

Projet de recherche MORPHEUS - MéthOdologie de Régionalisation des Propriétés HydrogEologiques des aqUifères de Socle

Rapport « final »

BRGM/RP-69431-FR
Janvier 2020

Étude réalisée dans le cadre des opérations (projets)
de Recherche du BRGM RP16BRE001

B. Dewandel, N. Amraoui, J.M. Baltassat, A. Boisson, Y. Caballero, B. Mougin

Vérificateur :

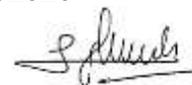
Nom : Pascal Audigane
Fonction : Responsable d'unité
DEPA/GDR
Date : 21/01/2020



Approbateur :

Nom : Mélanie Bardeau
Fonction : Directrice régionale
Bretagne
Date : 10/02/2020

Signature :



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

Contact : qualite@brgm.fr



Établissement public du ministère
chargé du développement durable



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Mots-clés : aquifères de socle, granite, régionalisation des paramètres hydrodynamiques, Bretagne.

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

Dewandel B., Amraoui N., Baltassat J.M., Boisson A., Caballero Y., Mouglin B. (2020) – Projet de recherche MORPHEUS - MéthOdologie de Régionalisation des Propriétés HydrogEologiques des aqUifères de Socle. BRGM/RP 69431-FR -FR, p. 131, 61 fig.,5 tabl., 1 ann.

© BRGM, 2020, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

Synthèse

Le projet MORPHEUS, Méthodologie de Régionalisation des Propriétés Hydrogéologiques des aquifères de Socle, s'inscrit dans la poursuite des travaux initiés au BRGM sur les aquifères de socle. Ce programme R&D a permis de tester des méthodes de spatialisation des propriétés hydrodynamiques à une échelle beaucoup plus fine, interne aux aquifères, que celles proposées dans les précédents travaux.

Les méthodes et approches préalablement développées (en Inde, Nouvelle Calédonie) ont été testées et adaptées, dans la mesure des données disponibles, sur des aquifères de socle Breton : le bassin du Nançon (57 km², granites ; département d'Ille-et-Vilaine) et dans une moindre mesure sur le bassin de la Maudouve-Noë Sèche (40 km², granites et migmatites ; département des Côtes d'Armor). Sur ce territoire, des bases de données librement accessibles (comme la Banque de données du Sous-Sol [BSS]) et des mesures de terrain d'acquisition facile (piézométrie, débit de cours d'eau) ont été mobilisées pour voir s'il était possible d'obtenir des champs de perméabilité et de porosité satisfaisants sur les bassins versants proposés.

Les méthodes mises en œuvre ont permis de proposer des cartes de paramètres hydrogéologiques, comme la porosité (bassin du Nançon seul) et la perméabilité (Nançon et Maudouve-Noë Sèche).

Pour la porosité (Nançon seulement), la comparaison des données en fonction de la position au sein du profil d'altération montre des résultats très satisfaisants vis-à-vis de la distribution de la porosité au sein du profil, mais aussi vis-à-vis des mesures de teneur en eau obtenues par RMP. Les données sont aussi concordantes avec les estimations faites sur des bassins versants en Inde dans des granites. Une spatialisation en 3D du champ de porosité a aussi été conduite en procédant à une cartographie du champ de porosité des différents niveaux du profil d'altération. En moyenne et à l'échelle du bassin versant, les altérites ont une porosité de 2% environ, les 5 premiers mètres de zone fracturée de 1,4%, et la zone fracturée sous-jacente (épaisseur moyenne de 32 m) de 0,3%. Ce champ 3D a permis de faire une estimation du stock d'eau présent dans l'aquifère. Il correspond à une lame d'eau d'environ 400 mm, dont 240 mm au sein de la zone fracturée.

Pour la recharge (Nançon seulement), plusieurs méthodes ont été mises en œuvre afin de l'évaluer : l'outil ESPERE (©brgm), la modélisation Gardénia (©brgm) et une méthode de fluctuation de nappe. L'estimation de la recharge avec l'outil ESPERE est cohérente de l'infiltration totale déduite de la modélisation Gardénia (env. 260 mm/an). Par contre, la modélisation Gardénia a permis de préciser que le flux de recharge vers l'aquifère profond (zone fracturée) est de l'ordre de 100 mm/an en moyenne, une valeur cohérente avec celle obtenue par méthode de fluctuation de nappe (120 mm/an). La carte de recharge obtenue par méthode de fluctuation de nappe est une carte approximative permettant de visualiser les secteurs plus propices à la recharge. Elle a permis de mettre en évidence, qu'en moyenne, les secteurs où l'épaisseur d'altérites est importante favorisent la recharge ; un résultat vraisemblablement réaliste.

