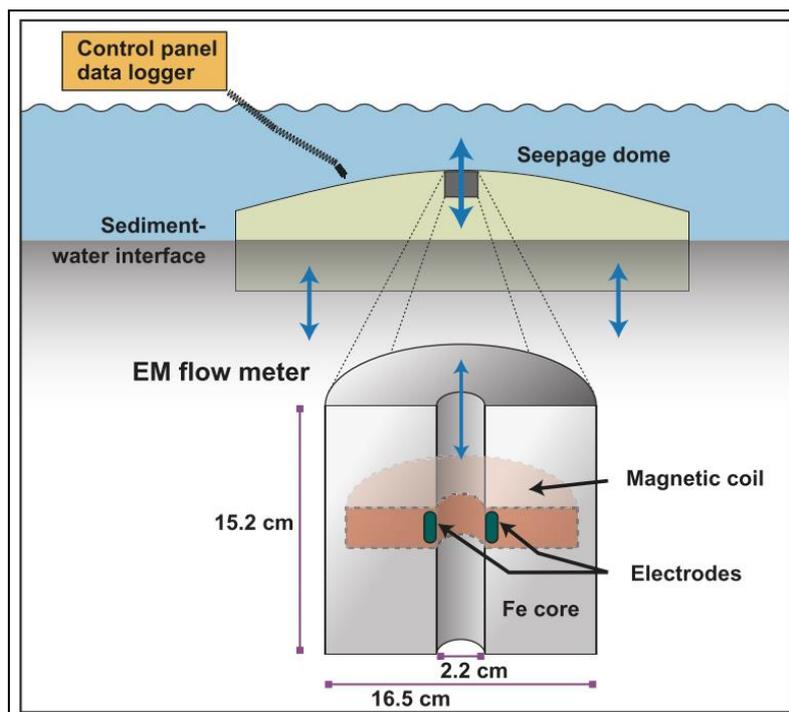


Illustration 28 - Schéma du compteur d'exfiltration électromagnétique (Swarzenski et al., 2004)

Limites : Durée d'équilibration du dispositif longue pour des sédiments à faible perméabilité.

Exemple d'application : Everglades National Park, Floride, USA et Sarasota Bay, Floride, USA (Swarzenski et al., 2004)

3.1.2. Limites globales pour les compteurs d'exfiltration

Bien que très utilisés dans ces milieux littoraux, les compteurs d'exfiltrations sont très sensibles aux vagues ainsi qu'aux courants marins. Cette forte sensibilité peut entraîner des mesures de flux particulièrement imprécises autour de gros objets (hétérogénéités du fond marin).

De même, la très forte variabilité observée des résultats à petite échelle fait que leur extrapolation spatiale est très limitée. La représentativité spatiale de la mesure est donc essentiellement ponctuelle.

D'une manière générale, la mise en place de ce genre de dispositifs et les étalonnages sont relativement complexes et nécessite un personnel qualifié (matériel à disposer à marée basse auquel cas, la pose en profondeur peut s'avérer délicate).

3.2. APPROCHE HYDROCHIMIQUE

3.2.1. Traceurs artificiels

La technique « Dye dilution seepage meter » présenté par Burnett *et al.* (2006) consiste à injecter un traceur (colorant) toutes les heures dans une zone de mélange d'eau de l'appareil. L'absorbance est alors mesurée (toutes les 5 minutes) et le taux de dilution du colorant permet de calculer le débit d'eau échangé entre eau souterraine et eau de surface.

Ce dispositif complexe comprend 4 pièces :

- Le « seepage housing » inséré dans les sédiments et qui recueille l'eau souterraine provenant des sédiments (n°1, Illustration 29).
- La « dye-mixing chamber » où s'effectue la dilution du colorant (n°2, Illustration 29).
- Une pompe submersible alimentée par une batterie qui sert à mélanger l'eau dans la « dye-mixing chamber » (n°3, Illustration 29).
- Un analyseur de nutriments (n°4, Illustration 29) fonctionnant avec batterie, modifié pour injecter un colorant et pour mesurer l'absorbance (spectrophotomètre).

L'absorbance est mesurée à trois endroits différents du dispositif, (chambres de mélange A, B et C; Illustration 29) et servent ensuite à calculer le débit.

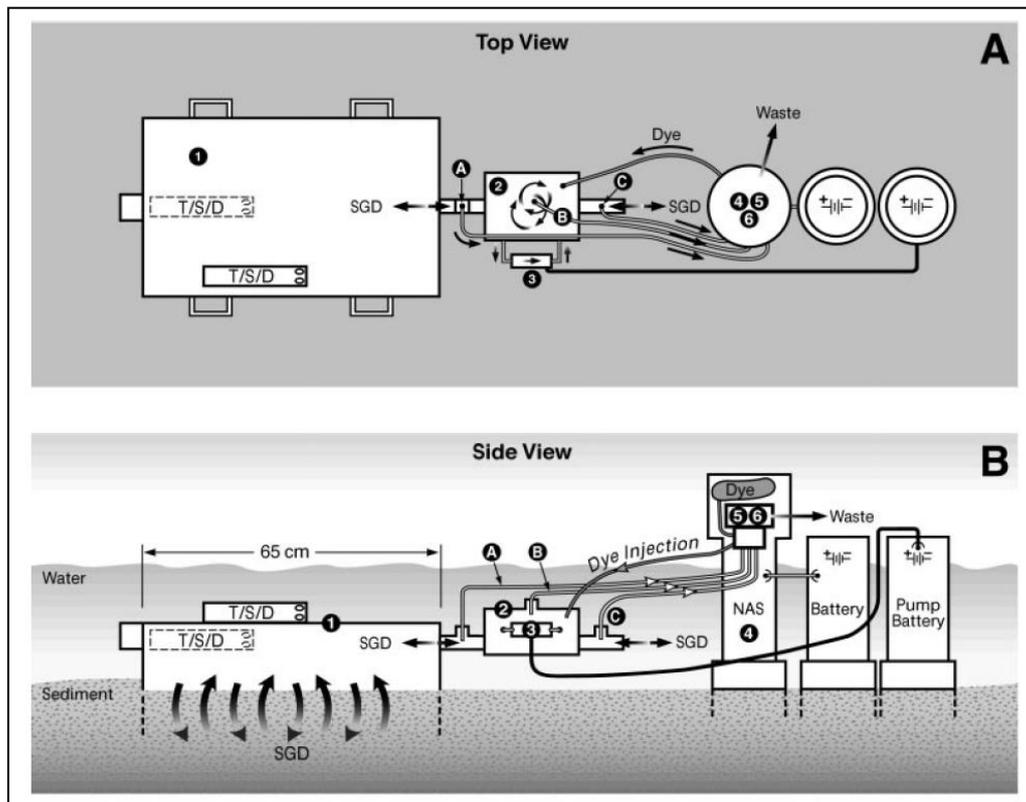


Illustration 29 - Schéma du dispositif de « dye-dilution seepage meter » (Sholkovitz et al., 2003)

Limites : Il faut changer le volume de la chambre de mélange en fonction du débit. Si le débit est trop fort, le colorant est trop vite « balayé », empêchant d'établir une série de mesures d'absorbances. Si le débit est trop faible, le changement d'absorbance est faible et les ajouts suivants de colorant s'accumulent, ce qui mène à une sortie d'échelle des valeurs d'absorbance.

Lorsque le « seepage housing » est mis en place dans les sédiments, il faut attendre plusieurs jours avant d'ajouter le reste de l'équipement et donc d'effectuer les mesures : un état d'équilibre doit être atteint.

Un équipement manuel pour la mesure des écoulements coûte moins de 1 500 \$ tandis que le coup de cet appareil est d'au moins 20 000\$ ce qui le rend quasi inabordable.

Exemple d'application : Shelter Island, New York (Burnett et al, 2006)

3.2.2. Traceurs naturels

L'avantage de ces traceurs est qu'il n'y a pas besoin de les ajouter au milieu du fait de leur présence et du mélange naturel déjà existant. Cette méthode fonctionne quand les eaux souterraines sont enrichies/appauvries grandement en un traceur naturel par rapport aux eaux de surface marine. Si le gradient est suffisamment important, la mesure des teneurs de ces traceurs naturels permet alors de détecter le signal des eaux souterraines se déversant dans l'eau de mer.

Limites générales : Il faut que toutes les sources et pertes de traceurs soient évaluées ce qui peut être compliqué. Besoin d'un équipement de mesures coûteux et d'un personnel qualifié.

Plusieurs critères doivent être évalués et définis : conditions aux limites, sources et pertes de l'eau et des constituants, temps de résidence de l'eau de surface, concentrations du traceur.

Utilisation du Radon (^{222}Rn)

Le principe consiste à convertir le flux de radon calculé en flux d'eau. Plusieurs étapes sont suivies (cf. Illustration 30). De manière très synthétique, le flux de ^{222}Rn estimé via la mesure de son activité correspond au flux d'eau en corrigeant des pertes vers l'atmosphère ainsi que des effets de mélange du radon sous sa forme gazeuse dans l'eau de mer.

L'un des outils pouvant permettre la mesure de l'activité du radon est le spectromètre à rayons gamma (Povinec *et al.*, 2006).

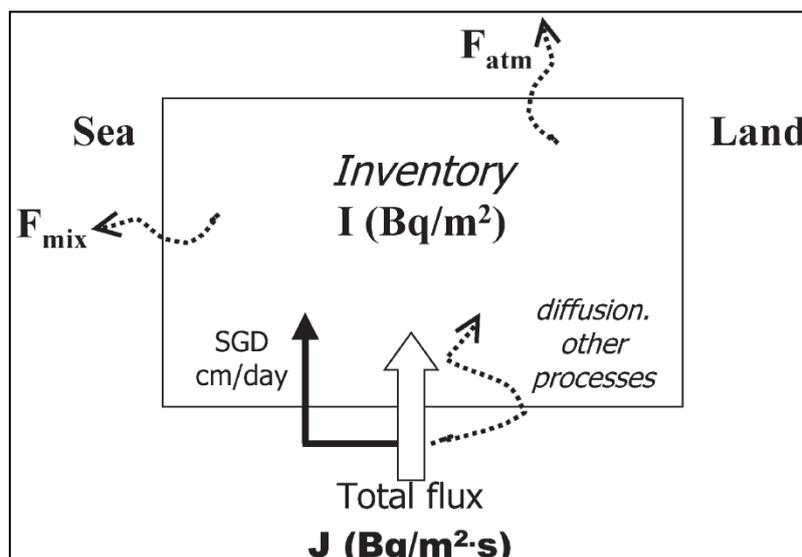


Illustration 30 - Modèle conceptuel de l'utilisation des mesures en continu du radon (Burnett *et al.*, 2003)

Limites : Grandes incertitudes dues aux différentes estimations réalisées.

Le flux d'eau souterraine vers la mer estimé ici correspond au flux « SGD » décrit dans le chapitre 1.3 et présenté dans l'illustration 16. Aucune distinction n'est faite dans ce flux entre la part venant du continent et le flux d'eau de mer ayant re-circulé dans les sédiments. D'après Burnett *et al.* (2006), cette approximation pourrait compromettre une partie du modèle conceptuel.

Exemple d'application : Cockburn Sound, Australia (Burnett *et al.*, 2006)

Utilisation du Méthane (CH_4)

Les variations des concentrations en méthane dans l'eau sont directement liées au « taux de décharge » des eaux souterraines vers la mer. Il est possible de mesurer ces teneurs en méthane via des capteurs avec détecteur infrarouge permettant de mesurer la pression partielle de méthane dissous dans l'eau. La conversion à la concentration de méthane dissous est ensuite réalisée en s'appuyant sur les valeurs mesurées de température et de salinité dans la colonne d'eau considérée.

Un modèle « en boîte » est utilisé afin de calculer les flux entrants et sortants dans cette colonne d'eau (cf. Illustration 31). L'estimation du flux diffusif et de la concentration dans les sédiments permet de calculer la vitesse advective de l'eau souterraine vers l'eau de surface.

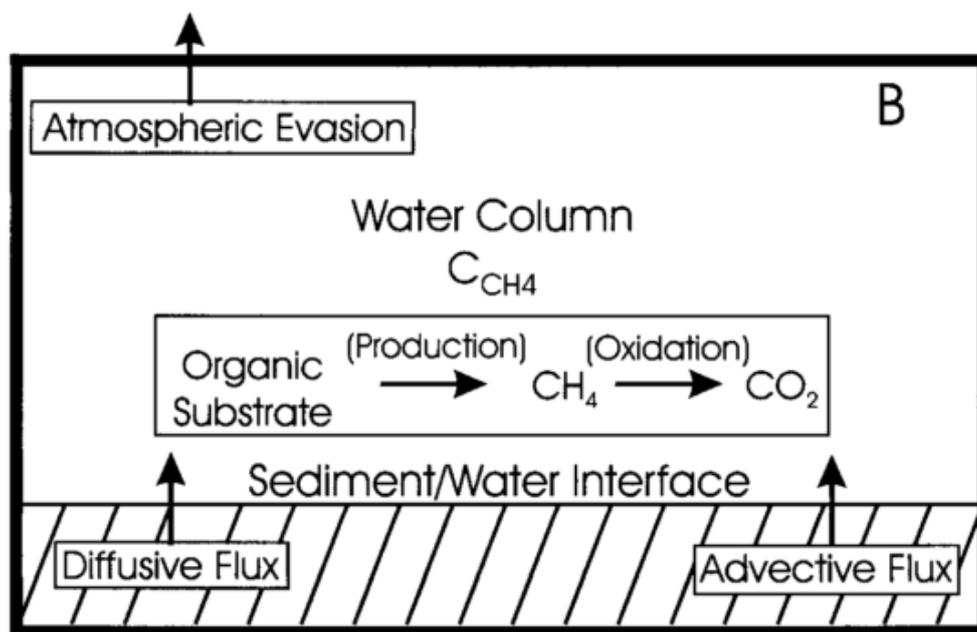


Illustration 31 - Modèle en boîte des sources et pertes de CH_4 (Corbett et al., 2000)

Exemple d'application : Florida Bay, USA (Corbett et al., 2000)

Autres méthodes

D'autres isotopes radioactifs peuvent être utilisés comme 3H , ^{14}C , U ou encore ^{226}Ra . Pour ce dernier, l'hypothèse de départ consiste à dire que les eaux souterraines sont enrichies en radium par rapport aux eaux de surface, particulièrement quand il s'agit d'eau salée. Il est alors possible de calculer le flux enrichi en radium et provenant des eaux souterraines, en estimant le temps de résidence de ces eaux (hypothèse : les écoulements sont régis par un régime permanent et le gradient semble être le plus fort près des côtes où les échanges ESO/ESU s'effectuent). Le temps de résidence des eaux souterraines peut être estimé par la mesure des isotopes à faible durée de vie ^{223}Ra et ^{224}Ra .

Les isotopes stables peuvent également être utilisés : 2H , 3He , 4He , ^{13}C , ^{15}N , ^{18}O (l'eau de mer est enrichie en $\delta^{18}O$ par rapport aux eaux souterraines, Donnalucata, Sicily (Burnett et al., 2006)), $^{87}Sr/^{88}Sr$, ... et permettre de déterminer le ratio de mélange eaux souterraines-eaux de surface.

Certains gaz atmosphériques anthropiques comme les CFC peuvent aussi éventuellement être utilisés.

3.2.3. Modélisation géochimique

Il est possible de coupler plusieurs équations bilan de masse dans une modélisation géochimique. Hwang (2005) utilise par exemple 3 équations du bilan de masse en simultanée des isotopes ^{226}Ra , ^{223}Ra et des silicates dissous. En complément, les termes de flux entrants, de diffusion par les sédiments, des écoulements d'eau souterraine vers la surface ainsi que les flux sortants venant du mélange avec l'eau de mer et par décroissance radioactive sont également intégrés dans le modèle. Par ces équations, le temps de résidence ainsi que le taux d'écoulements de l'eau souterraine vers la mer peuvent être calculés.

Le ^{226}Ra est mesuré par comptage des rayonnements alpha de l'élément fils de ^{222}Ra : ^{218}Po en équilibre avec ^{226}Ra en utilisant un moniteur de radon dans l'air.

L'accroissement du taux de ^{226}Ra par dégradation du ^{230}Th est supposé négligeable dans l'eau de mer.

Limites : Cette approche expérimentale est particulièrement complexe et possède de nombreuses incertitudes du fait des analyses chimiques, des hypothèses simplificatrices liées aux équations bilan de masse considérées ainsi que de la détermination de certains paramètres d'entrée.

Exemple d'application : Yeolja Bay, Mer du Sud de Corée (Hwang., 2005)

3.3. APPROCHE GEOPHYSIQUE (CONDUCTIVITE/RESISTIVITE)

Ce type d'approche est utilisé pour déterminer l'entrée d'eau douce d'origine souterraine dans l'eau de mer. Contrairement aux mesures de terrain, il prend en compte l'« aquifère » dans son ensemble et non pas juste la surface du sol pour la caractérisation des échanges (prise en compte de la dimension verticale de l'intrusion saline...etc...).

Le résultat se limite toutefois à une distribution relative des zones potentielles d'entrée d'eau douce sans quantification de vitesse du flux ou du débit.

Le principe appliqué est de déployer des électrodes dans les sédiments marins au niveau du littoral ou par mode inversé de télédétection, à partir des mesures de résistivité d'électrodes directement effectuées sur la surface de l'eau.

Les zones de plus faible conductivité (et plus forte résistivité) correspondent aux panaches d'eau douce, c'est-à-dire aux zones de résurgence de l'eau souterraine (cf. Illustration 32). Cette méthode peut servir en amont de l'utilisation d'une méthode directe, type compteur d'exfiltration, afin de détecter les hétérogénéités spatiales et donc les zones d'échanges préférentielles entre eau souterraine-eau de mer.

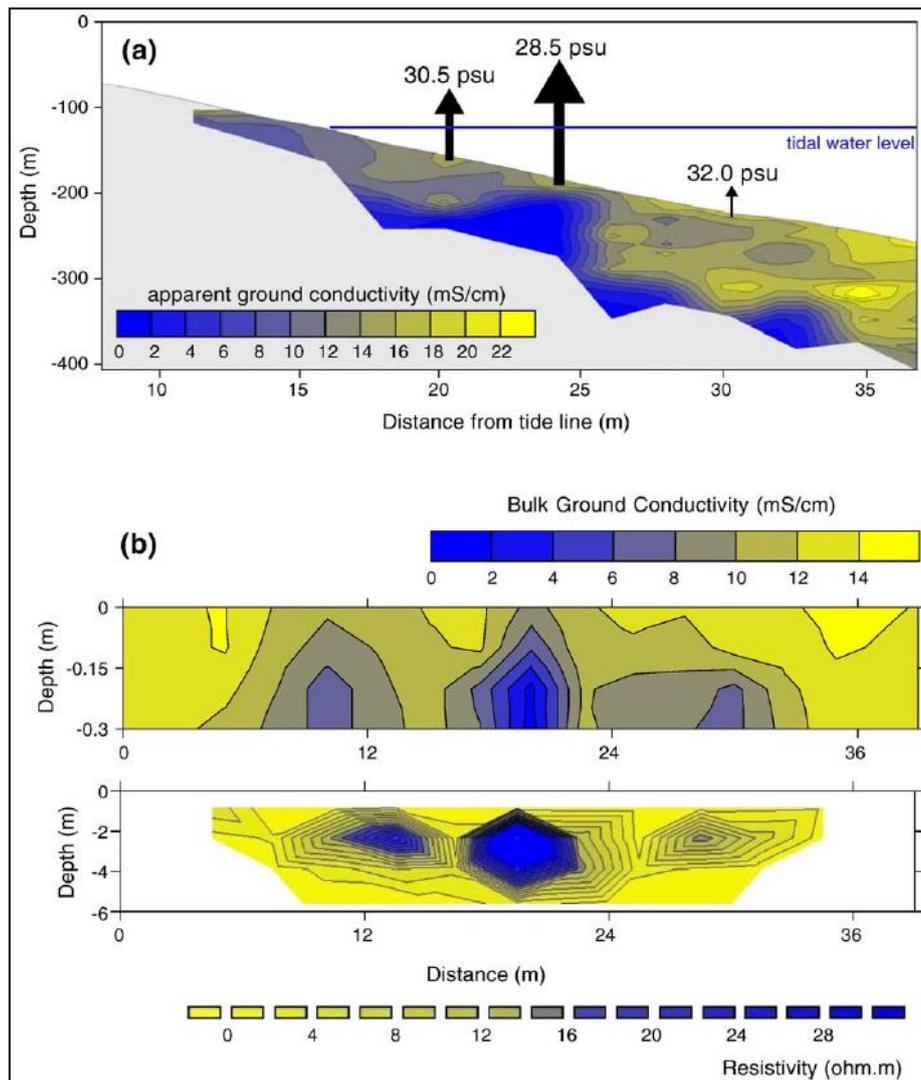


Illustration 32 - (a) Conductivité sur un transect perpendiculaire à la plage de Flamingo Bay Beach, les flèches correspondent aux sites de mesures manuelles par compteur d'exfiltration et la taille des flèches est proportionnelle au flux. (b) Représentation des conductivités et résistivités de Fazenda Beach sur des transects parallèles au rivage. Le premier transect représente la conductivité apparente sur les 30 premiers cm sédiments d'une creek tandis que le deuxième transect représente la résistivité des sédiments marins sur une épaisseur de 5,6 m (Burnett et al., 2006).

Limites : Ne permet pas de mesurer une vitesse de flux ou un débit.

Exemple d'application : Ubatuba, Brazil (Stieglitz et al., 2008)

3.4. APPROCHE PAR SIMULATIONS NUMERIQUES SPATIALISEES

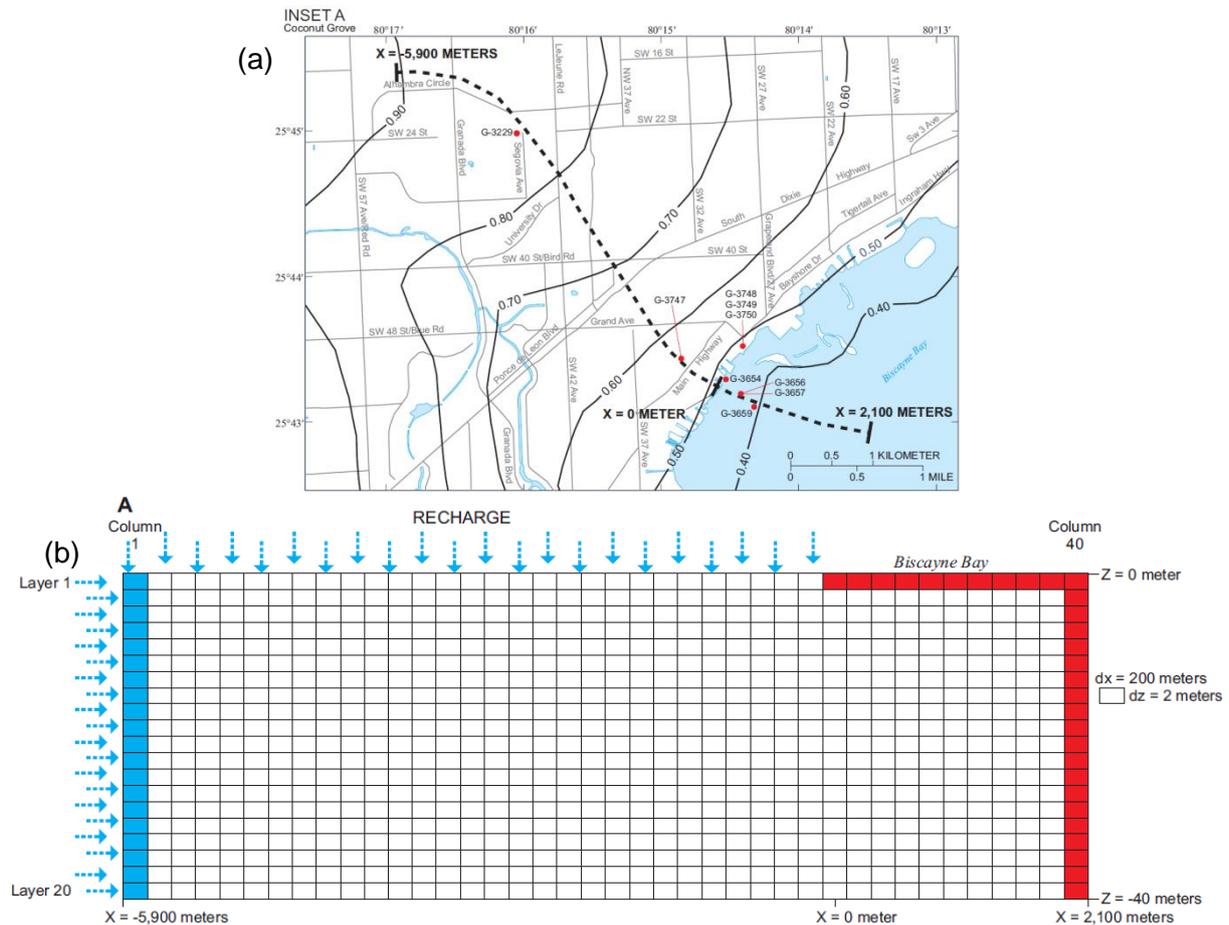
Comme pour l'approche géophysique, les approches par simulations numériques spatialisées permettent de considérer l' « aquifère » dans son ensemble et non pas juste la surface du sol pour la caractérisation des échanges (notamment prise en compte de la dimension verticale et horizontale de l'intrusion saline).

Ces approches ont pour objectif de simuler la distribution de la salinité dans l'eau de mer et d'en déduire, de manière plus ou moins directe, la localisation des points de sortie d'eau

souterraine vers la mer. Généralement, des modèles créés afin de suivre la circulation hydrodynamique, le transport et la dispersion de certains polluants comme le mercure ou les radionucléides sont réutilisés et adaptés à la problématique de la répartition spatiale de la salinité en zone côtière.

Entre autres données d'entrée, ce type de modèle se base sur des mesures réalisées en mer de salinité de l'eau. La salinité des résurgences d'eau souterraine vers la mer est supposée constante et égale à 1. Les flux d'eau de mer s'infiltrant dans les sédiments peuvent ne pas être pris en compte.

Comme les modèles densitaires ont généralement besoin d'une discrétisation verticale importantes notamment pour créer l'intrusion saline et qu'ils ont des temps de calcul très élevés, des modèles 2D peuvent être réalisés au préalable, sur des transects (cf. Illustration 33). Ils permettent ainsi une première estimation, en régime permanent, de la répartition spatiale de la salinité en zone littorale et des paramètres hydrodynamiques des formations aquifères de bordure.



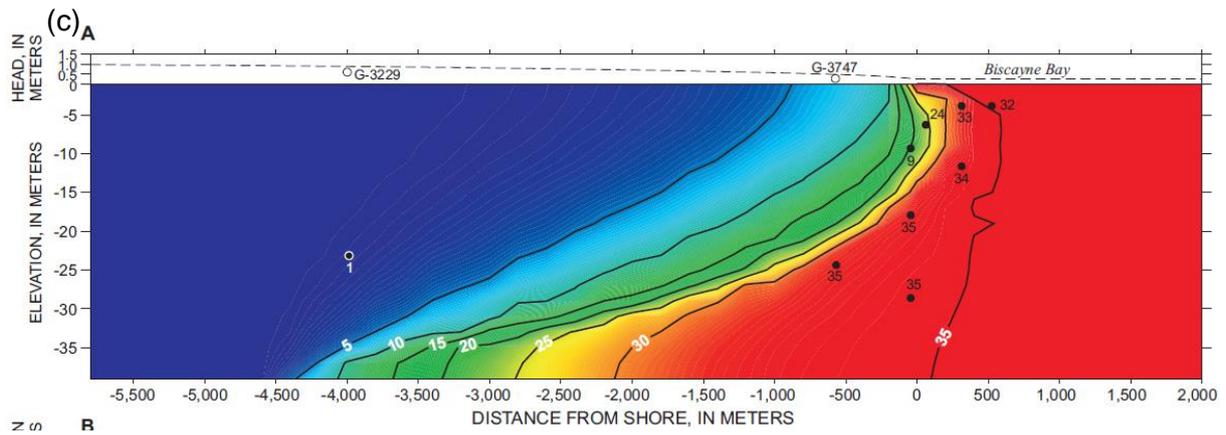


Illustration 33 - (a) Localisation du transect de Coconut Grove (b) Conditions aux limites et grille de différence finie du transect de Coconut Grove (c) Résultats de la calibration de Coconut Grove (Langevin, 2001)

Les données résultant de ces modèles 2D (paramètres hydrodynamiques, bilans hydriques, conditions aux limites...) peuvent ensuite être réemployées pour initialiser un modèle 3D permettant de simuler les flux d'eau à une échelle plus petite (région) et en régime transitoire.

Ces modèles spécifiques intègrent dans leurs équations d'écoulement souterrain le paramètre « variabilité de la densité des eaux » qui caractérise la frange littorale (densité élevée de l'eau de mer due à la salinité).

Limites :

L'information est généralement obtenue par « essai/erreur », ce qui peut être particulièrement chronophage.

Classiquement, ces modèles numériques représentent une relation simplifiée entre nappe et eau de mer. Certaines simplifications ou hypothèses (modèle conceptuel, paramètres de l'aquifère, conditions aux limites ou encore conditions initiales) peuvent ainsi se révéler fausses entraînant par la suite des erreurs sur les résultats de flux. A titre d'exemple, les connaissances sur la distribution en 3D des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère sont en général rares voire inexistantes. En plus des paramètres classiques de modélisation hydrodynamique à estimer (conductivité hydraulique, coefficient d'emmagasinement...) s'ajoutent d'autres paramètres à caler, tels que la porosité ou la dispersivité, ce qui accroît le risque d'imprécision et donc d'erreur.

Dans l'étude de Langevin (2001), il est indiqué que les incertitudes sont telles que les résultats ont dû être exprimés en termes de valeurs relatives plutôt qu'en termes de valeurs absolues. Ceci est dû essentiellement au fait qu'il est difficile de réaliser des mesures de flux d'eau souterraine vers la mer de façon in situ (sont réalisées uniquement des mesures de salinité). Par conséquent les incertitudes autour des flux déduits de ces simulations numériques sont particulièrement élevées, aucun point n'étant disponible afin de caler ce paramètre.

Certains de ces modèles et les bilans hydriques qui en découlent ne prennent parfois en compte que le flux d'eau douce souterraine dont l'écoulement est dirigé par la charge hydraulique « terrestre » vers la mer. Les phénomènes de recirculation de l'eau de mer dans les sédiments marins et les effets des marées et de la houle, paramètres très difficiles à appréhender, ne sont souvent pas intégrés dans les modèles. Ceci peut être solutionné néanmoins en couplant le modèle hydrogéologique avec un modèle de surface de circulation marine/houle.

Les exemples recensés de calage des valeurs mesurées de taux d'infiltration par des compteurs d'exfiltration avec les résultats des simulations montrent que ces derniers restent finalement assez éloignés des valeurs de terrain, du fait de toutes les incertitudes énoncées plus haut.

Exemple d'application : Biscayne Bay, S-E Floride, USA avec le code SEAWAT (Langevin, 2001), Donnalucata, Sicily avec PCFLOW3D (Burnett *et al.*, 2006), l'aquifère de la Crau, Camargue, France avec MARTHE (Thierry, 2004).

3.5. TABLEAU SYNTHETIQUE

Infos sur la méthode				Paramètres d'entrée		Résultats			Limites de la méthode
Méthodes	Principes utilisés	Représentativité		Données d'entrée	mesuré ou estimé	Données de sortie	Flux échangé		
		spatiale	temporelle				sens	débit	
Mesure directe sur le terrain / Observations									
Compteur d'exfiltration « Lee type »	Tube situé dans les sédiments d'un côté et relié à un ballon de l'autre. La mesure du volume d'eau entré pendant un temps t dans le ballon permet de calculer vitesse du flux ESO/ESU	Echelle du site	Ponctuelle	Volume initial d'eau dans le dispositif	mesuré	Volume final de remplissage du dispositif Temps de pose du dispositif Débit échangé ESO/ESU au point du dispositif	Non (seulement échange ESO→ESU)	Oui	Risque de biais si dispositif mal positionné dans les sédiments Erreurs sur la mesure à cause de la résistance du sac de prélèvement au flux d'eau Perturbations si granulométrie sédiments trop fine Méthode cumulative empêchant de fournir l'évolution temporelle des écoulements Impossibilité de mesurer le flux inverse ou de détecter les fluctuations dans les écoulements
Compteur d'exfiltration « Taniguchi type »	Même principe de tube que le « Lee type », mais cette fois-ci un pulse de chaleur est envoyé dans l'eau du tube pour mesurer la vitesse du flux dans le tube et donc la vitesse des écoulements ESO/ESU	Echelle du site	Ponctuelle	Mesure température de l'eau à la suite du pulse de chaleur	mesuré	Suivi de la température de l'eau par thermistors Calcul de la vitesse de propagation du pulse de chaleur	Non (seulement échange ESOàESU)	Oui	Perturbations si granulométrie sédiments trop fine
Compteur d'exfiltration « continuous-heat »	Même principe que le « Taniguchi type » mais permet cette fois-ci de mesurer le gradient de température avec de la chaleur générée en continu, puis la vitesse de flux à partir d'une courbe de calibration	Echelle du site	Ponctuelle	Mesure du gradient de température de l'eau (différence de tension) entre deux capteurs situés dans le tube en amont et en aval du flux	mesuré	Calcul de la vitesse du flux à partir de la courbe de la courbe de calibration	Non (seulement échange ESOàESU)	Oui	Perturbations possibles des résultats dues aux basses températures
Mesure de flux par méthode des ultrasons	Vitesse de propagation du son dans l'eau varie en fonction de la vitesse du flux d'eau dans lequel il se propage	Echelle du site	Ponctuelle	Mesure de la différence du temps d'arrivée de deux trains d'ondes émis en même temps par des transducteurs dans le sens et à contre sens du courant passant dans le tube	mesuré	Temps d'arrivée des ondes en amont et en aval Calcul de la vitesse du flux d'eau à partir de la différence du temps d'arrivée des ondes émises dans le sens et à contre-sens du courant	Oui	Oui	Vitesse des ultrasons dans l'eau dépend de la température, de la salinité et de la pression --> ces paramètres peuvent donc induire des erreurs pour le calcul de la vitesse du flux
Mesure de flux par compteur d'exfiltration électromagnétique	Loi de Faraday : un fluide passant dans un champ électromagnétique induit une tension proportionnelle à sa vitesse.	Echelle du site	Ponctuelle (1 mesure à la minute)	Mesure de la tension induite par le flux passant dans le dispositif	mesuré	Valeur de tension transformée en vitesse de flux	Oui	Oui	Dans les sédiments à faible perméabilité le temps d'équilibration est très long ce qui peut fausser les relevés initiaux du compteur

Infos sur la méthode				Paramètres d'entrée		Résultats			Limites de la méthode
Méthodes	Principes utilisés	Représentativité		Données d'entrée	mesuré ou estimé	Données de sortie	Flux échangé		
		spatiale	temporelle				direction	débit	
Approche hydrochimique									
Compteur d'exfiltration « dye dilution » et traceur artificiel	Injection d'un traceur (colorant) dans la zone de mélange du compteur puis mesure de l'absorbance.	Echelle du site	Ponctuelle	Volume de colorant injecté dans la zone de mélange Volume de la chambre de mélange	mesuré	Mesure de l'absorbance (dispersion du colorant) pendant une période T Calcul du débit	Oui	Oui	Besoin de changer le volume de la chambre de mélange selon le débit des écoulements Besoin de quelques jours d'adaptation du dispositif dans les sédiments
Traceurs naturels	Se base sur le principe de concentration en isotopes (par exemple, 222Rn) ou en éléments chimiques (par exemple, CH4) dans l'eau afin de mesurer les échanges entre ESO et ESU,	Echelle régionale (quelques km à une dizaine de km)	Annuelle	Prélèvement d'eau en utilisant des compteurs d'exfiltration Estimation des concentrations dans l'eau de mer en isotopes ou paramètres selon les méthodes	mesuré	Estimation du flux de 222Rn Estimation du flux d'eau à partir du flux de radon	Oui	Oui	Erreurs dues aux estimations de flux Pas de prise en compte des flux d'eau de mer re-circulant dans les sédiments
Modélisation géochimique	Réalisation de bilans globaux en utilisant plusieurs équations de bilan de masse (exemple : 226Ra 223Ra et Si dissous) couplés à des éléments sur les flux entrants et sortants (nutriments, Si..).	Echelle locale à régionale (quelques km à une dizaine de km)	ponctuelle	Prélèvement d'eau et mesure des isotopes + concentration en Si Flux entrants des 3 éléments Diffusion à partir du fond des sédiments Flux sous-marin des eaux souterraines Mélange avec l'eau de mer	mesuré et estimé	Estimation du flux d'eau provenant de la nappe	Oui	Oui	Comme pour tout modèle, des estimations dans les paramètres peuvent conduire à des erreurs sur les valeurs en sortie
Approche géophysique									
Conductivité / Résistivité	Différence de salinité entre eau douce provenant de la nappe et eau de mer. Permet de localiser les entrées d'eau douce	Emprise totale des transects Représentation 3D (surf et profondeur)	Ponctuelle	Mesure de la conductivité (mS/cm) ou de la résistivité (Ω/m)	mesuré	Représentation en 3D des panaches d'eau douce (sortie ESO vers ESU) avec une conductivité apparente faible par rapport à l'eau salée	Non	Non	Besoin de former des transects d'électrodes à Plus la surface étudiées est grande plus la mise en place est longue. Besoin de couple avec une autre méthode car ne permet pas de mesurer des valeurs de vitesses de flux ou de débit.
Approche par simulation numérique spatialisée									
Codes SEAWAT et PCFLOW3D +autres modèles (Feflow, Sutra, Marthe...)	Modèle en mailles 3D, flux d'eau douce estimé d'après la densité de l'eau et donc des concentrations en sel Codes à différences finies	Echelle locale à régionale	Pas de temps (variable)	Mesures de salinité Estimation des paramètres hydrodynamiques (Valeurs d'emménagement, porosité, conductivité hydraulique...) Conditions aux limites Niveau initial de l'eau	mesuré et estimé	Flux estimés avec des valeurs absolues ou Représentation relative (selon les incertitudes)	Oui	Oui	La salinité de l'eau est calibrée lorsque la position de l'interface eau salée-eau douce simulée est égale à la position de l'interface mesurée. Cependant cela ne permet pas de confirmer que les concentrations en sel sont calibrées Si par exemple il existe une erreur de 100% sur les concentrations en sel l'erreur sur le flux estimé est d'environ un facteur 2 Biais importants du fait des nombreuses estimations

4. Etat de l'art sur les méthodes de caractérisation et de quantification des échanges nappe/plan d'eau

4.1. MESURES/OBSERVATIONS SUR LE TERRAIN

Les compteurs d'exfiltration utilisés précédemment au niveau des zones humides (cf. chapitre 2.1.6) et du milieu littoral (cf. chapitre 3.1.1) sont également utilisables dans les lacs.

Cependant certaines de ces méthodes manuelles ont subi des modifications afin de mieux s'adapter aux zones lacustres.

4.1.1. Compteur d'exfiltration « Lee Type » modifié

Ce compteur d'exfiltration fonctionne selon le même principe que celui énoncé chapitre 3.1.1 mais il possède des améliorations permettant de palier l'effet des tempêtes rencontré dans la région des Grands Lacs (cf. Illustration 34). A la différence du compteur d'exfiltration « Lee type », le ballon de prélèvement est entouré d'un tube de PVC permettant d'atténuer l'impact du mouvement de l'eau.

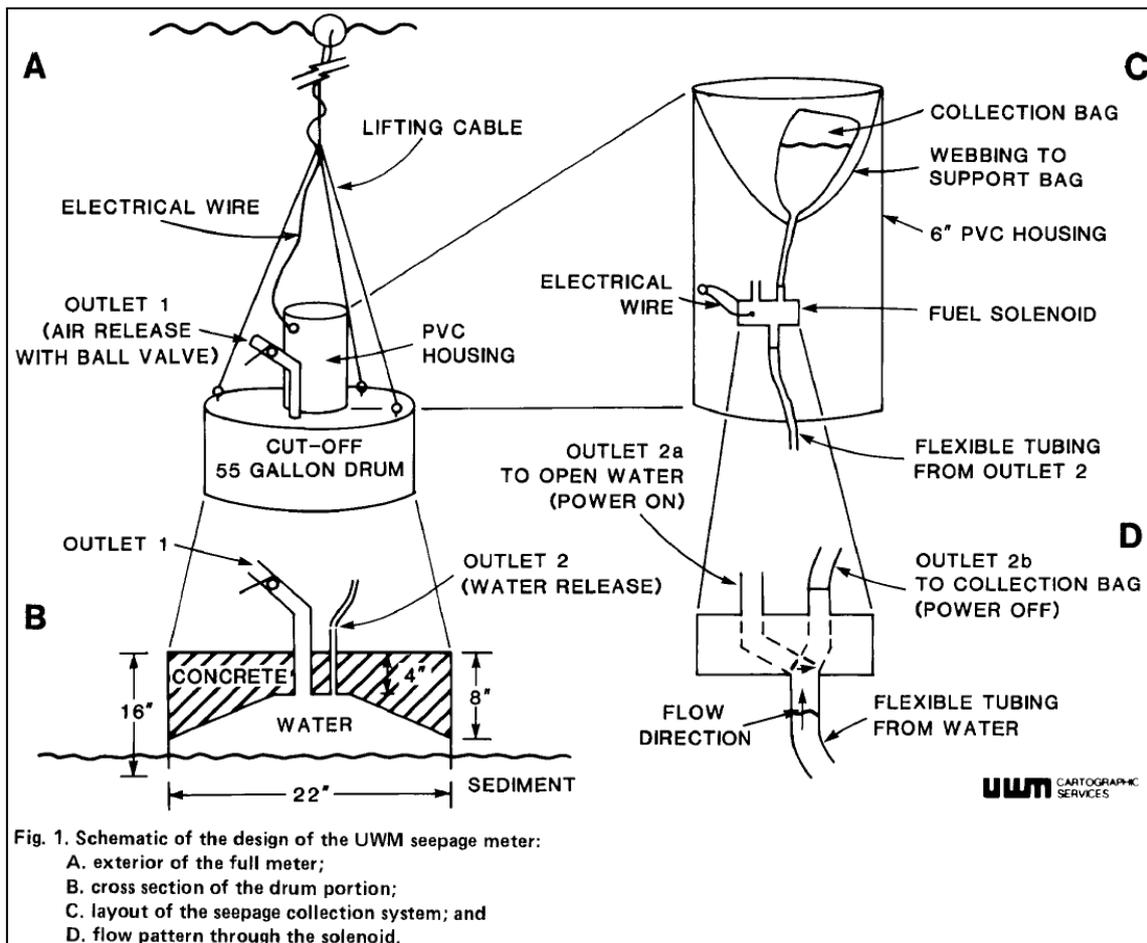


Illustration 34 - Compteur d'exfiltration modifié UWM (Cherkauer et al., 1988)

Limites : Le dispositif est couteux, lourd, ce qui ne facilite pas son déplacement, et son installation demande aussi une logistique importante (bateau + équipage d'au moins 3 personnes).

De plus, sa mise en place n'est pas recommandée sur graviers ou substratum rocheux. De même le dispositif est trop lourd pour être posé sur des sédiments particulièrement fins. Il ne doit donc être exclusivement utilisé que sur un substratum sableux ou silteux (voire argileux).

Exemple d'application : Great Lakes, USA (Cherkauer *et al.*, 1988)

4.1.2. Couplage « compteur d'exfiltration / traceur (NaCl) / mini-piézomètres »

Ces trois méthodes sont utilisées couplées afin de mesurer le flux d'eau échangé entre la nappe et le lac ainsi que le sens d'écoulement.