Pour la perméabilité, dans un premier temps une approche théorique de modélisation a été menée à partir de divers champs de perméabilité théorique. Pour se faire, la géométrie du bassin du Nançon a été utilisée. Les champs de perméabilité déduits de l'analyse des cartes piézométriques générées par le modèle ont montré des résultats satisfaisants. Cependant, même si la technique ne permet pas de retrouver de manière exacte le champ de perméabilité initial, elle permet d'évaluer la structure du champ de perméabilités, de fournir une répartition spatiale

de celui-ci et de donner les ordres de grandeur des perméabilités rencontrées. Dans un second temps, l'application de la méthode de régionalisation de la perméabilité à partir de cartes piézométriques détaillées a été réalisée sur les bassins versants du Nançon et de la Maudouve-Noë Sèche. Elle montre des résultats cohérents vis-à-vis des autres sources d'informations disponibles : essais par pompage, estimations par méthode RMP et à partir du débit des cours d'eau. Les cartes de perméabilité produites montrent une variation de la perméabilité des aquifères sur 4 ordres de grandeur (10^{-7} à 10^{-4} m/s) pour une valeur moyenne d'environ 3×10^{-6} m/s pour les deux bassins versants.

Enfin, les cartes de perméabilité ont été testées par modélisation hydrodynamique maillée en régime permanent (modèle MARTHE ©brgm), ce qui a permis de rendre compte de leur pertinence et de tester la sensibilité de l'approche menée. Les modélisations ont été plus poussées sur le bassin du Nançon afin de rendre compte de plusieurs méthodes d'exploitation de la carte de régionalisation de la perméabilité produite. Sur le bassin de la Maudouve-Noë Sèche la modélisation a eu pour unique objectif de tester la sensibilité de la carte produite. Les modélisations montrent que le champ de perméabilité brut permet de reproduire les directions d'écoulement mais a tendance à surestimer la perméabilité, en particulier sur les secteurs où il n'y a pas de mesure piézométrique. Sur les secteurs où l'on dispose de suffisamment d'information sur la piézométrie, et donc là où le champ a pu être le mieux estimé, l'erreur quadratique moyenne (Root Mean Square Error, RMSE) est de 3,7 m, ce qui est un bon résultat (cas du Nançon). Pour la Maudouve-Noë Sèche la RMSE est de 6,5 m, ce qui est compte tenu de la densité des observations un bon résultat. Par ailleurs, pour les deux bassins versants, les débits de débordement de la nappe sont comparables aux jaugeages effectués dans de nombreux sous-bassins, montrant ainsi la robustesse des champs de perméabilité. Enfin, le champ brut a servi à contraindre l'établissement d'un champ de perméabilité généré automatiquement par méthode d'inversion pour le bassin du Nançon. Dans ce cas, les valeurs du champ de perméabilité régionalisé servent à contraindre à l'inversion en fixant des gammes de variations possible de la perméabilité (valeurs moyenne, minimale, moyenne) et à la définition de zones de perméabilité homogène (deux dans le cas présent). L'utilisation de ce champ à deux zones, dont les valeurs sont obtenues par méthode d'inversion automatique, a permis d'aboutir à des résultats très satisfaisants en terme de restitution de la piézométrie observée (RMSE : 1,8m).

La méthode de régionalisation permet de produire un champ de perméabilité (brut) qui, même si on peut douter de la réalité de la valeur estimée de la perméabilité en un point donné, montre une bonne cohérence des zones à fortes et faibles perméabilités. Ce qui est pris, ici, comme un sérieux avantage pour réaliser la modélisation numérique de la surface piézométrique où la création de zones à perméabilités différentes permet une modélisation relativement robuste. L'autre avantage de la méthode de régionalisation de la perméabilité est que, contrairement à l'inversion du champ de perméabilité par modèle mathématique, il n'est pas nécessaire d'imposer de flux de recharge ou d'autres conditions aux limites, ni même de géométrie, autant de conditions difficiles à estimer qui peuvent influencer le champ de perméabilité déduit d'une inversion numérique automatique. L'utilisation conjointe de la méthode de régionalisation et de l'inversion numérique permet donc de réduire les incertitudes.

Sommaire

1. Introduction	13
1.1. ETAT DE L'ART	13
1.2. LE PROJET DE RECHERCHE MORPHEUS.....	15
1.2.1. Objectifs et questions scientifiques	15
1.2.2. Les bassins versants tests	16
1.2.3. Contenu technique du projet MORPHEUS.....	18
2. Données disponibles sur les bassins du Nançon et de la Maudouve-Noë Sèche	21
2.1. TOPOGRAPHIE, GEOLOGIE, OUVRAGES EXPLOITES, SONDAGES RMP	21
2.1.1. Bassin du Nançon.....	21
2.1.2. Bassin de la Maudouve-Noë Sèche	27
2.2. CARTES PIEZOMETRIQUES ET MESURES DE DEBIT	30
2.2.1. Piézométrie.....	30
2.2.2. Mesures de débit le long des cours d'eau	33
2.2.3. Perméabilité des aquifères.....	35
3. Régionalisation des paramètres hydrodynamiques : la porosité efficace des aquifères	37
3.1. SPATIALISATION EN 2D DE LA POROSITE POUR LA ZONE DE FLUCTUATION DE LA NAPPE	37
3.2. SPATIALISATION EN 3D DE LA POROSITE EFFICACE.....	41
3.3. STOCK D'EAU DANS L'AQUIFERE	45
3.4. CONCLUSION	46
4. Evaluation de la recharge	49
4.1. ESTIMATION DE LA RECHARGE PAR UNE APPROCHE MULTI-METHODES.	49
4.1.1. Estimation de la recharge sur le bassin du Nançon.....	49
4.1.2. Synthèse de l'approche multi-méthodes	54
4.2. UTILISATION D'UN MODELE GLOBAL : MODELISATION PLUIE/ NIVEAU/DEBIT.....	55
4.3. SPATIALISATION DE LA RECHARGE	56
4.4. CONCLUSION	58