Le dispositif de compteur d'exfiltration de type « Lee » est utilisé afin de mesurer la vitesse du flux échangé.

La méthode du traceur est elle aussi utilisée dans ce but. Elle consiste à injecter un traceur (NaCl) dans plusieurs tubes enfoncés en partie dans les sédiments et de mesurer le taux de dilution du traceur dans la colonne d'eau (Isiorho, 1996). Cependant le profil obtenu doit ensuite être modélisé par une équation 1D d'advection-diffusion afin de déterminer les vitesses d'advection.

Dans l'étude d'Isiorho *et al.* (1996), il est indiqué que les résultats de flux obtenus par compteur d'exfiltration et traceur sont du même ordre. Ainsi ces deux méthodes ont été comparées afin de vérifier la « justesse » des résultats.

Enfin le nid de piézomètres permet de mesurer les hauteurs d'eau souterraine par rapport à la surface du lac, et ainsi de déterminer qualitativement le sens des écoulements ESO/ESU.

Limites du compteur d'exfiltrations : les limites de la méthode sont déjà énoncées dans le chapitre 3.1.1.

Limites du traceur : Ne prend pas en compte le transport horizontal de l'eau (à cause de la paroi des tubes), seulement la diffusion et l'advection verticale du fluide.

Exemple d'application : Long Lake, Indiana Dunes National Lakeshore, USA (Isiorho *et al.*, 1996)

4.2. APPROCHE HYDROCHIMIQUE

4.2.1. Traceurs artificiels

Le principe de cette méthode consiste à calculer la vitesse maximale d'un traceur artificiel injecté dans l'eau (du point d'injection au point d'émergence) et donc de calculer une vitesse approximative de la vitesse d'écoulement des eaux souterraines.

Le traceur est injecté dans un ou plusieurs forages situés à proximité du lac et des mesures de concentrations de ce traceur sont réalisées dans les eaux du lac afin de mettre en évidence un éventuel échange ESO→ESU.

Les traceurs/colorants généralement utilisés pour cette méthode sont les suivants : Na-fluorescéine, Tritium, Sulforhodamine B, Eosine, Pyranine, Duasyn, Na-Naphtionate, Lissamine, Amidoflavine.

Limites : La thermocline dans les lacs fait que le traceur peut ne pas être « visible » en surface du fait de la différence de température et de densité de l'eau qui l'empêchent de remonter.

Exemple d'application : Lacs de la vallée de Piora : Lac Ritom et Lac Cadagno (Otz *et al.*, 2003).

4.2.2. Traceurs naturels : isotopes (exemple du Radon)

Cette méthode se base sur le même principe que vu précédemment (cf. chapitre 3.2.2). Les eaux souterraines et eaux de surfaces possèdent des différences de concentrations significatives en certains éléments (ici ^{222}Rn). Le flux de Rn mesuré correspond lui aussi au flux d'eau corrigé des pertes vers l'atmosphère, de la diffusion ou encore de la quantité provenant de la désintégration de ^{226}Ra .

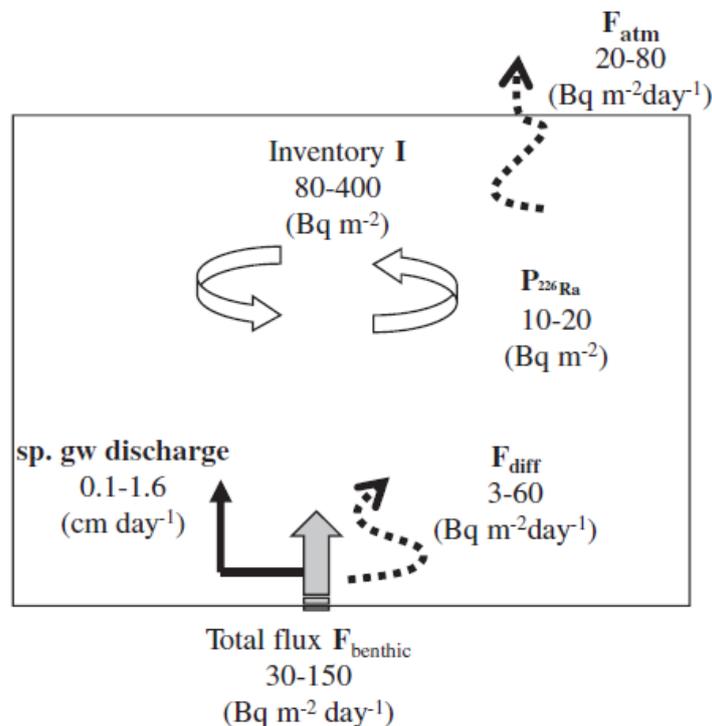


Illustration 35 - Schéma du modèle en boîte du bilan massique de ^{222}Rn (Dimova *et al.*, 2013)

Dans l'étude de Dulaiova *et al.* (2005), l'activité en ^{222}Rn est mesurée dans l'eau du lac et chaque mesure est localisée et positionnée en profondeur à l'aide d'un GPS. Puis, l'activité de cet isotope est également mesurée dans l'eau interstitielle présente dans les sédiments du lac.

Plusieurs hypothèses sont ensuite posées : l'apport d'eau souterraine avec la diffusion par les sédiments dans le lac est à l'état d'équilibre et ces apports représentent les seuls sources de radon. La colonne d'eau est aussi considérée comme étant bien mélangée et le signal du radon est distribué uniformément à la verticale et à l'horizontale.

Limites : Grandes incertitudes dues à la détermination du radon provenant de l'eau souterraine. Cette approche est applicable uniquement pour de petits lacs peu profonds et ne permet d'appréhender que les flux d'eau souterraine vers le lac.

Exemple d'application : Application sur 7 lacs, nord et centre de la Floride, USA (Dimova *et al.*, 2013).

4.3. APPROCHE HYDROLOGIQUE ET THERMIQUE

4.3.1. Exemples de simulations numériques spatialisées

Haute conductivité hydraulique (Yihdego et al., 2013)

Le modèle proposé dans cette étude est un modèle 3D de type grille, méthode de différences finies avec technique dite de haute conductivité hydraulique « High-K » (au niveau des nœuds des mailles). Cette méthode consiste à indiquer une haute conductivité hydraulique sur les nœuds des mailles (K1) représentant le lac (milieu libre) et une plus basse conductivité pour l'aquifère sous-jacent (K2).

La représentation 3D du lac est réalisée à partir d'un Modèle numérique de terrain agrémenté de données bathymétriques. L'objet 3D obtenu est ensuite considéré comme une formation géologique de surface ayant une conductivité hydraulique très élevée (au moins trois fois supérieure aux terrains qui l'entourent). Le niveau du lac (« head in the lake ») est donc modélisé à partir de la méthode des différences finies de l'équation d'écoulement des eaux souterraines.

Pour ces travaux, différents « package » de MODFLOW sont utilisés notamment : le « package River » pour simuler la connexion hydraulique entre eaux souterraines et le lac selon les pertes et les ajouts d'eau, le « package drain » pour simuler les sources qui se déchargent à partir de l'aquifère. L'irrigation est simulée par le « package Well », ainsi que l'apport de la rivière dans le lac qui correspond à un puits d'injection. A noter que de nombreux autres types de modèles présentent ces fonctionnalités avec des degrés de prise en compte différentes.

Limites : Cette méthode semble donner des simulations très précises (bonne calibration entre données mesurées et simulées), mais le post-traitement est lourd et le temps de simulation est aussi plus long. En effet, le nombre d'itérations pour converger vers la solution peut être important, notamment pour des études à échelle régionale (où un petit critère de convergence ne peut pas être utilisé). De plus le flux entre eau souterraine et lac n'est pas une sortie directe du modèle, celui-ci doit être calculé en post-traitement en faisant un bilan par mailles.

L'objectif initial de cette approche (Yihdego *et al.*, 2013) semble dans un premier temps de caler la technique dite de haute conductivité hydraulique « High-K » et notamment tester plusieurs ratio K1 (conductivité hydraulique du lac) sur K2 (conductivité hydraulique de l'aquifère). Il semble qu'il y ait encore besoin d'affiner ces paramètres d'entrée pour aboutir à une réelle estimation des échanges ESO/ESU dans ce type de contexte.

Cette méthode n'est adaptée que pour les lacs de type « seepage lakes » (cf. chapitre 1.2.3).

Exemple d'application : Lac Naivasha, Kenya. La zone d'étude est divisée en mailles de 100m de côté formant une grille de 623 lignes et 624 colonnes. Chacune de ces mailles

possède un volume d'eau défini. Le modèle en lui-même possède une couche lac et 4 couches représentant le multicouche sédimentaire sur *GMS-MODFLOW 2000*.

Modélisation des dômes piézométriques entre 2 lacs (Gosselin et al., 2001)

La méthode utilisée ici traite d'un cas particulier qui consiste à analyser les mouvements des lignes de crête piézométriques entre des lacs très proches. Cette approche se limite aux lacs pour lesquels la variation du niveau d'eau est directement liée à une alimentation souterraine (type « seepage lake » ou, à la limite « groundwater drainage lakes »).

Un modèle conceptuel spécifique à ce type de configuration (2 lacs) est défini (cf. Illustration 36). Toutes les couches géologiques modélisées sont supposées homogènes mais anisotropes (conductivités hydrauliques verticales et horizontales, ...).

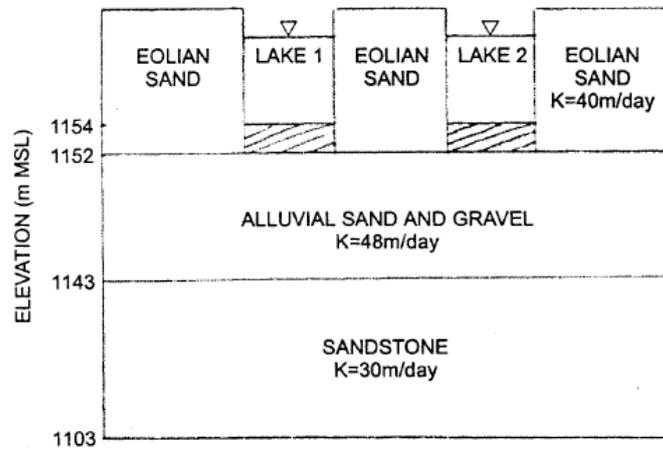


Illustration 36 - Modèle conceptuel utilisé avant utilisation de *MODFLOW* (Gosselin et al., 2001)

Les écoulements des eaux souterraines sont ensuite modélisés en 3D sous *MODFLOW* en s'appuyant notamment sur les hauteurs d'eau du lac pour déterminer les échanges nappe-lac. Les régimes permanent et transitoire sont modélisés au sein d'une grille (cf. Illustration 37).

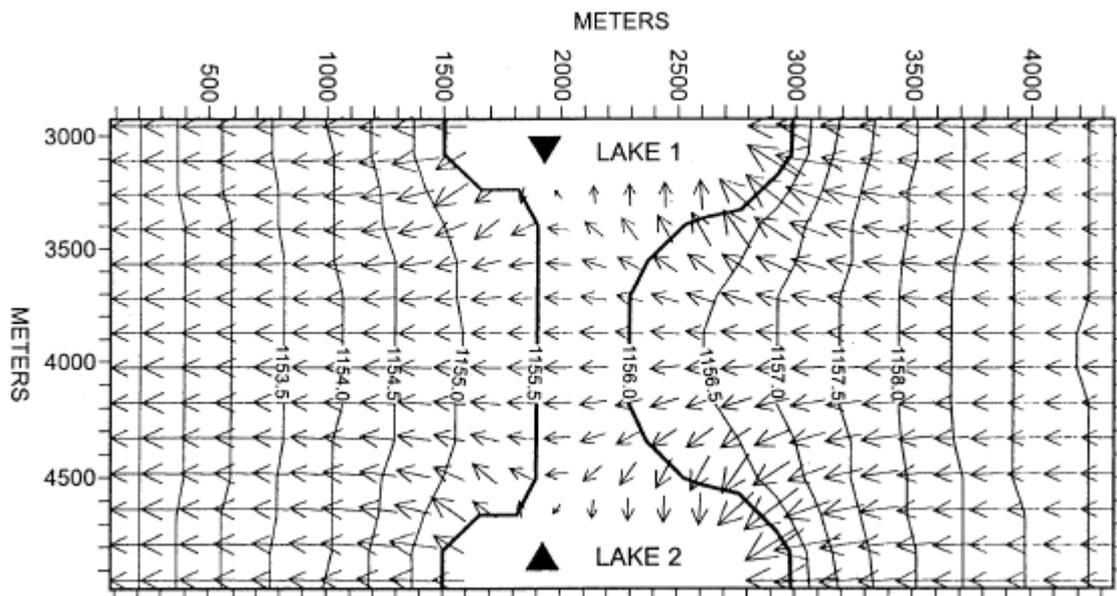


Illustration 37 - Modélisation des flux d'eau souterraine vers les lacs en régime permanent. La longueur des vecteurs correspond à la vitesse de flux (Gosselin et al., 2001).

L'estimation des flux entrants et sortants de chaque lac (cf. Illustration 38) est rendu possible grâce à un bilan hydrique réalisé par MODFLOW et certains paramètres d'entrée estimés ou mesurés :

- Précipitations (NOAA) (mesurées) ;
- Evaporation (NOAA) (mesurées) ;
- Les conductivités hydrauliques (horizontale et verticale) de chaque couche, leur épaisseur, le coefficient d'emmagasinement (estimés) ;
- Débit spécifique (estimé).

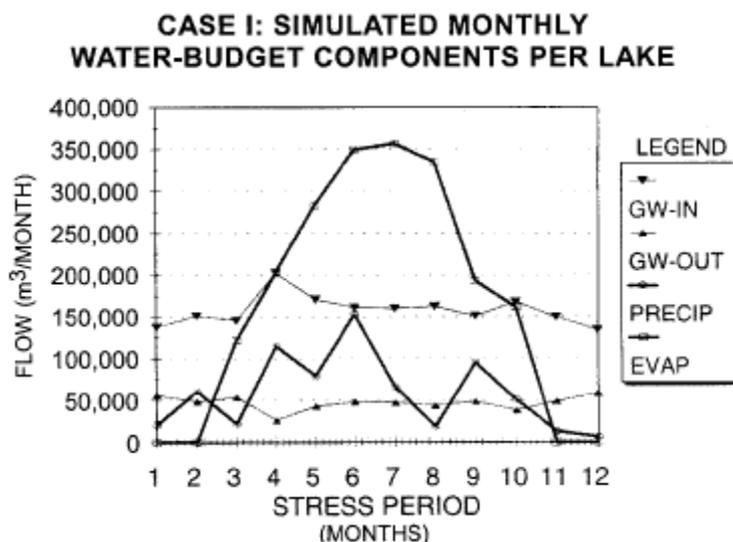


Illustration 38 - Modélisation du bilan hydrique de la zone étudiée, GW-IN : entrée d'eau souterraine vers le lac, GW-OUT : alimentation des eaux souterraines par le lac (Gosselin *et al.*, 2001)

Limites : Limites analogues à celle généralement rencontrées pour toute simulation numérique maillée (temps de calcul et ressources machines importantes, difficulté du calage, etc.). Incertitudes généralement assez élevées sur les paramètres estimés, ce qui peut fausser les résultats.

Exemple d'application : Crescent Lake National Wildlife Refuge, Nebraska Sand Hills, USA (Gosselin *et al.*, 2001).

4.3.2. Modélisation du profil vertical de températures

Cette approche se base sur le fait que la distribution de la température est régie non seulement par la conduction mais surtout par l'advection, c'est à dire par remontée de l'eau souterraine au niveau du lac. La différence de température entre eaux souterraines et eaux de surface est donc un moyen d'approcher une quantification des flux ESO/ESU échangés.

Afin de suivre les échanges entre eau souterraine et eau du lac à partir des températures de l'eau, un modèle 1D (ou 2D) est utilisé sur la verticale du lac. Anibas *et al.* (2009) ont utilisé le modèle de transport d'énergie (chaleur) et d'eau VS2DH (USGS), par méthode de différence finie.

L'estimation des flux échangés entre eau souterraine et eau de surface est obtenue en faisant concorder les solutions de l'équation de flux de chaleur aux distributions des températures observées dans le sol (modélisation inverse). Le modèle donne en sortie un flux de Darcy.

Il a été déterminé que le modèle en régime permanent représentait particulièrement bien la réalité en été et en hiver, où le gradient de température entre eau souterraine et eau de surface est le plus fort. La modélisation en régime transitoire est aussi possible mais est cependant moins facile et plus lourde à mettre en place puisqu'elle demande plus d'informations sur les paramètres utilisés et les conditions aux limites.

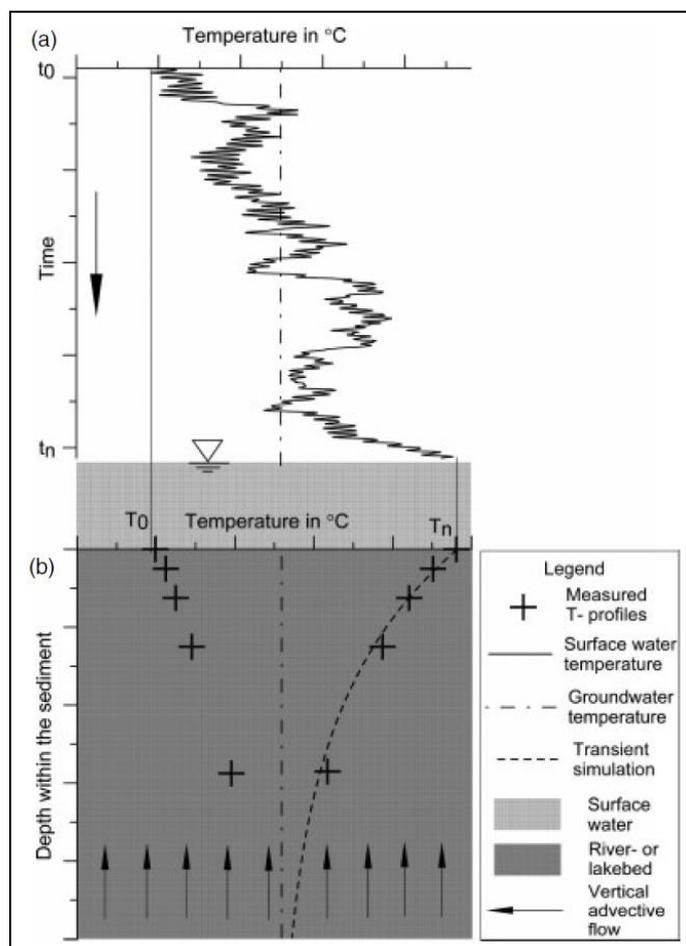


Illustration 39 - Schéma de fonctionnement du modèle 1D de transport de chaleur dans l'eau (a) et dans les sédiments du lac (b) (Anibas et al., 2009)

Limites : Cette méthode demande un gradient de température vertical suffisamment fort pour détecter les différences de température entre eau de surface et eau souterraine.

Elle peut être réutilisée sous n'importe quel climat, cependant il faudra prendre en compte les différences d'amplitude des fluctuations journalières ainsi que la fenêtre d'acquisition des données qui sera sans doute différente (été et hiver pour les climats tempérés).

Pendant les saisons de transition, les flux à l'équilibre ont tendance à passer à un régime transitoire, ce qui provoque des sous-estimations ou surestimations des flux échangés entre ESO/ESU.

Exemple d'application : Sédiments d'un lac acide minier, Allemagne de l'Est (Anibas et al., 2009).

4.4. APPROCHE PAR TELEDETECTION

L'approche par télédétection (images Landsat 4, 5 et 7) associée aux mesures de terrain (pour vérification) permet d'étudier les interactions ESO/ESU et d'identifier les écoulements des ESO vers les lacs peu profonds.

Elle se base sur la détection des anomalies thermiques des eaux du lac. L'hypothèse de départ consiste à dire que les zones d'alimentation du lac par les eaux souterraines sont plus froides que le reste du lac (cf. Illustration 40).

L'utilisation des mesures de température de terrain donnent une représentation 3D à la différence des images Landsat 2D. La combinaison des deux permet donc d'avoir une localisation plus précise des panaches d'eau froide = zone de recharge du lac par la nappe.

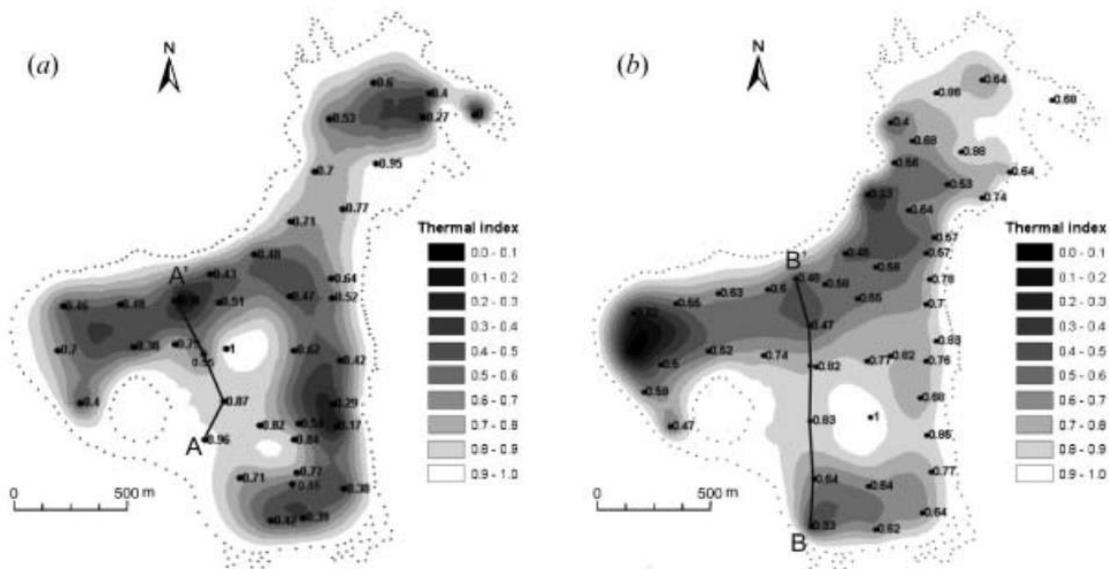


Illustration 40 - Représentation de l'index thermique normalisé sur Island Lake (a) le 13 juillet 2002 (b) le 27 juillet 2002. Les zones les plus sombres, représentées par un index thermique faible, correspondent aux zones les plus froides et donc aux entrées d'eau souterraine dans le lac. (Tcherepanov et al., 2005)

Limites : Les panaches d'arrivée d'eau froide sont seulement visibles sur les images Landsat quand ils intersectent la surface du lac. C'est pourquoi cette approche se limite aux lacs peu profonds pour pouvoir considérer la température de l'eau homogène sur toute la verticale du lac.

De plus ces panaches sont essentiellement visibles au printemps, en automne ou les nuits d'été (pour avoir une différence de température ESO/ESU suffisamment discriminante).

Exemple d'application : Nebraska Sand Hills, USA (Tcherepanov et al., 2005).

4.5. TABLEAU SYNTHETIQUE

Infos sur la méthode				Paramètres d'entrée		Résultats			Limites de la méthode
Méthodes	Principes utilisés	Représentativité		Données d'entrée	mesuré ou estimé	Données de sortie	Flux échangé		
		spatiale	temporelle				sens	débit	
Mesure directe sur le terrain / Observations									
Compteur d'exfiltration « Lee type » avec modifications	Tube situé dans les sédiments d'un côté et relié à un ballon de l'autre. La mesure du volume d'eau entré pendant un temps t dans le ballon permet de calculer vitesse du flux ESO/ESU.	Echelle du site	Ponctuelle	Volume initial d'eau dans le dispositif	mesuré	Volume final de remplissage du dispositif	Non (seulement échange ESO vers ESU)	Oui	Mêmes erreurs que la méthode Lee traditionnelle, cependant les erreurs dues à la résistance du sac sont retirées
Compteur d'exfiltration couplé à des mini-piézomètres et à un traceur (NaCl)	Mesures directes du débit d'échange ESO/ESU sur le fond du lac à l'aide d'un cylindre sans fonds relié à un ballon de prélèvement d'eau. Identification de la direction de l'écoulement par mesure de conductivité suite à l'injection du traceur NaCl	Echelle du site	Ponctuelle	Volume initial d'eau dans le dispositif Volume final d'eau dans le dispositif Temps de pose du dispositif Surface section du cylindre Hauteurs d'eau dans les mini-piézomètres par rapport à la surface du lac Mesure des conductivités électriques par les piézomètres	mesuré	Débit d'échange Résistivité électrique et suivi du panache de NaCl	Oui	Oui	Même incertitudes que le compteur d'exfiltration de type « Lee » Le traceur ne permet pas de prendre en compte les écoulements horizontaux
Mesure directe sur le terrain / Observations									
Traceurs colorants	Injection d'un traceur (colorant) à un point. Si ce traceur est mesuré aux alentours du point d'injection cela indique une relation, ici entre la nappe et les eaux de surface. Cette méthode ne fonctionne pas uniquement que pour les lacs.	Echelle du site	Ponctuelle	Volume de traceurs injecté à t0 (particule, colorant) Volume de traceurs récupéré sur un autre site (lac, ...) à t0+1	mesuré	Temps de séjour Vitesse d'écoulement Cinétique de dispersion Degré de connexion hydraulique avec le lac	Non (seulement échange ESO vers ESU)	Oui	Thermocline : peut empêcher le traceur de remonter à la surface du lac
Traceurs isotope (222Rn)	Gaz présent naturellement dans l'eau mais à des concentrations différentes selon ESO/ESU (ESO plus enrichies en Radon/ESU) Modèle basé sur l'advection-diffusion et sur un bilan massique du radon	Echelle du site	Variable	Mesure in situ 222Rn dans l'eau du lac à différentes profondeurs Mesure in situ 222Rn dans les eaux souterraines Mesure in situ 222Rn dû à la dissolution 224Ra Mesures de la concentration en Rn dans l'air, la température et la vitesse du vent Mesure de la surface du lac	mesuré	Estimation des écoulements des eaux souterraines vers le lac	Non (seulement échange ESO vers ESU)	Oui	Les hypothèses formulées pour le modèle sont : une rentrée de 222Rn se faisant sur une courte période de façon constante (jours semaines) avec une colonne d'eau bien mélangée--> pas le cas pour les lacs profonds avec thermocline et stratifiés Incertitudes fortes pour 222Rn venant des eaux souterraines.

Infos sur la méthode				Paramètres d'entrée		Résultats			Limites de la méthode
Méthodes	Principes utilisés	Représentativité		Données d'entrée	mesuré ou estimé	Données de sortie	Flux échangé		
		spatiale	temporelle				direction	débit	
Approche hydrologique									
Modélisation méthode de haute conductivité hydraulique	Méthode de haute conductivité hydraulique (nœuds de mailles) pour calculer état de flux à l'équilibre dans un modèle 3D à maillage à différences finies.	Echelle du lac (modélisation à échelle régionale demande un temps plus long)	Pas de temps considéré (variable)	n couches représentant les formations aquifères Conditions aux limites supposées Conductivités hydrauliques estimées : haute conductivité hydraulique pour le lac (K2) et conductivité différente pour l'aquifère (K1) Taux de recharge estimés	estimé	Hauteurs du lac dans les mailles Calcul du flux échangé entre eau souterraine et eau de surface à la main ou en post-traitement	Oui	Estimé en post-traitement	Limitée aux lacs de type « seepage lake » Temps de simulation long et post-traitement lourd (nombreuses itération avant convergence vers la solution).
Modélisation dômes piézométriques (MODFLOW)	S'appuie sur les variations de hauteurs du lac afin de déterminer les écoulements entre ESO/ESU	Echelle du lac	Pas de temps considéré (variable)	Précipitations mesurées Evaporations mesurées Conductivités hydrauliques horizontales et verticales Débit spécifique	estimé	Modélisation des hauteurs d'eau dans le lac	Oui	Oui	Limites analogues à celle généralement rencontrées pour toute simulation numérique maillée Incertitudes élevées sur les paramètres estimés pouvant fausser les résultats.
Modélisation des écoulements	Modèle NICE (résolution équations 3D des écoulements souterrains)-LAKE (pour évaluer les écoulements entre eaux souterraines et lac)	Echelle du lac	Pas de temps considéré (variable)	21 paramètres utilisés	estimé	Moyenne des écoulements entre eaux souterraines et lac	Oui	Oui	Les changements rapides d'écoulements ne peuvent pas être modélisés Beaucoup de paramètres ce qui favorise les erreurs
Modélisation du profil vertical de température	Modèle de transport de chaleur 2D (VS2DH)	Echelle du lac	Pas de temps considéré (variable)	Températures mesurées au niveau de plusieurs piézomètres à différentes profondeurs Capacité calorifique de l'eau dans la littérature Capacité calorifique du substrat dans la littérature Densité de l'eau dans la littérature Densité de la roche du substrat dans la littérature	estimé	Vitesse du flux vertical	Oui	Oui	Besoin d'un gradient de température vertical prononcé Difficultés de modélisation en régime transitoire
Approche par télédétection									
Télédétection, anomalies thermiques	Utilisation des anomalies thermiques à la surface du lac pour localiser les zones de recharge par les eaux souterraines Comparaison de mesure des températures sur différents points de la surface du lac avec des traitements de données satellitaires et représentation par Système d'Information Géographique	Surface du lac étudié	Ponctuelle à pluriannuelle	Données satellitaires : Bandes infrarouges thermiques Mesure manuelle de températures (°C)	mesuré	Conversion des bandes infrarouges thermiques en températures de rayonnement Index thermiques normalisés (°C) Représentation des températures mesurées par un SIG Possibilité d'une représentation 3D de la répartition des T° du lac	Non (seulement échange ESO vers ESU)	Oui	Saisonnalité (automne, printemps et nuits d'été) Besoin d'une différence de T° suffisamment importante ESO/ESU et que le panache froid rencontre la surface du lac Problème interaction surface du lac avec vent, T° de l'air Epaisseur de la tranche d'eau de surface ?

5. Analyse du dictionnaire de données SANDRE « Description des relations entre les eaux souterraines et les eaux de surface »

En 2014, un groupe de travail SANDRE a été monté afin de lancer la réflexion autour de l'organisation et de la structuration des données de caractérisation des relations entre les eaux souterraines et les eaux de surface, avec comme point d'orgue initial la volonté de faire le lien entre les référentiels hydrologique (BD Carthage) et hydrogéologique (BDLISA).

Très vite, il est apparu que ces réflexions allaient être déclinées sous la forme de deux modèles conceptuels de données, très intimement liés entre eux. Le premier, assez générique, correspond à la « description des relations entre les eaux souterraines et les eaux de surface ». Le dictionnaire de données associé a été publié en septembre 2015 sur le site du SANDRE⁵.

En 2015, il a été demandé au BRGM de tester la pertinence et la robustesse du premier dictionnaire de données Sandre en le confrontant à des données réelles issues de projets divers.

En 2016, ce travail se poursuivra avec la finalisation du second dictionnaire de données, consacré à l'« acquisition des données des relations entre les eaux superficielles et les eaux de surface », spécifiquement consacré aux méthodes d'acquisition.

5.1. CONSTRUCTION D'UNE BASE DE DONNEES PHYSIQUE TEST

A l'issue des travaux qui ont conduit à finaliser la construction du modèle conceptuel de données (MCD), une implémentation de celui-ci a donc été réalisée via l'outil de modélisation « **Enterprise Architect** ». Ce modèle physique (MPD) a été créé dans une base de données (PostGreSql) avec son plugin spatial (PostGis).

On y retrouve principalement la table qui concerne :

- l'interface d'échange [**interesoesu**] ;
- les échanges potentiels liés à l'interface [**echangepotesoesu**] ;
- et les différents lexiques et nomenclatures du Sandre.

Le schéma décrivant ce MPD est proposé en Annexe 1. Les entités et attributs modélisés dans le MCD Sandre sont rappelés dans le

Tableau 1 ci-dessous.

⁵ <http://www.sandre.eaufrance.fr/notice-doc/description-des-relations-entre-les-eaux-souterraines-et-les-eaux-de-surface>

Entités définies dans le MCD	Attributs définis dans le MCD SANDRE	Nom de la Balise XML	Format	Nomenclatures SANDRE associées
INTERFACE ENTRE LES EAUX SOUTERRAINES ET LES EAUX DE SURFACE	Code de l'interface Eso/Esu	CdInter	Texte (20)	
	Libellé de l'interface Eso/Esu	LibelleInter	Texte (255)	
	Echange potentiel de l'interface Eso/Esu	EchangesPotEsoEsu	Numérique	http://www.sandre.eaufrance.fr/?urn=urn:sandre:donnees:843:::referentiel:3.1:html
	Date de création de l'interface Eso/Esu	DateCreaInter	Date	
	Date de dernière mise à jour de l'interface Eso/Esu	DateDerMajInter	Date	
	Coordonnée X de l'interface Eso/Esu	CoordXInter	Numérique	
	Coordonnée Y de l'interface Eso/Esu	CoordYInter	Numérique	
	Système de projection des coordonnées de l'interface Eso/Esu	TypeProjectInter	Numérique	http://www.sandre.eaufrance.fr/?urn=urn:sandre:donnees:22:::referentiel:3.1:html
	Précision des coordonnées de l'interface Eso/Esu	PrecisionCoordInter	Numérique	http://www.sandre.eaufrance.fr/?urn=urn:sandre:donnees:159:::referentiel:3.1:html
	Bibliographie sur l'interface Eso/Esu	BibliInter	Texte (255)	
	Commentaire sur l'interface Eso/Esu	CommentaireInter	Texte (255)	
	Commentaire sur la dernière mise à jour de l'interface Eso/Esu	CommentaireMajInter	Texte (255)	
	ECHANGE POTENTIEL ESO/ESU	Code de l'échange potentiel Eso/Esu	CdEchangePot	Texte (20)
Qualification de l'échange potentiel Eso/Esu		QualifEchangePot	Numérique	http://www.sandre.eaufrance.fr/?urn=urn:sandre:donnees:839:::referentiel:3.1:html
Caractéristique temporelle du flux de l'échange potentiel Eso/Esu		CaractTemporEchangePot	Numérique	http://www.sandre.eaufrance.fr/?urn=urn:sandre:donnees:840:::referentiel:3.1:html
Sens du flux de l'échange potentiel Eso/Esu		SensEchPot	Numérique	http://www.sandre.eaufrance.fr/?urn=urn:sandre:donnees:842:::referentiel:3.1:html
Date de création de l'échange potentiel Eso/Esu		DateCreaEchPot	Date	
Date de dernière mise à jour de l'échange potentiel Eso/Esu		DateMajEchPot	Date	
Commentaire de l'échange potentiel Eso/Esu		ComEchPot	Texte (255)	
Commentaire sur la dernière mise à jour de l'échange potentiel Eso/Esu		ComMajEchPot	Texte (255)	

Autres entités testées du MCD

Milieu Superficiel de l'interface Eso/Esu	MilieuSuperficiel
Entité hydrogéologique de l'interface Eso/Esu	EntiteHydroGeol

Tableau 1 - Entités et attributs modélisés dans le MCD SANDRE « Description des relations entre les eaux souterraines et les eaux de surface »

5.2. RECUPERATION DE JEUX DE DONNEES

Une étape préalable à la réalisation de ces tests a donc logiquement consisté en la récupération d'un certain nombre de jeux de données caractérisant les échanges ESO/ESU.

La présente étude a ainsi pu bénéficier de certains jeux de données issus du projet de recherche NAPROM (NAPpes-Rivières : Observation et Modélisation), lancé par l'ONEMA en 2011 et animé par Armines, avec l'aimable autorisation des différents partenaires de ce projet.

Le projet NAPROM (Paran *et al.*, 2016 - à paraître) vise à proposer une synthèse interdisciplinaire des méthodes et outils pour l'identification, la caractérisation et l'évaluation, tant qualitative que quantitative des échanges entre les fleuves et les aquifères superficiels. Les données produites dans le cadre de ce projet se sont avérées être les parfaits supports pour la réalisation de ce test, au regard de la variété des approches menées et des données en résultant (approches biologiques, par modélisation numériques, géomatiques...etc...).

Les différents jeux de données NAPROM collectés sont issus des approches suivantes :

- Analyse SIG sur un tronçon de la Sèvre-Niortaise ;
- Modèle Plateforme Eaudyssée dans le bassin Rhin-III ;
- Modèle Métis dans le Bassin d'Orgeval ;
- Données d'écologie souterraine (diagnostic par les macrophytes) sur la Sèvre-Niortaise et le Rhin.

5.3. INTEGRATION DES DONNEES ISSUES DE L'ANALYSE SIG SUR UN TRONÇON DE LA SEVRE-NIORTAISE

5.3.1. Description du type de fichier et spécificité

Le fichier recueilli correspond à une couche SIG composée de tronçons de cours d'eau, représentés par des polygones digitalisés. Ces dernières correspondent plus précisément aux limites du lit moyen du cours d'eau de la Sèvre Niortaise et sont bien cohérentes avec le référentiel BD Carthage (cf. Illustration 41).

Sa principale spécificité tient du fait qu'une distinction est faite entre la berge en rive droite et celle en rive gauche.

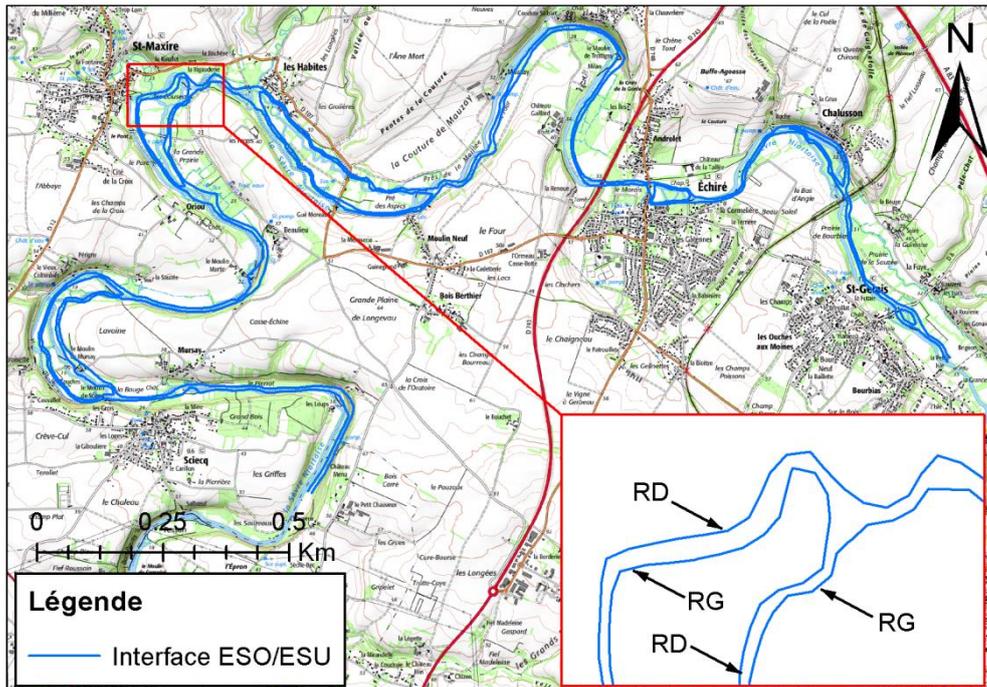


Illustration 41 - Représentation cartographique du jeu de données sur la Sèvre Niortaise, avec distinction en rive droite (RD) et rive gauche (RG) des interfaces ESO/ESU considérées

Chaque berge est tronçonnée en plusieurs segments et chacun de ces segments peut s’appréhender comme une interface ESO/ESU unique⁶. La caractérisation et la quantification des échanges sont d’ailleurs réalisées pour chaque interface (cf. Illustration 42).

Il ne semble pas y avoir d’identifiant unique pour chacune des interfaces ESO/ESU considérées. Néanmoins, plusieurs champs semblent proposer une identification par numérotation correspondant à des regroupements d’interface ESO/ESU (issus de travaux amont).

⁶ Dans le MCD SANDRE, une interface ESU/ESO est définie comme une « zone d’échange potentiel en eau entre le milieu superficiel (ESU) et les eaux souterraines (ESO) ».

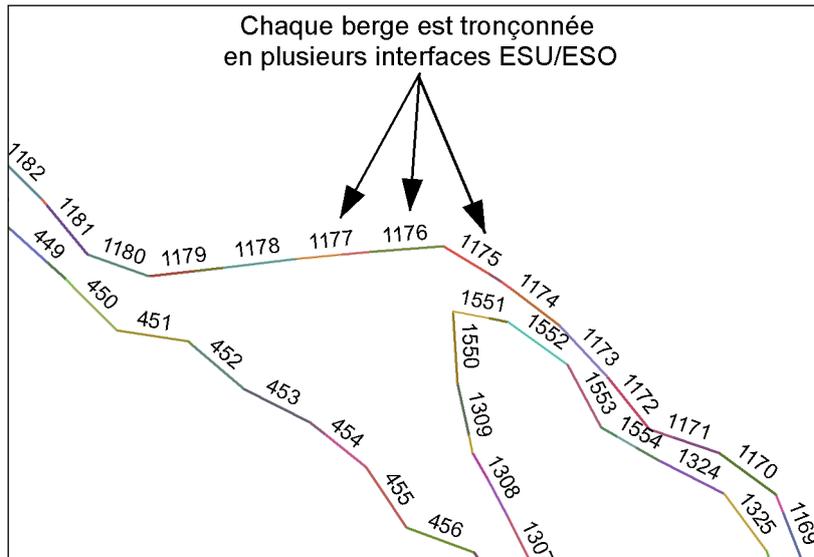


Illustration 42 - Représentation des interfaces ESO/ESU qui tronçonnent le cours d'eau (les étiquettes les identifiant sont tirées du champ FID)

La table attributive associée à cette couche comporte un nombre très important de champs, (88) dont la majorité d'entre eux s'avèrent être des champs de calcul intermédiaire pour la quantification des échanges.

Parmi les champs associables à des concepts du MCD, le champ « sens » donne une indication sur le sens de l'échange potentiel et les champs Q1, Q2, Q3, Q5 et Q6 (Q4 est une estimation de l'échange par le fond du lit) donnent à la fois le sens de l'échange (par convention le signe "-" signifie "rivière vers nappe" et le signe "+" signifie "nappe vers rivière") et une évaluation de la quantité d'eau échangée au niveau des berges, calculée à partir des hypothèses énoncées dans le Tableau 2. Il y a donc autant d'estimations de débit d'échange que d'hypothèses dans ce tableau, pour une même interface ESO/ESU.

Débit d'échange (m ³ /s)	Surface d'échange par longueur de tronçon considéré (m ²)	Perméabilité des alluvions (m/s)
Q1 (berge)	A1 = (cote niveau d'eau de la rivière – cote fond du lit) * longueur du tronçon	K1 = champ de perméabilité des alluvions
Q2 (berge)	A2 = épaisseur des alluvions * longueur du tronçon	K1
Q3 (berge)	A3 = épaisseur d'alluvion mouillée * longueur du tronçon	K1
Q4 (lit)	A4 = moitié de la largeur du lit de la rivière * longueur du tronçon	K2 = perméabilité des alluvions du fond du lit de la rivière
Q5 (berge)	A5 = épaisseur moyenne (moyenne des surface d'échange A1)	K1
Q6 (berge)	A5	K3 = perméabilité moyenne (moyenne des perméabilités K1)

Tableau 2 - Paramètres utilisés pour quantifier les échanges ESO/ESU au niveau des berges et/ou du lit de la rivière pour

Les champs associés aux paramètres de ce calcul (An et Kn dans le Tableau 2) sont également présents dans la table attributive. La quantification des débits d'échanges est donnée ici en mètres cubes par jour pour la longueur totale de chaque interface ESO/ESU.

5.3.2. Confrontation au modèle conceptuel SANDRE

Les informations déclinées dans le modèle conceptuel SANDRE (MCD) dans deux tables distinctes ([**interesoesu**] pour l'interface et [**echangeptesoesu**] pour la caractérisation des échanges potentiels) sont réunis ici dans une seule et même table. Le Tableau 3 ci-dessous synthétise la correspondance entre les attributs du MCD et ceux du jeu de données récupéré.

Attribut du MCD	Attribut similaire du jeu de données	Nomenclature utilisée dans le jeu de données	Commentaires remplissage selon MCD
CdInter	<i>Absent</i>		peut être défini en faisant référence au projet + incrémentation
LibelleInter	<i>Absent</i>		
EchangesPotEsoEsu	<i>Absent mais se déduit des débits</i>		1 pour "Oui" car débit quantifié et jamais nul
DateCreaInter	<i>Absent</i>		peut se remplir facilement
DateDerMajInter	<i>Absent</i>		à défaut, identique à DateCreaInter
CoordXInter	<i>Absent</i>		peut se déduire de la couche SIG
CoordYInter	<i>Absent</i>		peut se déduire de la couche SIG
TypeProjectInter	<i>Absent</i>		peut se déduire de la couche SIG
PrecisionCoordInter	<i>Absent</i>		peut se déduire de la couche SIG
BibliInter	<i>Absent</i>		"Projet Naprom"
CommentaireInter	<i>Absent</i>		<i>optionnel</i>
CommentaireMajInter	<i>Absent</i>		<i>optionnel</i>
CdEchangePot	<i>Absent</i>		peut être défini en faisant référence à l'interface + incrémentation
QualifEchangePot	<i>Absent mais se déduit des débits</i>		3 pour "Averé par preuve indirecte" car débit quantifié et jamais nul
CaractTemporEchangePot	<i>Absent</i>		0 pour "Inconnu"
SensEchPot	Sens	Valeur -1 pour ESU vers ESO; 1 pour ESO vers ESU	1 pour "vers ESO"; 2 pour "vers ESU"
DateCreaEchPot	<i>Absent</i>		peut se remplir facilement
DateMajEchPot	<i>Absent</i>		à défaut, identique à DateCreaEchPot
ComEchPot	<i>Absent</i>		<i>optionnel</i>
ComMajEchPot	<i>Absent</i>		<i>optionnel</i>
MilieuSuperficiel	<i>Absent</i>		peut se déduire par croisement de la couche SIG et des données du référentiel ESU
EntiteHydroGeol	<i>Absent</i>		peut se déduire par croisement de la couche SIG et des données du référentiel ESU

Tableau 3 - Correspondance entre attributs du MCD et champs du jeu de données issues de l'analyse SIG sur un tronçon de la Sèvre-Niortaise

Informations manquantes dans le jeu de données fourni

Au regard du contenu proposé dans la table SANDRE de l'objet géographique « interface d'échange » ([**interesoesu**]) :

- Il manque un identifiant et un libellé unique pour chaque interface ESO/ESU ;
- Aucune référence à des données « référentiel » n'est faite (quels sont les milieux de surface (via BD Carthage) et les entités BDLISA considérés pour cet interface ?) ;
- les coordonnées X, Y du milieu de chaque interface ESO/ESU ne sont pas précisées mais peuvent être déduites de l'objet géographique.

Au regard du contenu proposé dans la table SANDRE des échanges potentiels [**echangepotesoesu**] :

- il manque une codification pour identifier chaque échange potentiel de manière unique, d'autant que la donnée fournie propose 6 méthodes de calcul pour définir le sens et quantifier le débit d'échange. Si l'utilisateur souhaite intégrer l'ensemble de ces résultats, il lui est donc nécessaire de créer 6 codes uniques d'échange potentiel pour chaque interface considérée ;
- Aucune mention n'est faite des caractéristiques temporelles du flux de l'échange potentiel ESO/ESU (flux périodiques, exceptionnels, permanents... ?) même si des informations peuvent être présentes dans le rapport associé à ces travaux.

Informations SANDRE déduites indirectement du jeu de données

L'attribut « Echanges potentiels de l'interface Eso/Esu » de l'interface ESO/ESU a été rempli par défaut de la valeur 1 (pour « Oui ») car aucun débit d'échange nul n'est recensé. Pour rappel, le lexique associé à cet attribut est présenté dans le ci-dessous.

Code de l'élément	Mnémonique de l'élément	Libellé de l'élément	Statut de l'élément	Définition de l'élément
0	Inconnu	Inconnu	Validé	
1	Oui	Oui	Validé	
2	Non	Non	Validé	

Tableau 4 - Contenu de la nomenclature SANDRE n°843 « Echanges potentiels de l'interface Eso/Esu »

L'attribut « Qualification de l'échange potentiel Eso/Esu » a été rempli à défaut en « avéré par preuve indirecte », dont la description est la suivante : « *L'existence d'un échange est confirmée à l'aide d'un faisceau d'indices (exemple : à l'aide de modélisation...)* ».

Pour rappel le lexique associé à cet attribut est présenté dans le Tableau 5 ci-dessous.

Code de l'élément	Mnémonique de l'élément	Libellé de l'élément	Statut de l'élément	Définition de l'élément
1	Supposé	Supposé	Validé	Présume de l'existence d'un échange sans caractérisation précise.
2	Avéré par preuve directe	Avéré par preuve directe	Validé	L'existence d'un échange est confirmée par des preuves "terrain".
3	Avéré par preuve indirect	Avéré par preuve indirecte	Validé	L'existence d'un échange est confirmée à l'aide d'un faisceau d'indices (exemple : à l'aide de modélisation...).
0	Inconnu	Inconnu	Validé	Aucune investigation ne permet de qualifier l'échange.
4	Pas d'échange, preuve dir	Pas d'échange, avéré par preuve directe	Validé	L'absence d'un échange est confirmée par preuve terrain.
5	Pas d'échange, preuve ind	Pas d'échange, avéré par preuve indirecte	Validé	L'absence d'un échange est confirmée à l'aide d'un faisceau d'indices (exemple : à l'aide de modélisation...).

Tableau 5 - Contenu de la nomenclature SANDRE n°839 « Qualification de l'échange potentiel Eso/Esu »

De même, le modèle SANDRE propose un attribut retranscrivant le sens de l'échange ESO/ESU. Cet attribut a pu être rempli en considérant les signes des débits d'échange estimés dans la donnée fournie.

5.3.3. Discussions autour d'évolutions possibles du modèle conceptuel SANDRE

Quantification de l'échange

Lors des réflexions entourant la création du modèle conceptuel SANDRE sur les échanges ESO/ESU, il a été décidé que les paramètres permettant la quantification des échanges étaient considérés comme en dehors du périmètre de l'action. De ce fait, la possibilité d'intégrer des valeurs de débit d'échange ESO/ESU n'a volontairement pas été introduite dans le modèle conceptuel SANDRE.

Néanmoins, au vue des différentes méthodes recensées pour les différents contextes d'échange ESO/ESU et du nombre d'études dont l'objectif premier est la quantification du débit d'échange, la question se pose de savoir si ce type de paramètre ne devrait pas être inclus dans le MCD. Dans une forme minimaliste, ceci pourrait se faire en ajoutant un champ numérique pour la valeur, un champ permettant de définir l'unité de mesure et un champ permettant de définir le type de débit estimé (moyen, instantané, minimum, maximum...). Les débits pourraient être renseignés en valeur absolue, l'attribut « sens de l'échange potentiel ESO/ESU » permettant d'y adjoindre l'information sur le sens de cet échange.

Cette remarque est valable pour les autres jeux de données récupérés de NAPROM et traités par la suite, à l'exception de celui du chapitre 5.6.

Spécification du type d'interface ESO/ESU

Dans ce type d'échange nappe/rivière, il semble important de préciser quelle part de la rivière est à prendre en compte. En effet, le jeu de donnée fourni propose à la fois une distinction entre les berges en rive droite et gauche mais également, dans le mode de calcul du débit échangé,

une distinction entre les berges et le lit de la rivière. La fréquence d'apparition de ce niveau de précision géographique reste néanmoins à relativiser car le cours d'eau sera souvent considéré dans son ensemble « berges + lit ».

Il apparaît pertinent de spécifier le sous-type associé à la rivière considérée, qui se présenterait sous la forme d'un attribut « Localisation précise du milieu superficiel » pour l'interface ESO/ESU, associé à un lexique comportant les éléments suivants :

- Le lit de la rivière et les 2 berges ;
- Uniquement la berge en rive droite ;
- Uniquement la berge en rive gauche ;
- Uniquement les 2 berges ;
- Uniquement le lit de la rivière ;
- non précisé.

Ce paramètre supplémentaire pourrait être complété pour les échanges ESO/ESU du type nappe/plan d'eau car la distinction est parfois faite entre les échanges au niveau des berges et ceux au niveau des sédiments du plan d'eau.

Le second dictionnaire de données sur l'« Acquisition des données des relations entre les eaux superficielles et les eaux de surface », en cours de finalisation, comporte également un paramètre relatif à l'« emprise spatiale représentative du diagnostic » qui pourrait être complété par ces différents éléments, représentatifs d'échelles d'investigation plus fines.

5.4. INTEGRATION DES DONNEES RHIN-ILL - MODELE PLATEFORME EAU-DYSSEE

5.4.1. Description du type de fichier et spécificité

Le fichier recueilli correspond à une couche SIG composée de tronçons de cours d'eau, représentés par des mailles « rivières » extraites du modèle Eau-dyssée, au pas de 200m (cf. Illustration 43). Chaque maille peut être considérée comme une interface ESO/ESU individualisée.

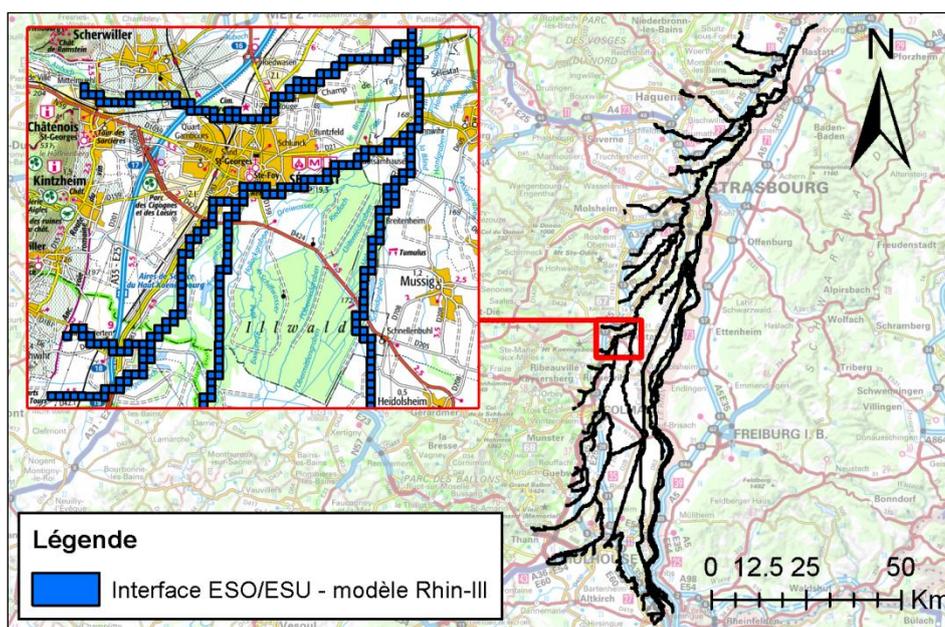


Illustration 43 - Représentation cartographique du jeu de données tiré du modèle Eaudyssée

Cette fois-ci, chaque tronçon est considéré dans son ensemble, aucune distinction n'est faite entre le lit, la berge en rive droite et celle en rive gauche.

Contrairement au jeu de données précédent, chaque maille est identifiée de manière unique et les coordonnées X/Y de leur centroïde sont également renseignées.

Plusieurs champs de quantification des débits d'échanges nappes/rivières sont proposés (q_{moy} , q_{min} , q_{max}) pour deux années distinctes (1991 et 1994), en m^3/s , avec, là encore, un signe variable selon le sens de l'échange.

5.4.2. Confrontation au modèle conceptuel SANDRE

Le Tableau 6 ci-dessous propose une mise en corrélation entre le MCD et le jeu de données récupéré.

Attribut du MCD	Attribut similaire du jeu de données	Nomenclature utilisée dans le jeu de données	Commentaires remplissage selon MCD
CdInter	Maille		
LibelleInter	<i>Absent</i>		
EchangesPotEsoE su	<i>Absent mais se déduit des débits</i>		1 pour "Oui" quand débit quantifié non nul; 2 pour "Non" quand débit = 0
DateCreaInter	<i>Absent</i>		peut se remplir facilement
DateDerMajInter	<i>Absent</i>		à défaut, identique à DateCreaInter
CoordXInter	X		
CoordYInter	Y		
TypeProjectInter	<i>Absent</i>		peut se déduire de la couche SIG
PrecisionCoordInter	<i>Absent</i>		peut se déduire de la couche SIG
BibliInter	<i>Absent</i>		"Projet Naprom - Etude Rhin-III"
CommentaireInter	<i>Absent</i>		<i>optionnel</i>
CommentaireMajInter	<i>Absent</i>		<i>optionnel</i>
CdEchangePot	<i>Absent</i>		peut être défini en faisant référence à l'interface + incrémentation
QualifEchangePot	<i>Absent mais se déduit des débits</i>		3 pour "Averé par preuve indirecte" quand débit quantifié non nul; 5 pour "pas d'échange, preuve indirecte" sinon
CaractTemporEchangePot	<i>Absent</i>		0 pour "Inconnu"
SensEchPot	<i>Absent mais se déduit des débits</i>		1 pour "vers ESO" quand débit quantifié négatif; 2 pour "vers ESU" quand débit quantifié positif
DateCreaEchPot	<i>Absent mais se déduit des débits</i>		Deux dates identifiées : "1994" ou "1991"
DateMajEchPot	<i>Absent</i>		à défaut, identique à DateCreaEchPot
ComEchPot	<i>Absent</i>		<i>optionnel</i>
ComMajEchPot	<i>Absent</i>		<i>optionnel</i>
MilieuSuperficiel	<i>Absent</i>		peut se déduire par croisement de la couche SIG et des données du référentiel ESU
EntiteHydroGeol	<i>Absent</i>		peut se déduire par croisement de la couche SIG et des données du référentiel ESU

Tableau 6 - Correspondance entre attributs du MCD et champs du jeu de données Rhin-III

Informations manquantes dans le jeu de données fourni

Au regard du contenu proposé dans la table SANDRE de l'objet géographique « interface d'échange » ([**interesoesu**]) :

- Il manque un libellé pour caractériser chaque interface ESO/ESU (mais l'identifiant unique – numéro de la maille – est bien présent) ;
- Aucune référence à des données « référentiel » n'est faite (quels sont les milieux de surface (via BD Carthage) et les entités BDLISA considérés pour cet interface ?). C'est d'autant plus problématique que, contrairement au jeu de données précédent qui ne s'intéressait qu'à un seul et même cours d'eau, ces données concernent la quasi-totalité des cours d'eau majeurs présents en Alsace, et vraisemblablement plusieurs aquifères (aquifère rhénan mais également aquifères alluviaux d'origine vosgiennes).

Au regard du contenu proposé dans la table SANDRE des échanges potentiels [**echangepotesoesu**], une codification pour identifier chaque échange potentiel de manière unique pourrait être intéressante, d'autant que la donnée fournie propose 3x2 débits d'échange par maille. Si l'utilisateur souhaite intégrer l'ensemble de ces résultats, il lui est donc nécessaire de créer 6 codes uniques d'échange potentiel pour chaque interface considérée.

Informations SANDRE déduites indirectement du jeu de données

L'attribut « Echanges potentiels de l'interface Eso/Esu » de l'interface ESO/ESU a été rempli par la valeur 1 (pour « Oui ») lorsque les débits étaient quantifiés et par la valeur 0 (pour « Non ») lorsque un débit d'échange nul était recensé.

De même, lorsque les débits étaient quantifiés, l'attribut « Qualification de l'échange potentiel Eso/Esu » a été rempli à défaut en « avéré par preuve indirecte », dont la description est la suivante : « *L'existence d'un échange est confirmée à l'aide d'un faisceau d'indices (exemple : à l'aide de modélisation...)* ». Pour les débits nuls, l'attribut a été rempli à défaut en « Pas d'échange, avéré par preuve indirecte » dont la description est la suivante : « *L'absence d'un échange est confirmée à l'aide d'un faisceau d'indices (exemple : à l'aide de modélisation...)* ».

De même, le modèle SANDRE propose un attribut retranscrivant le sens de l'échange ESO/ESU. Cet attribut a pu être rempli en considérant les signes des débits d'échange estimés dans la donnée fournie. Pour les débits nuls, se pose la question du remplissage de cet attribut (cf. chapitre 5.6.3).

Si l'on considérait le lexique proposé plus haut pour une « Localisation précise du milieu superficiel » associé à l'interface ESO/ESU, le choix se porterait sur « le lit de la rivière et les 2 berges ».

5.4.3. Discussions autour d'évolutions possibles du modèle conceptuel SANDRE

Liens vers les référentiels existants

Il n'y a pas une correspondance parfaite entre le tracé des rivières dans le modèle Eaudyssée et le réseau de drainage du référentiel BD Carthage (cf. Illustration 44). Des mailles « rivière » sont présentes sans qu'un cours d'eau ne soit cartographié dans le référentiel et, inversement, des cours d'eau apparemment non artificialisés ne semblent pas intégrés dans le modèle. Cet

état de fait peut néanmoins s'expliquer par des choix et hypothèses de travail pris en amont par les concepteurs du modèle maillé (cartographie du réseau hydrologique provenant d'une autre source de donnée ?, révisions multiples du référentiel BD Carthage ?).

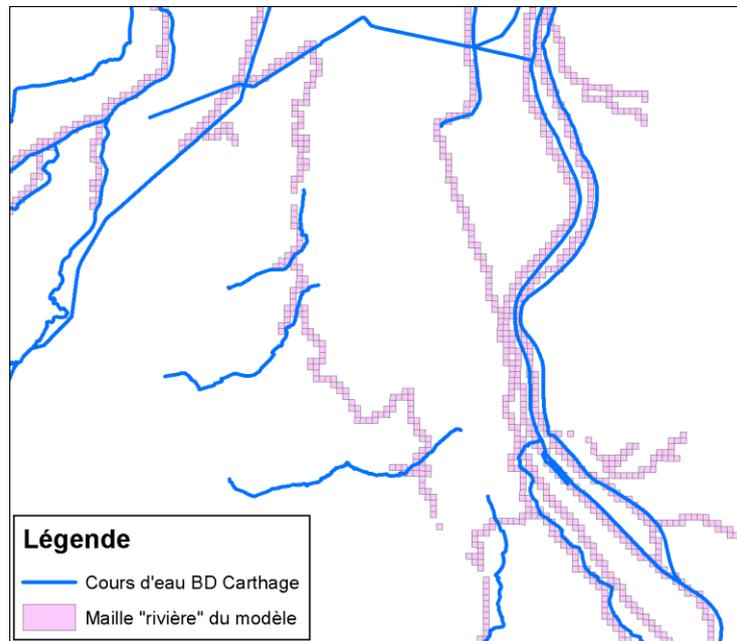


Illustration 44 - Exemple de non correspondance entre des cours d'eau modélisés et le référentiel BD Carthage

Un référentiel (qu'il soit hydrogéologique ou hydrologique) n'étant pas toujours exhaustif ou pouvant parfois contenir des informations inexactes, ce problème est susceptible de se répéter et doit donc être considéré.

De même, certaines situations peuvent rendre l'intégration de données référentiel assez délicate. C'est le cas par exemple d'un cours d'eau avec plusieurs bras intégré sur un modèle régional. Un « seul cours d'eau » dans le modèle peut représenter les différents bras. Or le référentiel associé peut identifier chaque bras de manière différente.

De même, la jonction entre 2 polygones (ou bien la confluence de deux cours d'eau) se faisant toujours à l'intérieur d'une maille, la question se pose de savoir à quelle polygone la donnée résultat est associée.

Dans ce genre de cas où les objets géographiques ne peuvent pas être rattachés facilement à des données « référentiel », il faut donc se poser la question de savoir si leur intégration dans une base de données est réellement pertinente (notamment pour une réutilisation éventuelle facilitée) ou bien si la possibilité doit être laissée à l'utilisateur d'intégrer une telle donnée, en précisant le nom du cours d'eau en texte libre ou la nature « inconnue » du cours d'eau référentiel rattaché.

5.5. INTEGRATION DES DONNEES ISSUES DU MODELE METIS – BASSIN DE L'ORGEVAL

5.5.1. Description du type de fichier et spécificité

Le fichier recueilli correspond à une couche SIG composée de 5 cours d'eau sous forme polygones, avec une table attributaire associée compilant les résultats du modèle Métis agrégés par cours d'eau (cf. Illustration 45).

Chacune de ces polygones, possédant un identifiant et un libellé unique, peut être considérée comme une interface ESO/ESU individualisée. La correspondance avec les cours d'eau de la BD Carthage est quasi parfaite, à l'exception de la Yaiche dont le tracé semble avoir été légèrement revu (mise à jour de BD Carthage ? modification pour le modèle ?). Par contre, l'identifiant unique du jeu de donnée ne correspond pas à celui du référentiel.

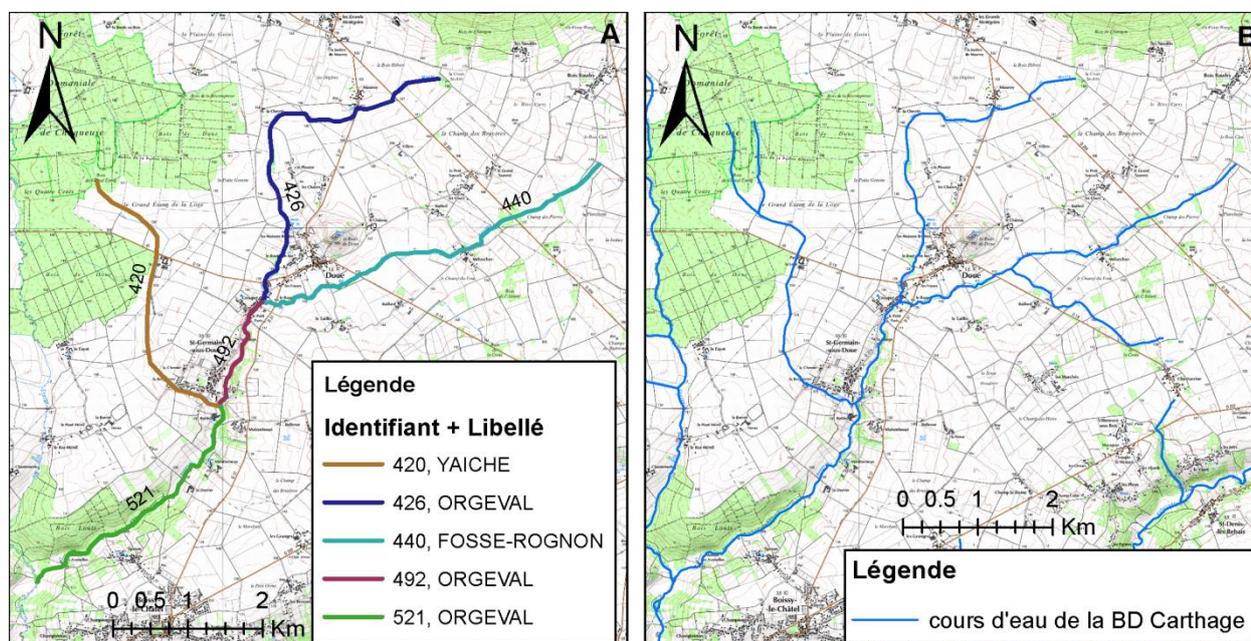


Illustration 45 - Représentation cartographique du jeu de données tiré du modèle Métis pour le bassin de l'Orgeval (A) et des cours d'eau implémentés dans la BD Carthage

Pour cet exemple, l'interface ESO/ESU correspond ici à un cours d'eau ou ruisseau dans son intégralité, de sa source à la première confluence ou d'une confluence amont à la suivante en aval.

Un flux d'échange ESO/ESU est également proposé en m³/jour avec, encore une fois, un signe retranscrivant le sens de l'échange nappe/rivière (si >0 nappe vers rivière et si <0 rivière vers nappe).

5.5.2. Confrontation au modèle conceptuel SANDRE

Attribut du MCD	Attribut similaire du jeu de données	Nomenclature utilisée dans le jeu de données	Commentaires remplissage selon MCD
CdInter	VERDIN		
LibelleInter	LIBRIV ou NOMRIV		attention car doublons !
EchangesPotEs oEsu	<i>Absent mais se déduit des débits</i>		1 pour "Oui" car débit quantifié et jamais nul
DateCreaInter	<i>Absent</i>		peut se remplir facilement
DateDerMajInter	<i>Absent</i>		à défaut, identique à DateCreaInter
CoordXInter	X_am ou X_av		Mais pas au centroïde donc doit se déduire de la couche SIG
CoordYInter	Y_am ou Y_av		Mais pas au centroïde donc doit se déduire de la couche SIG
TypeProjectInter	<i>Absent</i>		peut se déduire de la couche SIG
PrecisionCoordInter	<i>Absent</i>		peut se déduire de la couche SIG
BiblioInter	<i>Absent</i>		"Projet Naprom – Bassin d'Orgeval"
CommentaireInter	<i>Absent</i>		<i>optionnel</i>
CommentaireMajInter	<i>Absent</i>		<i>optionnel</i>
CdEchangePot	<i>Absent</i>		peut être défini en faisant référence à l'interface + incrémentation
QualifEchangePot	<i>Absent mais se déduit des débits</i>		3 pour "Averé par preuve indirecte" car débit quantifié et jamais nul
CaractTemporeEchangePot	<i>Absent</i>		0 pour "Inconnu"
SensEchPot	<i>Absent mais se déduit des débits</i>		1 pour "vers ESO" quand débit quantifié négatif; 2 pour "vers ESU" quand débit quantifié positif
DateCreaEchPot	<i>Absent</i>		peut se remplir facilement
DateMajEchPot	<i>Absent</i>		à défaut, identique à DateCreaEchPot
ComEchPot	<i>Absent</i>		<i>optionnel</i>
ComMajEchPot	<i>Absent</i>		<i>optionnel</i>
MilieuSuperficiel	ID_HYD	codification autre que BD Carthage mais très bonne correspondance géométrique	peut se déduire par croisement de la couche SIG et des données du référentiel ESU
EntiteHydroGeol	<i>Absent</i>		peut se déduire par croisement de la couche SIG et des données du référentiel ESU

Tableau 7 - Correspondance entre attributs du MCD et champs du jeu de données issu du modèle Métis dans le bassin d'Orgeval

Informations manquantes dans le jeu de données fourni

Malgré la très bonne correspondance visuelle avec les cours d'eau de la BD Carthage, il n'existe aucune référence à ces données « référentiel ». Il en est de même pour les entités hydrogéologiques aquifères concernées, non précisées ici.

Comme pour les précédents jeux de données, il manque une codification pour identifier chaque échange potentiel de manière unique. Ce type d'attribut n'est pas présent car, encore une fois, les informations sur l'interface ESO/ESU et les échanges potentiels qui s'y trouvent sont dans une seule et même table.

Concernant les coordonnées X/Y, la donnée fournie propose celles des sommets amont et aval de chaque interface ESO/ESU. Les coordonnées X/Y du milieu de la polyligne ne sont, par contre, pas fournies.

Aucune mention n'est faite des caractéristiques temporelles du flux de l'échange potentiel ESO/ESU (flux périodiques, exceptionnels, permanents... ?) estimé ici, même si des informations peuvent être présentes dans le rapport associé à ces travaux.

Informations SANDRE déduites indirectement du jeu de données

Comme tous les débits d'échange ESO/ESU sont quantifiés et non nuls, l'attribut « Echanges potentiels de l'interface Eso/Esu » de l'interface ESO/ESU a été rempli par la valeur 1 (pour « Oui ») et l'attribut « Qualification de l'échange potentiel Eso/Esu » a été rempli à défaut en « avéré par preuve indirecte ».

De même, le modèle SANDRE propose un attribut retranscrivant le sens de l'échange ESO/ESU. Cet attribut a pu être rempli en considérant les signes des débits d'échange estimés dans la donnée fournie.

Si l'on considérait le lexique proposé plus haut pour une « Localisation précise du milieu superficiel » associé à l'interface ESO/ESU, le choix se porterait sur « le lit de la rivière et les 2 berges ».

5.5.3. Discussions autour d'évolutions possibles du modèle conceptuel SANDRE

Coordonnées X/Y de l'interface ESO/ESU

Lors des travaux de réflexions du groupe SANDRE, la question s'est posée de considérer pour les interfaces ESO/ESU sous forme de polyligne, les coordonnées X/Y des sommets amont et aval plutôt que celles en milieu de ligne. Le présent jeu de données en est une illustration.

Un des avantages consisterait à pouvoir relier facilement en base deux interfaces ESO/ESU connectées l'une à l'autre, sans pour autant devoir afficher les objets géographiques via un logiciel SIG.

Cependant, l'inconvénient majeur serait que les seuls champs actuels « Coordonnée X de l'interface Eso/Esu » et « Coordonnée Y de l'interface Eso/Esu » ne pourrait suffire à renseigner correctement cette information pour les formes polylinéaires. Il serait alors nécessaire de créer deux nouveaux champs, tout en précisant également le caractère amont/aval de chaque doublet X/Y.

A noter que les nœuds représentant les sommets amont et aval de chaque segment sont identifiés de manière unique dans le jeu de données fourni.

5.6. INTEGRATION DES DONNEES ISSUES D'APPROCHES BIOLOGIQUES – DIAGNOSTIC MACROPHYTES SUR LA SEVRE NIORTAISE ET LE RHIN

5.6.1. Description des types de fichier et spécificité

Les fichiers recueillis pour ces deux mêmes types de diagnostic par les macrophytes correspondent à deux couches SIG différentes. La première, traitant des échanges au niveau de la Sèvre-Niortaise, se présente sous la forme d'une série de points d'échantillonnages (cf. Illustration 46). La seconde, pour le Rhin, est une grille raster, résultant d'une interpolation spatiale de données ponctuelles d'échantillonnages (cf. Illustration 47). Ces points d'échantillonnages n'ont cependant pas été recueillis.

Contrairement aux autres jeux de données récupérés, les données issues du diagnostic par les macrophytes ne permettent pas une quantification des échanges. De même, cette méthode ne permet de déterminer que les échanges dans le sens « ESO vers ESU ».

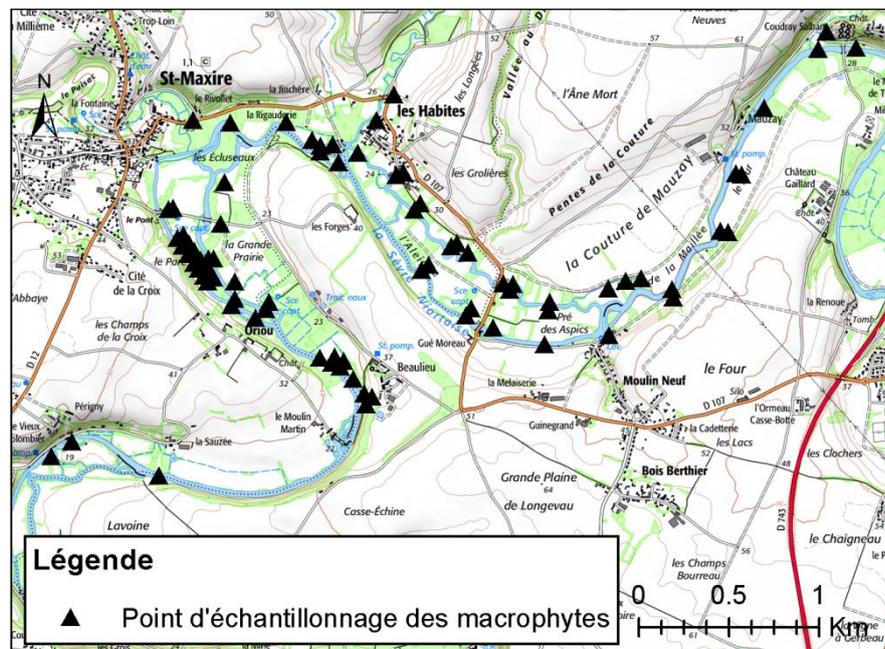


Illustration 46 - Représentation cartographique du jeu de données issu du diagnostic par les macrophytes sur la Sèvre Niortaise

La table attributaire associée à ces points propose :

- Un identifiant unique par point avec le libellé du site concerné (avec parfois mention du caractère rive droite ou gauche du site d'échantillonnage) et les coordonnées X/Y associées ;
- Un attribut retranscrivant le résultat final de la méthode, à savoir la probabilité d'apport d'eau souterraine vers le cours d'eau, avec le lexique suivant :
 - Non déterminée

- Probabilité d'apport ESO faible
 - Probabilité d'apport ESO moyenne
 - Probabilité d'apport ESO forte
 - Probabilité d'apport ESO nulle
- Des attributs complémentaires associés à la méthode, tels que la température, la conductivité, le pH et des résultats d'analyse nitrates.

Au contraire de cette couche de points les seules informations apportées par la grille raster du Rhin correspondent aux valeurs de chaque maille dont la signification est la suivante :

- 0 à 0,75 : apport de la nappe nul ;
- 0,75 à 1,5 : apport de la nappe faible ;
- 1,5 à 2,2 : apport de la nappe moyenne ;
- 2,2 à 3 : apport de la nappe fort.

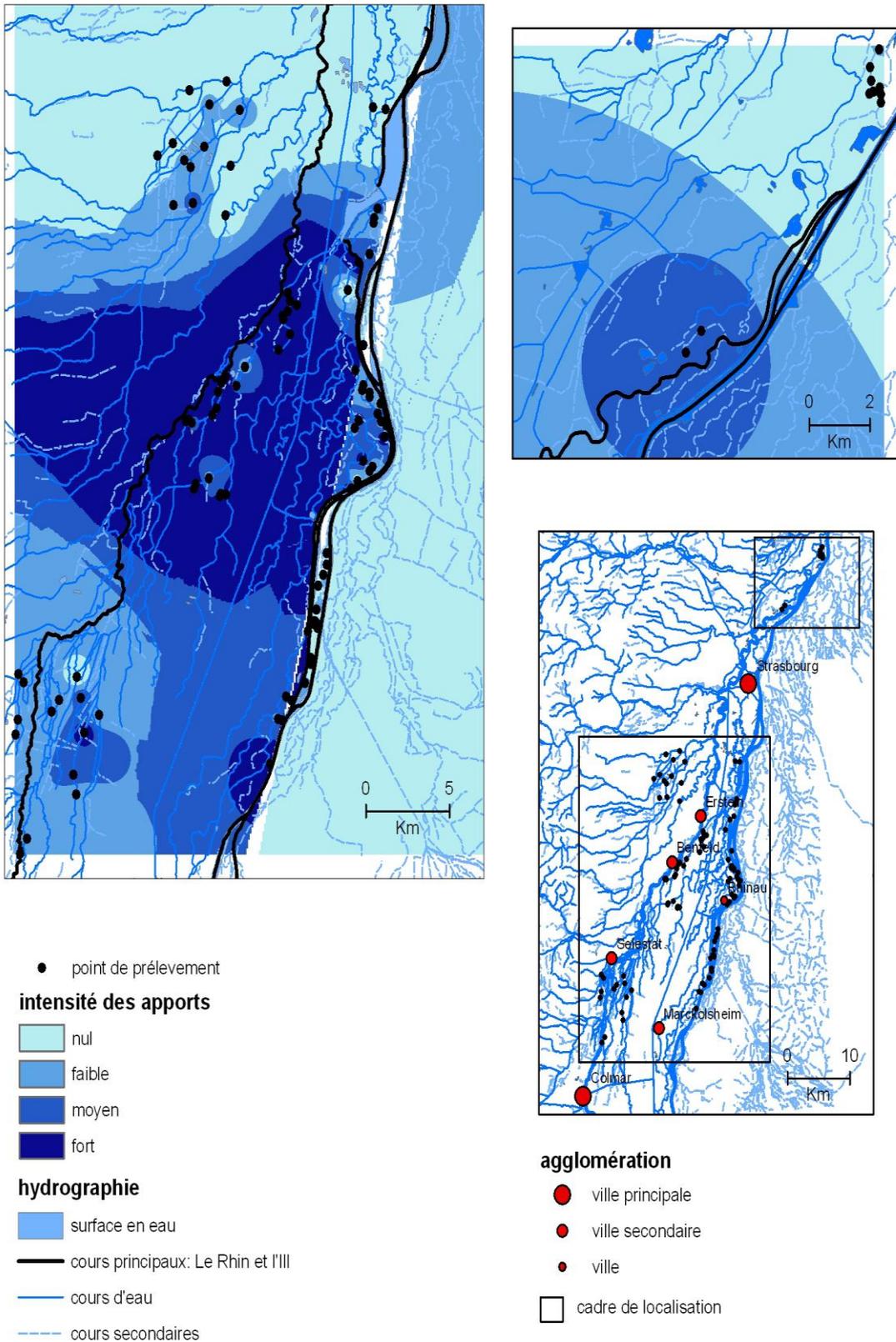


Illustration 47 - Représentation cartographique de la grille interpolée estimant l'intensité des apports d'eau souterraine aux cours d'eau de la plaine d'Alsace, par la méthode de diagnostic par les macrophytes (extrait de Paran et al., 2016, à paraître)

5.6.2. Confrontation au modèle conceptuel SANDRE

Informations manquantes dans le jeu de données fourni

Données Macrophytes sur la Sèvre :

Au regard du contenu proposé dans la table SANDRE de l'objet géographique « interface d'échange » ([**interesoesu**]), la seule information réellement absente est la référence aux entités de surface et souterraines des référentiel BD Carthage et BDLISA.

Au regard du contenu proposé dans la table SANDRE des échanges potentiels [**echangepotesoesu**], certaines informations importantes sont manquantes :

- Aucune mention n'est faite des caractéristiques temporelles du flux d'échange ;
- Aucun code ne définit l'échange potentiel ; là encore, de façon fort logique, puisqu'une seule table porte à la fois des informations géographiques et des informations de caractérisation ;

Données Macrophytes sur le Rhin :

Dans un premier temps, il a été nécessaire de définir au mieux l'objet géographique, l'interface ESO/ESU, à implémenter. Au vue de la classification proposée dans le chapitre 5.6.1, il a été décidé de définir 4 interfaces ESO/ESU, et donc de transformer cette grille raster en une couche vectorielle de polygones qui porteront l'information par classe de valeurs de la grille. Ce choix arbitraire est discuté dans le chapitre 5.6.3.

Les seules informations extraites de ce jeu de données se limitent à une estimation qualitative de l'apport ESO vers la surface. De ce fait, de nombreux champs prévus dans les tables [**interesoesu**] et [**echangepotesoesu**] n'ont pu être remplis :

- Il manque un identifiant et un libellé unique pour chaque interface ESO/ESU ;
- Aucune référence à des données « référentiel » n'est faite (quels sont les milieux de surface (via BD Carthage) et les entités BDLISA considérés pour cet interface ?) ;
- les coordonnées X, Y du milieu de chaque interface ESO/ESU ne sont pas précisées mais peuvent être déduites de la couche SIG.
- il manque une codification pour identifier chaque échange potentiel de manière unique ;
- Aucune mention n'est faite des caractéristiques temporelles du flux de l'échange potentiel ESO/ESU (flux périodiques, exceptionnels, permanents... ?) même si des informations peuvent être présentes dans le rapport associé à ces travaux.

Informations SANDRE déduites indirectement du jeu de données

Données Macrophytes sur la Sèvre :

L'attribut « Qualification de l'échange potentiel Eso/Esu » a été rempli à défaut en « avéré par preuve indirecte », dont la description est la suivante : « *L'existence d'un échange est confirmée* »

à l'aide d'un faisceau d'indices (exemple : à l'aide de modélisation...) ». Il pourrait tout aussi bien, au vue des résultats probabilistes, être qualifié en « supposé ».

Le lexique des résultats présenté dans le chapitre 5.6.1 a été transposé, selon les nomenclatures SANDRE n°842 et n°843 (cf. Tableau 8).

	Transposition Modèle SANDRE	
	Schéma ECHANGE POTENTIEL ESO/ESU	Schéma INTERFACE ESO/ESU
Lexique du jeu de données fourni	Sens du flux de l'échange potentiel Eso/Esu (nomenclature n°842)	Echange potentiel de l'interface Eso/Esu (nomenclature n°843)
Non déterminée	"Inconnu"	"Inconnu"
Probabilité d'apport ESO faible	"Vers ESU"	1 (= "OUI")
Probabilité d'apport ESO moyenne	"Vers ESU"	1 (= "OUI")
Probabilité d'apport ESO forte	"Vers ESU"	1 (= "OUI")
Probabilité d'apport ESO nulle	"Sans objet"?	2 (= "NON")

Tableau 8 - Transposition des classes de résultats du jeu de données fourni en informations conformes au dictionnaire SANDRE

Des questions se posent quant à la transposition lorsque les résultats d'un diagnostic montrent que les échanges ESO/ESU sont nuls (cf. chapitre 5.6.3).

Si l'on considérait le lexique proposé plus haut pour une « Localisation précise du milieu superficiel » associé à l'interface ESO/ESU, le choix serait variable car certains des libellés proposés portent une information sur la rive considérée.

Données Macrophytes sur le Rhin :

Exactement les mêmes que pour le jeu de données Macrophytes de la Sèvre-Niortaise, à l'exception de l'attribut proposé pour la « Localisation précise du milieu superficiel » qui serait plutôt en « non précisé ».

5.6.3. Discussions autour d'évolutions possibles du modèle conceptuel SANDRE

Caractère probabiliste de certains résultats

Les notions de « probabilité faible », « moyenne » ou « forte » n'ont pas pu être complètement transposées dans le modèle SANDRE, qui ne prévoit pas vraiment de champs pour ce type d'information à caractère statistique.

Une possibilité consisterait à définir l'attribut « Qualification de l'échange potentiel Eso/Esu » en « supposé », pour lequel la définition est « *Présume de l'existence d'un échange sans caractérisation précise* ». Cependant, la notion de degrés de probabilité (faible, moyenne ou forte) ne serait pas conservée, ce qui dégraderait un peu trop l'information vis-à-vis de la méthode employée.

La question se pose de savoir si ce n'est pas plutôt une information intimement liée au type de méthode, et qui concernerait donc plutôt le second dictionnaire de données.

Transposition d'une grille en interface(s) ESO/ESU

Lorsqu'un jeu de données résultat se présente sous la forme d'une grille raster, plusieurs choix d'interfaces ESO/ESU SANDRE-compatibles peuvent être envisagés :

- Si une distinction claire est faite entre les zones à échange ESO/ESU nul ou indéterminé d'une part, et celles où des échanges ont lieu d'autre part, alors une solution peut consister à ne considérer que les zones avec échanges comme interface ESO/ESU, à l'image de ce qui a été fait pour le jeu de données tiré du modèle Eau-dyssée sur le bassin du Rhin-III. On perd néanmoins l'information tout aussi importante sur la localisation des zones sans échange ;
- Un autre choix consiste, quand cela se limite à quelques classes de valeurs, à transposer la grille en couche vectorielle, en créant une interface ESO/ESU par classe (c'est le choix qui a été fait dans le cadre du test) ;
- Il est également possible de considérer chaque maille indépendamment les unes des autres et ainsi, de créer autant d'interface ESO/ESU qu'il y a de mailles dans la grille raster. C'est la solution idéale lorsque le jeu de données fourni une estimation du débit échangé pour chaque maille. Ce n'est clairement pas la méthode la plus adaptée pour le présent jeu de données.

Attributs à remplir lorsque l'échange ESO/ESU est nul

Dans le jeu de données test, une des classes caractérise la « Probabilité d'apport ESO nulle ». La méthode utilisée révèle donc l'absence d'échange sur certaines zones du site d'étude pour l'interface ESO/ESU défini selon cette classe.

Pour ce cas particulier, certains champs de la table [**echangepotesoesu**] qui caractérise la temporalité, le sens ou la quantification de l'échange n'ont pas lieu d'être renseignés (laisser le champ vide dans ce cas de figure) ou devraient l'être par un terme du type « sans objet » qui serait à inclure dans chaque nomenclature par conséquent.

6. Conclusion

La caractérisation des échanges entre les Eaux de Surface (ESU) et les Eaux SOuterraines (ESO) est fondamentale pour considérer la ressource en eau dans son intégralité. Actuellement, ces phénomènes ne sont pas toujours clairement identifiés ou, quand ils le sont, valorisés à travers une base de données structurée. Cette étude tente ainsi d'apporter des éléments de réflexions sur cette problématique de plus en plus considérée, et qui fait d'ailleurs l'objet d'un test de caractérisation des masses d'eau souterraine dans le cadre de l'application de la DCE.

Les échanges ESO/ESU ne se limitent pas au seul doublet « nappe/rivière », assez largement étudié en France (projet NAPROM, Zone Atelier Bassin du Rhône, Piren Seine...). D'autres milieux de surface, en lien ou non avec des cours d'eau, peuvent également être le lieu d'échanges avec le milieu souterrain. Des milieux de surface tels que les plans d'eau (au sens large), la bordure littorale ou les zones humides peuvent également échanger des flux avec une nappe sous-jacente.

Dans la continuité de l'état de l'art réalisé en 2013 sur les méthodes de caractérisation des échanges nappe/rivière, un second état de l'art dédié aux approches entreprises jusqu'à présent pour caractériser les échanges nappe/plan d'eau, nappe/milieu littoral et nappe/milieu humide a donc été mené. Ce travail, qui rentre dans le cadre des réflexions en cours du groupe de travail SANDRE sur les méthodes d'acquisition des données sur les relations ESO/ESU, recense des approches souvent exploratoires ou en cours de développement (particulièrement pour le milieu littoral et les plans d'eau), avec des degrés d'incertitudes souvent bien plus élevés que pour le contexte nappe/rivière. Les paramètres significatifs utiles aux hydro(géo)logues pour qualifier et quantifier les échanges ESO/ESU sont assez similaires à ceux mis en évidence en 2014. Un effort particulier a été apporté pour caractériser chaque méthode et synthétiser les résultats qui en découlent (quantification du débit d'échange, sens de l'échange, représentativité spatiale et temporelle...) pour faciliter, dans un second temps, la transposition en concepts SANDRE.

En parallèle de cela, un premier dictionnaire de données a été publié en septembre 2015 sur le site du SANDRE, intitulé « « Description des relations entre les eaux souterraines et les eaux de surface ». Ce document propose une première organisation de la donnée de caractérisation des échanges potentiels ESO/ESU au sein d'une interface ESO/ESU préalablement définie. De ce fait, il semblait bon de vérifier la pertinence et l'utilisabilité de ce document, en le confrontant à des données issues d'études sur les échanges ESO/ESU. Dans ce sens, plusieurs jeux de données issus du projet NAPROM (NAPpes-Rivières : Observation et Modélisation) ont été collectés ; l'intérêt étant qu'ils sont issus d'approches variées, sont de différents formats, proposent différents types d'objet géographique et contiennent un nombre variable d'informations associées.

Les tests d'intégration de ces données dans la base de données physique conforme SANDRE et créée pour l'occasion ont pu montrer que les références aux référentiels hydrologique et hydrogéologique en vigueur sont particulièrement rares. De même, certaines informations de codification/localisation de l'interface ESO/ESU et de temporalité des échanges sont parfois non précisées. Enfin, bien que en dehors du périmètre du dictionnaire SANDRE et de la présente étude, la question se pose de l'intégration de paramètres associés à la quantification du débit d'échange ESO/ESU. Néanmoins, le modèle conceptuel SANDRE semble globalement bien adapté pour l'intégration de ce type de données.

7. Bibliographie

7.1. REFERENCES GENERALES

Brugeron A., Allier D. (2012) – Approche exploratoire des liens entre référentiels hydrogéologique et hydrographique : Première identification des piézomètres potentiellement représentatifs d'une relation nappe/rivière et contribution à leur valorisation. Rapport final BRGM/RP-61047-FR.

Brugeron A., Bessiere H., avec la collaboration de P. Stollsteiner et D. Allier (2014) – Approche exploratoire des liens entre référentiels hydrogéologique et hydrographique (Année 2) : Réflexions sur l'organisation et la mise à disposition des données. Rapport final BRGM/RP-63643-FR.

Circulaire n°91-50 du 12 février 1991 relative à la codification hydrographique et repérage spatial des milieux aquatiques superficiels en France métropolitaine (abrogée par la Circulaire MEDD/DE/SIE n°2 du 12 janvier 2006 relative à la codification hydrographique des milieux aquatiques superficiels continentaux).

Directive 2000/60/CE du Parlement européen et du Conseil du 23 octobre 2000 établissant un cadre pour une politique communautaire dans le domaine de l'eau.

Paran F., Graillot D., Arthaud F., Bodet L., Bornette G., Chatelier M., Douez O., Dujardin F., Flipo N., Guérin R., Habets F., Lalot E., Marmonier P., Mouhri A., Novel M., Piscart C., Rejiba F., Tallec G., Thierion C., Vergnes J.P., Maugis P., Augéard B. (2016, à paraître) – Caractérisation des échanges nappes/rivières à l'échelle du tronçon ou du linéaire par métrique expérimentale ou par modélisation jusqu'à l'échelle régionale. NAPROM (NAPpes-Rivières : Observation et Modélisation). ARMINES, ONEMA, Rapport final, 209p. + annexes.

Winter T.C., Harvey J.W., Franke O.L., Alley W.M. (1998) – Ground water and surface water a single resource. U. S. Geological Survey Circular n°1139.

7.2. REFERENCES RELATIVES AUX ECHANGES NAPPE/ZONES HUMIDES

Abbott, M. B., J. C. Bathurst, J. A. Cunge, P. E. O'Connell and J. Rasmussen (1986). "An Introduction to the European Hydrological System - SYsteme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and Philosophy of a Physically-based Distributed Modelling System." Journal of Hydrology **87**: 45-59.

Abbott, M. B., J. C. Bathurst, J. A. Cunge, P. E. O'Connell and J. Rasmussen (1986). "An Introduction to the European Hydrological System - SYsteme Hydrologique Europeen, "SHE", 2: Structure of a Physically-based, Distributed Modelling System." Journal of Hydrology **87**: 61-77.

Acreman, M. C. and F. Miller (2007). Hydrological impact assessment of wetlands. The global importance of groundwater in the 21st Century: Proceedings of the International Symposium on Groundwater Sustainability., Ragone, S., Hernández-Mora, N., de la Hera, A., Bergkamp, G. and J. McKay (eds.).

- Amoros, C., G. Bornette and C. Pascal Henry (2000). "A Vegetation-Based Method for Ecological Diagnosis of Riverine Wetlands." Environmental Management **25**: 211-227.
- Anderson, M. P. (2005). "Heat as a Ground Water Tracer." Ground Water **43**(6): 951-968.
- Anibas, C., J. H. Fleckenstein, N. Volze, K. Buis, R. Verhoeven, P. Meire and O. Batelaan (2009). "Transient or steady-state? Using vertical temperature profiles to quantify groundwater–surface water exchange." Hydrological Processes **23**(15): 2165-2177.
- Armstrong, A. C. (1995). "Hydrological model of peat-mound form with vertically varying hydraulic conductivity." Earth Surface Processes and Landforms **20**: 473-477.
- Auterives, C. (2007). Influence des flux d'eau souterraine entre une zone humide superficielle et un aquifère profond sur le fonctionnement hydrochimique des tourbières: Exemple des marais du Cotentin, Basse-Normandie PhD thesis, University of Rennes.
- Auterives, C., L. Aquilina, O. Bour, M. Davranche and V. Paquereau (2011). "Contribution of climatic and anthropogenic effects to the hydric deficit of peatlands." Hydrological Processes **25**.
- Baird, A. J. (1997). "Field estimation of macropore functioning and surface hydraulic conductivity in a fen peat." Hydrological Processes **11**: 287-295.
- Baird, A. J. and S. W. Gaffney (1994). "Cylindrical piezometer responses in a humified fen peat." Nordic Hydrology **25**: 167-182.
- Baird, K. J., J. C. Stromberg and T. I. Maddock (2005). "Linking riparian dynamics and groundwater: an ecohydrologic approach to modeling groundwater and riparian vegetation." Environmental Management **36**: 551-564.
- Batelaan, O. and T. Kuntohadi (2002). "Development and Application of a Groundwater Model for the Upper Biebrza River Basin." Annals of Warsaw Agricultural University - SGGW, Land Reclamation **33**: 57-69.
- Batelaan, O., F. de Smedt and L. Triest (2003). "Regional groundwater discharge: phreatophyte mapping, groundwater modelling and impact analysis of land-use change." Journal of Hydrology **275**(1-2): 86-108.
- Barry, B. A. and M. D. Morris (1991). Errors in practical measurement in surveying, engineering, and technology. Rancho Cordova, CA, Landmark Enterprises.
- Beckwith, C. W., A. J. Baird and A. L. Heathwaite (2003). "Anisotropy and depth-related heterogeneity of hydraulic conductivity in a peat bog. I : Laboratory measurements." Hydrological Processes **17**: 89-101.
- Boelter, D. H. (1965). "Hydraulic conductivity of peats." Soil Science **100**: 227-231.
- Boelter, D. H. (1969). "Physical properties of peats as related to degree of decomposition." Soil Science Society of America Proceedings **33**: 606-609.
- Boulton, A. J. (1993). "Stream ecology and surface-hyporheic hydrologic exchange: Implications, techniques and limitations." Aust. J. Mar. Freshwater Res. **44**: 553-564.

- Bradford, R. B. and M. C. Acreman (2003). "Applying MODFLOW to wet grassland in-field habitats: a case study from the Pevensey Levels, UK." Hydrology and Earth System Sciences **7**: 43-55.
- Bradley, C. (1996). "Transient modelling of water-table variation in a floodplain wetland, Narborough Bog, Leicestershire." Journal of Hydrology **185**: 87-114.
- Bradley, C. (2002). "Simulation of the annual water table dynamics of a floodplain wetland, Narborough Bog, UK." Journal of Hydrology **261**: 150-172.
- Bradley, P. M., M. J. Fernandez and F. H. Chapelle (1992). "Carbon limitation of denitrification rates in an anaerobic groundwater system." Environmental Science & Technology **26**: 2377-2381.
- Bravo, H. R., F. Jiang and R. J. Hunt (2002). "Using groundwater temperature data to constrain parameter estimation in a groundwater flow model of a wetland system." Water Resources Research **38**.
- Brinson, M. M. (1993). A Hydrogeomorphic Classification for Wetlands. Washington, USA, U.S. Army Corps of Engineers Washington, DC 20314-1000: 79.
- Bromley, J., M. Robinson and J. A. Barker (2004). "Scale-dependency of hydraulic conductivity: an example from Thorne Moor, a raised mire in South Yorkshire, UK." Hydrological Processes **18**: 973-985.
- Carol, E., E. Kruse, M. Mancuso and M. Melo (2013). "Local and Regional Water Flow Quantification in Groundwater-dependent Wetlands." Water Resources Management **27**(3): 807-817.
- Chason, D. B. and D. I. Siegel (1986). "Hydraulic conductivity and related physical properties of peat, Lost River Peatland, Northern Minnesota." Soil Science **142**: 91-99.
- Chen, J. Y., C. Y. Tang, Y. Sakura, A. Kondoh, J. J. Yu, J. Shimada and T. Tanaka (2004). "Spatial geochemical and isotopic characteristics associated with groundwater flow in the North China Plain." Hydrological Processes **18**: 3133-3146.
- Choi, J. and J. Harvey (2000). "Quantifying time-varying ground-water discharge and recharge in wetlands of the northern florida Everglades." Wetlands **20**(3): 500-511.
- Clymo, R. S. (2004). "Hydraulic conductivity of peat at Ellergower Moss, Scotland." Hydrological Processes **18**: 261-274.
- Cook, P. G., C. Wood, T. White, C. T. Simmons, T. Fass and P. Brunner (2008). "Groundwater inflow to a shallow, poorly-mixed wetland estimated from a mass balance of radon." Journal of Hydrology **354**(1-4): 213-226.
- Dai, T. S. and J. H. Sparling (1973). "Measurement of hydraulic conductivity of peats." Canadian Journal of Soil Science **53**: 21-26.
- Dasberg, S. and S. P. Neuman (1977). "Peat hydrology in the Hula Basin, Israël : 1. Properties of Peat." Journal of Hydrology **32**: 219-239.

de Becker, P., M. Hermy and J. Butaye (1999). "Ecohydrological Characterization of a Groundwater-Fed Alluvial Floodplain Mire." Applied Vegetation Science **2**(2): 215-228.

Devito, K. J., A. R. Hill and N. Roulet (1996). "Groundwater-surface water interactions in headwater forested wetlands of the Canadian Shield." Journal of Hydrology **181**: 127-147.

Drexler, J. Z., B. L. Bedford, R. Scognamiglio and D. I. Siegel (1999). "Fine-scale characteristics of groundwater flow in peatland." Hydrological Processes **13**: 1341-1359.

EPA, U. S. (2002). Methods for evaluating wetland condition: Wetlands classification, Office of Water, U.S. Environmental Protection Agency, Washington, DC. **EPA-822-R-02-017**.

Frazier, S. 1999. Vue d'ensemble des sites Ramsar. Wetlands International. vi + 42 pp. http://www.wetlands.org/Portals/0/publications/Report/WI_RamsarOvervFR_1999.pdf

Ferone, J. M. and K. J. Devito (2004). "Shallow groundwater-surface water interactions in pond-peatland complexes along a Boreal Plains topographic gradient." Journal of Hydrology **292**: 75-95.

Fetter, C. W. (2001). Applied Hydrogeology. New York, Prentice-Hall.

Fraser, C. J. D., N. T. Roulet and M. Lafleur (2001). "Groundwater flows patterns in a large peatland." Journal of Hydrology **246**: 142-154.

Freeze, R. A. and J. A. Cherry (1979). Groundwater. Englewood Cliffs, NJ 07632, Prentice-Hall.

Gafni, A. and K. N. Brooks (1990). "Hydraulic characteristics of four peatlands in Minnesota." Canadian Journal of Soil Science **70**: 239-253.

Gerla, P. J. (1999). "Estimating the ground-water contribution in wetlands using modeling and digital terrain analysis." Wetlands **19**(2): 394-402.

Gilvear, D. J., J. H. Tellam, J. W. Lloyd and D. N. Lerner (1989). The hydrodynamics of East Anglian fen systems.

Gilvear, D. J., P. J. K. Sadler, J. H. Tellam and J. W. Lloyd (1997). "Surface water process and groundwater flow within a hydrologically complex floodplain wetland, Norfolk Broads, U.K." Hydrology and Earth System Sciences **1**: 115-135.

Gosselink, J. G. and R. E. Turner (1978). The role of hydrology in freshwater wetland ecosystems. Freshwater wetlands: Ecological processes and management potential. New York, Good, R.E., Whigham D.F., et Simpson R.L.: 63-78.

Grapes, T. R., C. Bradley and G. E. Petts (2006). "Hydrodynamics of floodplain wetlands in a chalk catchment: The River Lambourn, UK." Journal of Hydrology **320**: 324-341.

Hanrahan, E. T. (1954). "An investigation of some physical properties of peat." Geotechnique **4**: 108-123.

Hatch, C. E., A. T. Fisher, J. S. Revenaugh, J. Constantz and C. Ruehl (2006). "Quantifying surface water-groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records: Method development." Water Resources Research **42**(10): n/a-n/a.

- Hayashi, M., G. Van der Kamp and D. L. Rudolph (1998a). "Water and solute transfer between a prairie wetland and adjacent uplands, 1. Water balance." Journal of Hydrology **207**: 42-55.
- Hayashi, M., G. van der Kamp and D. L. Rudolph (1998b). "Water and solute transfer between a prairie wetland and adjacent uplands, 2. Chloride cycle." Journal of Hydrology **207**: 56-67.
- Hemond, H. F. and J. C. Goldman (1985). "On non-Darcian water flow in peat." Journal of Ecology **73**: 579-584.
- Hinsby, K., P. L. Bjerg, L. J. Andersen, B. Skov and E. V. Clausen (1992). "A mini slug test method for determination of a local hydraulic conductivity of an unconfined sandy aquifer." Journal of Hydrology **136**: 87-106.
- House, A., J. R. Sorensen, D. Goody, A. Newell, B. Marchant, J. O. Mountford, P. Scarlett, P. Williams and G. Old (2015). "Discrete wetland groundwater discharges revealed with a three-dimensional temperature model and botanical indicators (Boxford, UK)." Hydrogeology Journal **23**(4): 775-787.
- Hunt, R. J., T. D. Bullen, D. P. Krabbenhoft and C. Kendall (1998). "Using stable isotopes of water and strontium to investigate the hydrology of a natural and a constructed wetland." Ground Water **36**(3): 434-443.
- Hunt, R. J., D. P. Krabbenhoft and M. P. Anderson (1996). "Groundwater inflow measurements in wetland systems." Water Resources Research **32**(3): 495-507.
- Hunt, R. J., M. Strand and J. F. Walker (2006). "Measuring groundwater-surface water interaction and its effect on wetland stream benthic productivity, Trout Lake watershed, northern Wisconsin, USA." Journal of Hydrology **320**: 370-384.
- Hvorslev, M. J. (1951). Time lag and soil permeability in ground-water observations. Vicksburg, Mississippi, USA, U.S. Army Corps of Engineers Waterway Experimentation Station.
- Ingram, H. A. P., D. W. Rycroft and D. J. A. Williams (1974). "Anomalous transmission of water through certain peats." Journal of Hydrology **22**: 213-218.
- Ingram, H. A. P. (1983). Hydrology. Ecosystems of the world, Vol 4A, Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor. A. J. P. Gore. Amsterdam, Elsevier: 67-158.
- Ivanov, K. E. (1981). Water movement in mirelands. translated from the Russian (Ivanov K.E. 1975) by Arthur Thomson and H.A.P. Ingram. London.
- Jolly, I. D., K. L. McEwan and K. L. Holland (2008). "A review of groundwater-surface water interactions in arid/semi-arid wetlands and the consequences of salinity for wetland ecology." Ecohydrology **1**(1): 43-58.
- Joris, I. and J. Feyen (2003). "Modelling water flow and seasonal soil moisture dynamics in an alluvial groundwater-fed wetland." Hydrology and Earth System Sciences **7**: 57-66.
- Kadlec, J. A. (1983). "Water budgets for small diked marshes." Journal of the American Water Resources Association **19**(2): 223-230.

- Kizuka, T., H. Yamada and T. Hirano (2011). "Hydrological and chemical budgets of a mire pool formed on alluvial lowland of Hokkaido, northern Japan." Journal of Hydrology **401**(1–2): 106-116.
- Klijn, F. and M. J.-P. Witte (1999). "Eco-hydrology: Groundwater flow and site factors in plant ecology." Hydrogeology Journal **7**(1): 65-77.
- Krabbenhoft, D. P. and M. P. Anderson (1986). "Use of a Numerical Ground-Water Flow Model for Hypothesis Testing." Ground Water **24**(1): 49-55.
- Krabbenhoft, D. P., C. J. Bowser, M. P. Anderson and J. W. Valley (1990a). "Estimating groundwater exchange with lakes: 1. The stable isotope mass balance method." Water Resources Research **26**(10): 2445-2453.
- Krabbenhoft, D. P., M. P. Anderson and C. J. Bowser (1990b). "Estimating groundwater exchange with lakes: 2. Calibration of a three-dimensional, solute transport model to a stable isotope plume." Water Resources Research **26**(10): 2455-2462.
- Krause, S. and A. Bronstert (2005). "An advanced approach for catchment delineation and water balance modelling within wetlands and floodplains." Advances in Geosciences **5**: 1-5.
- LaBaugh, J. W. (1986). "Wetland ecosystems studies from a hydrologic perspective." Journal of the American Water Resources Association **22**(1): 1-10.
- LaBaugh, J. W., T. C. Winter, D. O. Rosenberry, P. F. Schuster, M. M. Reddy and G. R. Aiken (1997). "Hydrological and chemical estimates of the water balance of a closed-basin lake in north central Minnesota." Water Resources Research **33**(12): 2799-2812.
- Lambs, L. (2004). "Interactions between groundwater and surface water at river banks and the confluence of rivers." Journal of Hydrology **288**: 312-326.
- Lee, D. R. (1985). "Method for locating sediment anomalies in lakebeds that can be caused by groundwater flow." Journal of Hydrology **79**(1–2): 187-193.
- Lee, D. R. and J. A. Cherry (1978). "A field exercise on groundwater flow using seepage meters and mini-piezometers." Journal of Geological Education **27**: 6-10.
- Lewis, J. (2012). "The Application of Ecohydrological Groundwater Indicators to Hydrogeological Conceptual Models." Groundwater **50**(5): 679-689.
- Libelo, L. E. and G. W. MacIntyre (1994). "Effects Of Surface-Water Movement On Seepage-Meter Measurements Of Flow Through The Sediment-Water Interface." Applied Hydrogeology **2**(4): 49-54.
- Lodge, D. M., D. P. Krabbenhoft and R. G. Striegl (1989). "A positive relationship between groundwater velocity and submersed macrophyte biomass in Sparkling Lake Wisconsin." Limnology and Oceanography **34**(1): 235-239.
- Lowry, C. S., J. F. Walker, R. J. Hunt and M. P. Anderson (2007). "Identifying spatial variability of groundwater discharge in a wetland stream using a distributed temperature sensor." Water Resources Research **43**(10): n/a-n/a.

Mansell, R. S., S. A. Bloom and G. Sun (2000). "A model for wetland hydrology : description and validation." Soil Science **165**: 384-397.

MEDDE, GIS Sol. (2013). Guide pour l'identification et la délimitation des sols de zones humides. Groupement d'intérêt Scientifique Sol, Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable et de l'Energie: 63p, http://www.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/Guide_hors-sol_02-05-13_light-1.pdf.

Michelot, J-L., 2003, Les zones humides et l'eau, Cahier thématique du PNRZH, Programme National de Recherche sur les Zones Humides, http://www.zones-humides.eaufrance.fr/sites/default/files/file/Les_zones_humides_64p.pdf.

Martinez, C.J. 2010. Seepage meters for measuring groundwater - surface water exchange. University of Florida Cooperative Extension Service, AE465. <http://edis.ifas.ufl.edu/AE465>.

McDonald, M. C. and A. W. Harbaugh (1988). A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. Washington, USA, US Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations: 588.

McKenzie, J. M., D. I. Siegel, W. Shotyk, P. Steinmann and G. Pfunder (2002). "Heuristic numerical and analytical models of the hydrologic controls over vertical solute transport in a domed peat bog, Jura Montains, Switzerland." Hydrological Processes **16**: 1047-1064.

Meyboom, P. (1967). Groundwater studies in the Assiniboine River Drainage Basin: II. Hydrologic characteristics of phreatophytic vegetation in south-central Saskatchewan. Canada, Geological Survey of Canada Bulletin: 18-23.

Nichols, W. D. (1994). "Groundwater discharge by phreatophyte shrubs in the Great Basin as related to depth to groundwater." Water Resources Research 30(12): 3265-3274.

Novitzki, R. P. (1979). Hydrologic characteristics of Wisconsin's wetlands and their influence on floods, stream flow, and sediment. Wetland functions and values: the state of our understanding. Minneapolis, MN, Greeson, P.E., Clark J.R., Clark J.E. (eds): 377-388.

N.R.C.S (2008). Hydrogeomorphic wetland classification system: An overview and modification to better meet the needs of the Natural Resources Conservation Service, United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service. **Technical Note No. 190-8-76: 8.**

Nuttle, W. K. and J. W. Harvey (1995). "Fluxes of water and solute in a coastal wetland sediment. I. The contribution of regional groundwater discharge." Journal of Hydrology **164**: 89-107.

O'Brien, A. L. and W. S. Motts (1980). "Hydrogeologic evaluation of wetland basins for land use planning." Water Resources Bulletin 16: 785-789.

Ochoa-Salazar, B. X. (2008). Etude conjuguée géochimique/hydrologique des relations nappe/rivière dans une zone humide: case de la zone humide alluviale de Monbéqui, France. PhD thesis, Université de Toulouse III, Paul Sabatier.

Owen, C. R. (1995). "Water budget and flow patterns in an urban wetland." Journal of Hydrology **169**: 171-187.

Pollock, D. W. (1994). User's guide for MODPATH/MODPATH-PLOT, Version 3: A particle tracking post-processing package for Modflow, the U.S. Geological Survey finite-difference ground-water flow model. Reston, Virginia, USA, U.S. Geological Survey: 249.

Price, J. S. and S. M. Schlotzhauer (1999). "Importance of shrinkage and compression in determining water storage changes in peat: the case of a mined peatland." Hydrological Processes **13**: 2591-2601.

Reeve, A. S., R. Evensen, P. H. Glaser, D. I. Siegel and D. Rosenberry (2006). "Flow path oscillations in transient ground-water simulations of large peatland systems." Journal of Hydrology **316**: 313-324.

Reeve, A. S., D. I. Siegel and P. H. Glaser (2000). "Simulating vertical flow in large peatlands." Journal of Hydrology **227**: 207-217.

Reeve, A. S., J. Warzocha, P. H. Glaser and D. I. Siegel (2001). "Regional ground-water flow modeling of the Glacial Lake Agassiz Peatlands, Minnesota." Journal of Hydrology **243**: 91-100.

Rizzuti, A. M., A. D. Cohen and E. M. Stack (2004). "Using hydraulic conductivity and micropetrography to assess water flow through peat-containing wetlands." International Journal of Coal Geology **60**: 1-16.

Robinson, T. W. (1958). Phreatophytes. Report. Geological Survey Water-Supply Paper 1423. United States Department of Interior, Washington, 92 p.

Rosenberry, D. O., J. W. LaBaugh and R. J. Hunt (2008). Use of Monitoring Wells, Portable Piezometers, and Seepage Meters to Quantify Flow Between Surface Water and Ground Water. Field Techniques for Estimating Water Fluxes Between Surface Water and Ground Water. **4-D2**: 39-70.

Rosenberry, D. O., R. G. Striegl and D. C. Hudson (2000). "Plants As Indicators of Focused Ground Water Discharge to a Northern Minnesota Lake." Ground Water **38**(2): 296-303.

Roulet, N. T. (1990). "Hydrology of a headwater basin wetland: Groundwater discharge and wetland maintenance." Hydrological Processes **4**: 387-400.

Rycroft, D. W., D. J. A. Williams and H. A. P. Ingram (1975a). "The transmission of water through peat I. Review." Journal of Ecology **63**: 535-556.

Rycroft, D. W., D. J. A. Williams and H. A. P. Ingram (1975b). "The transmission of water through peat II. Field experiments." Journal of Ecology **63**: 557-568.

Schenk, H. J. and R. B. Jackson (2005). "Mapping the global distribution of deep roots in relation to climate and soil characteristics." Geoderma **126**(1-2): 129-140.

Schroeder, P. R., McEnroe, B. M., Peyton, R. L., and Sjostron, J. W. (1988). "The hydrologic evaluation of landfill performance (HELP) model," Prepared for Office of Solid Waste and Emergency Response, EPA, Washington, D.C., by U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.

Silliman, S. E. and D. F. Booth (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.

- Skalbeck, J., D. Reed, R. Hunt and J. Lambert (2009). "Relating groundwater to seasonal wetlands in southeastern Wisconsin, USA." *Hydrogeology Journal* 17(1): 215-228.
- Sophocleous, M. (2002). "Interactions between groundwater and surface water: the state of the science." *Hydrogeology Journal* 10: 52-67.
- Stoertz, M. W. and K. R. Bradbury (1989). "Mapping Recharge Areas Using a Ground-Water Flow Model – A Case Study." *Ground Water* 27(2): 220-228.
- Su, M., W. J. Stolte and G. van der Kamp (2000). "Modelling Canadian prairie wetland hydrology using a semi-distributed streamflow model." *Hydrological Processes* 14: 2405-2422.
- Surridge, B. W. J., A. J. Baird and A. L. Heathwaite (2005). "Evaluating the quality of hydraulic conductivity estimates from piezometer slug tests in peat." *Hydrological Processes* 19: 1227-1244.
- Thorne, D., C. D. Langevin and M. C. Sukop (2006). "Addition of simultaneous heat and solute transport and variable fluid viscosity to SEAWAT." *Computers & Geosciences* 32(10): 1758-1768.
- Trigg, M. A., P. G. Cook and P. Brunner (2014). "Groundwater fluxes in a shallow seasonal wetland pond: The effect of bathymetric uncertainty on predicted water and solute balances." *Journal of Hydrology* 517: 901-912.
- Van der Schaaf, S. (2004). "A single well pumping and recovery test to measure in situ aquifer transmissivity in raised bogs." *Journal of Hydrology* 290: 152-160.
- Vepraskas, M. J. and C. B. Craft (2015). Wetland Soils: Genesis, Hydrology, Landscapes, and Classification, Second Edition.
- Vidal-Beaudet, L. and S. Charpentier (2000). "Percolation theory and hydrodynamics of soil-peat mixtures." *Soil Science Society of America Journal* 64: 827-835.
- Walton, R., R. Chapman and J. Davis (1996). "Development and application of the wetlands Dynamic Water Budget Model." *Wetlands* 16(3): 347-357.
- Weng, P., F. Giraud, P. Fleury and C. Chevallier (2003). "Characterising and modelling groundwater discharge in an agricultural wetland on the French Atlantic coast." *Hydrology and Earth System Sciences* 7: 33-42.
- Winter, T. C. (1999). "Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems." *Hydrogeology Journal* 7: 28-45.
- Winter, T. C., J. W. Harvey, O. L. Franke and W. M. Alley (1998). Ground water and surface water; a single resource. Circular 1139: 79.
- Wise, W. R., M. D. Annable, J. A. E. Walser, R. S. Switt and D. T. Shaw (2000). "A wetland-aquifer interaction test." *Journal of Hydrology* 227: 257-272.
- Wight, J. R., and Skiles, J. W. (1987). "SPUR. Simulation of production and utilization of rangelands; documentation and user guide." USDA, Agricultural Research Service. Beltsville, MD.

7.3. REFERENCES RELATIVES AUX ECHANGES NAPPE/MILIEU LITTORAL

Back W. (1986) – Role of aquitards in hydrogeochemical systems: a synopsis. *Applied Geochemistry*, 1(3): 427-437.

Barlow P.M. (2003) – Ground Water in Freshwater-Saltwater Environments of the Atlantic Coast, U.S. Geological Survey Circular 1262, 115 pp.

Burnett W.C., Taniguchi M., Oberdorfer J. (2001) – Measurement and significance of the direct discharge of groundwater into the coastal zone. *Journal of Sea Research* 2001; 46:109-8.

Burnett W.C., Dulaiova H. (2003) – Estimating the dynamics of groundwater input into the coastal zone via continuous radon-222 measurements. *Journal of Environmental Radioactivity* 2003; 69:21-15.

Burnett W.C., Aggarwal P.K., Aureli A., Bokuniewicz H., Cable J.E., Charrette M.A., Kontar E., Krupa S., Kulkarni K.M., Loveless A., Moore W.S., Oberdorfer J.A., Oliveira J., Ozyurt N., Povinec P., Privitera A.M.G., Rajar R., Ramessur R.T., Scholten J., Stieglitz T., Taniguchi M., Turner J.V. (2006) – Quantifying submarine groundwater discharge in the coastal zone via multiple methods. *Science of the Total Environment* 2006; 367:495-46.

Cooper H.H., Kohout F.A., Henry H.R. et Glover R.E. (1964) – Sea water in coastal aquifers, U.S. Geological Survey, Water-Supply Paper 1613-C, 84 pp.

Corbett R., Dillon K., Burnett W., Chanton J. (2000) – Estimating the groundwater contribution into Florida Bay via natural tracers, ^{222}Rn and CH_4 . *Limnology and Oceanography* 2000; 45(7):1546-12.

Custodio E. (1985) – Saline Intrusion, Hydrogeology in the service of Man, 18th congress of the International Association of Hydrogeologists, Cambridge.

Custodio E. (2002) – Coastal aquifers as important natural hydrogeological structures. In: Bocanegra, Martines and Massone (Editors), *Groundwater and human development*, pp. 1905-1918.

Dorfliger N., Schomburgk S., Bouzit M., Petit V., Caballero Y., Durst P., Douez O., Chatelier M., Croiset N., Surdyk N. (2011) – Montée du niveau marin induite par le changement climatique : conséquences sur l'intrusion saline dans les aquifères côtiers en Métropole. Rapport intermédiaire BRGM RP-60829-FR, 302p., 122 ill., 4 ann.

Granier A. (1985) – Une nouvelle méthode pour la mesure du flux de sève brute dans le tronc des arbres. *Annales des Sciences Forestières*, 42 (2), 193-200.

Hwang D-W., Kim G., Lee Y-W., Yang H-S. (2005) – Estimating submarine inputs of groundwater and nutrients to a coastal bay using radium isotopes. *Marine Chemistry* 2005; 96:61-11.

Langevin C. (2001) – Simulation of Ground-Water discharge to Biscayne Bay, Southeastern Florida. USGS, Water-Resources Investigations Report 2001; 00-4251.

- Lee D.R. (1977) – A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries. *Limnology Oceanography* 1977; 22:140-7.
- Mwashote B. M., Burnett W. C., Chanton J., Santos I. R., Dimova N., Swarzenski P. W. (2010) – Calibration and use of continuous heat-type automated seepage meters for submarine groundwater discharge measurements. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 2010; 87(1):1-10.
- Oberdorfer J.A., Valentino M.A., Smith S.V. (1990) – Groundwater contribution to the nutrient budget of Tomales Bay, California. *Biogeochemistry* 1990; 10:199-18.
- Paulsen R.J., Smith C.F., O'Rourke D., Wong T. (2001) – Development and evaluation of an ultrasonic ground water seepage meter. *Ground Water* 2001; 39:904-11.
- Prieto C. (2005) – Groundwater-seawater interactions: seawater intrusion, submarine groundwater discharge and temporal variability and randomness effects. TRITA-LWR PhD Thesis 1019. ISSN 1650-8602. ISRN KTH/LWR/PHD 1019. ISBN 91-7178-027-0.
- Povinec P.P., La Rosa J.J., Lee S.H., Mulsow S., Osvath I., Wyse E. (2001) – Recent developments in radiometric and mass spectrometry methods for marine radioactivity measurements. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 2001; 248:713-6.
- Povinec P.P., Levy-Palomo I., Comanducci J-F., De Oliveira J., Oregioni B., Privitera A.M.G. (2006) – Submarine groundwater discharge investigations in Sicilian and Brazilian coastal waters using an underwater gamma-ray spectrometer. *Radioactivity in the Environment* 2006; 8:373-9.
- Sholkovitz E., Herbold C., Charette M. (2003) – An automated dye-dilution based seepage meter for the time-series measurement of submarine groundwater discharge. *Limnology and oceanography: Methods* 2003; 1:16-11.
- Stieglitz T., Taniguchi M., Neylon S. (2008) – Spatial variability of submarine groundwater discharge, Ubatuba, Brazil. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 2008; 76:493-8.
- Taniguchi M., Fukuo, Y. (1993) – Continuous measurements of ground-water seepage using an automatic seepage meter. *Ground Water* 1993; 31:675-9.
- Taniguchi M., Iwakawa H. (2001) – Measurements of submarine groundwater discharge rates by a continuous heat-type automated seepage meter in Osaka Bay, Japan. *Journal Groundwater Hydrology* 2001; 43:271-7.
- Taniguchi M., Burnett W. C., Cable J. E., Turner J. V. (2002) – Investigation of submarine groundwater discharge. *Hydrological processes* 2002:16; 2115-15.
- Thiery D. (2004) – Saltwater intrusion modelling with an efficient multiphase approach: theory and several field application. *Groundwater and saline intrusion. Selected papers from the 18th Salt Water Intrusion Meeting, Cartagena (Spain), 31 mai - 3 juin 2004*. Ed. Instituto Geologico y Minero de Espana. ISBN: 84-7840-588-7.
- Winter T.C., Harvey J.W., Franke O.L., Alley W.M. (1998) – Ground water and surface water a single resource. *U.S. Geological Survey Circular* 1139.

7.4. REFERENCES RELATIVES AUX ECHANGES NAPPE/PLAN D'EAU

Anibas C., Fleckenstein J.H., Volze N., Buis K., Verhoeven R., Meire P., Batelaan O. (2009) – Transient or steady state ? Using vertical temperature profiles to quantify groundwater-surface water exchange. *Hydrological Processes* 2009; 23:2165-13.

Balvay G. (date inconnue) – Le milieu lacustre et son environnement. Fiche de synthèse.

Cherkauer D.A., McBride J.M. (1988) – A remotely operated seepage meter for use in large lakes and rivers. *Ground Water* 1988; 26(2):165-7.

DDT/SPE de la Charente (2012) – Les plans d'eau et la Loi sur l'Eau. Guide de constitution des dossiers de déclaration et d'autorisation. Guide Plans d'eau. Mars 2012.

Dimova N.T., Burnett W.C., Chanton J.P., Corbett J.E. (2013) – Application of Radon-222 to investigate groundwater discharge into small shallow lakes. *Journal of Hydrology* 2013; 486:112-11.

Gosselin D.C., Khisty M.J. (2001) – Simulating the influence of two shallow, flow-through lakes on a groundwater system: implications for groundwater mounds and hinge lines. *Hydrogeology Journal* 2001; 9:476-11.

Grande Encyclopédie Larousse, Lac et limnologie. Edition 1976, p.7747.

Hade A. (2007) – Nos lacs: les connaître pour mieux les protéger. Nouvelle Edition. ISBN 978-2-7621-2534-4.

Isiorho S.A., Beeching F.M., Stewart P.M., Whitman R.L. (1996) – Seepage measurements from Long Lake, Indiana Dunes National Lakeshore. *Environmental Geology* 1996; 18(2):99-7.

Otz M.H., Otz H.K., Otz I., Siegel D.I. (2003) – Surface water/groundwater interaction in the Piora Aquifer, Switzerland: evidence from dye tracing tests. *Hydrogeology Journal* 2003; 11:228-12.

Nakayama T., Watanabe M. (2008) – Missing role of groundwater in water and nutrient cycles in the shallow eutrophic Lake Kasumigaura, Japan. *Hydrological Processes* 2008; 22:1150-23.

SANDRE (2005) – Description des données sur les plans d'eau. Dictionnaire de données SANDRE Version 1, 2005.

Shaw B., Mechenich C., Klessig L. (2004) – Understanding lake data, University of Wisconsin.

Swarzenski P.W., Charette M., Langevin C. (2004) – An autonomous, electromagnetic seepage meter to study coastal groundwater/surface-water exchange. USGS, Open File Report 2004. OFR 2004-1369.

Taniguchi M., Fukuo Y. (1996) – An effect of seiche on groundwater seepage rate into Lake Biwa, Japan. *Water Resources Research* 1996; 32(2):333-6.

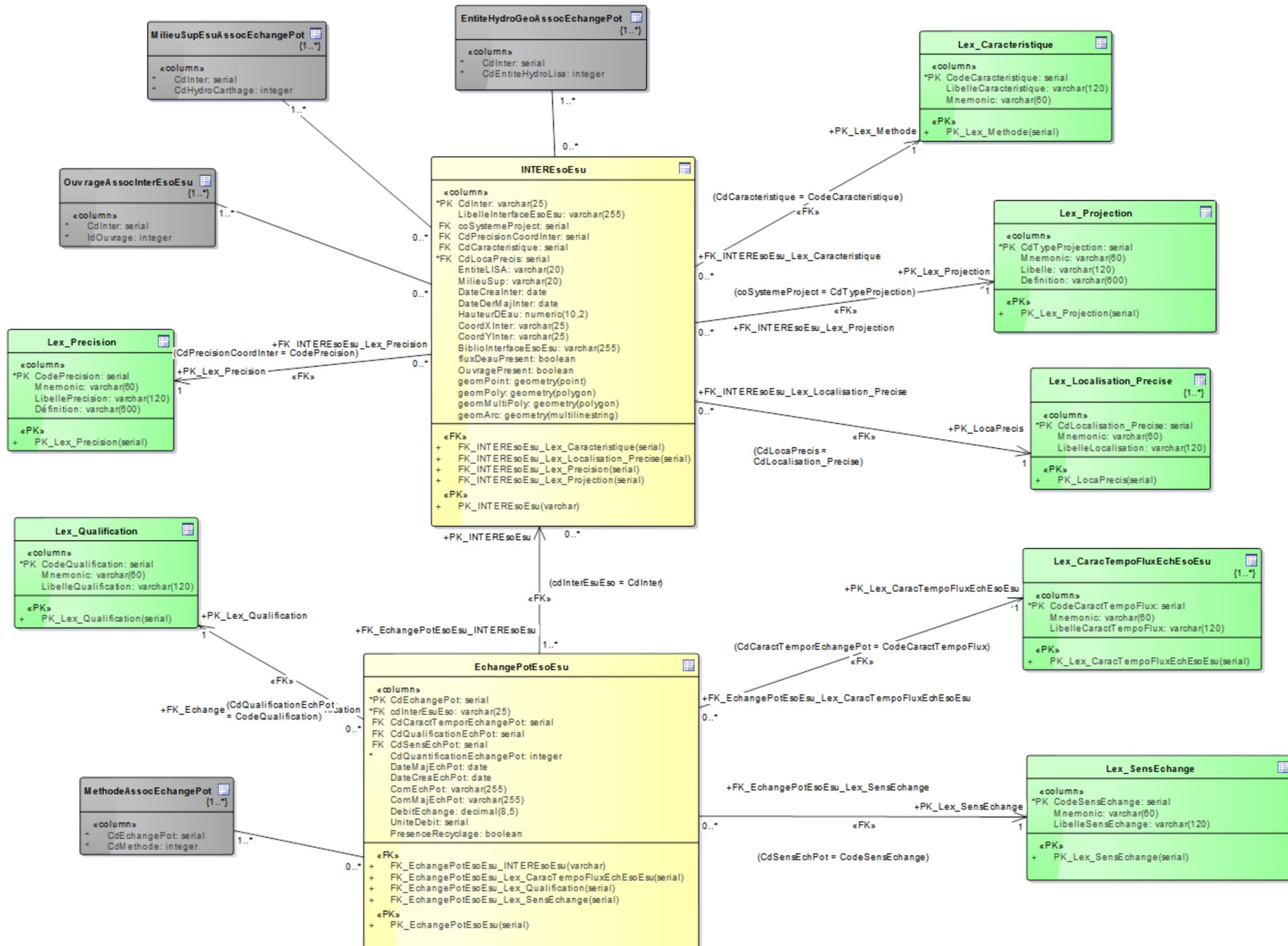
Tcherepanov E.N., Zlotnic V.A., Henebry G.M. (2005) – Using Landsat thermal imagery and GIS for identification of groundwater discharge into shallow groundwater-dominated lakes. *International Journal of Remote Sensing* 2005; 26(17):3649-13.

Touchart L. (2000) – « Qu'est-ce qu'un lac ? », Bulletin de l'association de géographes français, CNRS, vol. 4, décembre 2000, p. 320. ISSN 0004-5322.

Yihdego Y., Becht R. (2013) – Simulation of lake-aquifer interaction at Lake Naivasha, Kenya using a three-dimensional flow model with the high conductivity technique and a DEM with bathymetry. Journal of Hydrology 2013; 503:111-22.

Annexe 1

Schéma du modèle physique de données conforme SANDRE





Centre scientifique et technique
Direction Eau, Environnements et Ecotechnologies
3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France – Tél. : 02 38 64 34 34
www.brgm.fr