5. Modèles synthétiques : inversion de cartes piézométriques pour l'obtention de champs de perméabilité.....	61
5.1. METHODOLOGIE	61
5.2. RESULTATS	63
5.3. DISCUSSION	71
5.3.1. Répartition des distributions de perméabilité et de ratio de pente	71
5.3.2. Spatialisation des erreurs en fonction de la topographie.....	71
5.3.3. Impact de la résolution sur l'inversion	71
5.3.4. Limites de contraste de perméabilité	72
5.3.5. Limite des modélisations réalisées	72
5.4. CONCLUSION.....	73
6. Régionalisation des paramètres hydrodynamiques : la perméabilité des aquifères.....	75
6.1. PRINCIPE DE LA METHODE.....	75
6.2. APPLICATION AU BASSIN DU NANÇON.....	76
6.2.1. Relation piézométrie - topographie et calcul du gradient de la piézométrie résiduelle	76
6.2.2. Régionalisation du champ de perméabilité	78
6.2.3. Estimation de la perméabilité à l'échelle de sous bassins versants	80
6.3. APPLICATION AU BASSIN DE LA MAUDOUVE-NOË SECHE	81
6.4. CONCLUSION.....	84
7. Modélisation hydrodynamique en régime permanent : pertinence des champs de perméabilité issus de la régionalisation	85
7.1.1. Construction du modèle hydrodynamique du Nançon.....	85
7.1.2. Simulations réalisées.....	86
7.1.3. Simulation basée sur le champ de perméabilité obtenu par la méthode de régionalisation	87
7.1.4. Évaluation de la carte de perméabilité obtenue par méthode de régionalisation	88
7.1.5. Simulation utilisant une perméabilité homogène à l'échelle du bassin	92
7.1.6. Optimisation des valeurs de perméabilité régionalisées en lien avec la lithologie de l'aquifère	93
7.1.7. Modélisation MARTHE du bassin de la Maudouve – Noë Sèche.....	97
7.2. CONCLUSION.....	98
8. Conclusion générale.....	101

8.1. POROSITE EFFICACE.....	101
8.2. RECHARGE	101
8.3. PERMEABILITE.....	102
8.4. PERSPECTIVES	104
9. Bibliographie	105

Liste des figures

Figure 1 : Modèle conceptuel des aquifères de socle (Wyns et al., 1999, 2004).....	14
Figure 2 : Bassins versants étudiés dans le cadre de projets du type « SILURES Bassins versants » ; en rouge les deux bassins versants retenus dans le projet MORPHEUS.....	17
Figure 3 : Schémas géologiques des bassins versants du Nançon et de la Maudouve-Noë Sèche (extrait de Mougin et al., 2002 et Mougin et Thomas, 2006).....	18
Figure 4 : Bassin du Nançon. a) topographie (m NGF, tout les 10 m), cours d'eau et localisation des prélèvements dans l'aquifère, b) base des altérites (en m NGF ; source : BRGM/RP-55113-FR), c) base de l'horizon fracturé (en m NGF ; source : BRGM/RP-56318-FR) et d) carte géologique simplifiée. Système de coordonnées : Lambert 93.	23
Figure 5 : Bassin du Nançon. a) épaisseur des altérites et b) épaisseur totale du profil d'altération : altérites+horizon fracturé (source : BRGM/RP-56318-FR).	24
Figure 6 : Bassin du Nançon, localisation des mesures RMP et des données d'essais par pompage (ronds violets (n=5), source : BSS). RMP, n° 2 à 10 : mesures acquises dans le cadre du projet SILURES (BRGM/RP-56318-FR), et de 11 à 18 dans le cadre de ce projet (9 mesures réalisées dont une inexploitable (bruit trop important) : n°14).....	25
Figure 7 : Estimations de la porosité (Porosité_RMP (%)) et de la perméabilité (Perm._RMP, en m/s) à partir des mesures RMP, et comparaison à l'information géologique (profil d'altération) : sapro : altérites (saproilités), ZF_sup : horizon fracturé supérieur et ZF_inf : horizon fracturé inférieur.	26
Figure 8 : Bassin de la Maudouve-Noë Sèche. a) topographie (m NGF), cours d'eau et localisation des prélèvements dans l'aquifère, b) base des altérites (en m NGF ; source : BRGM/RP-51891-FR), c) base de l'horizon fracturé (en m NGF ; source : BRGM/RP-53742-FR) et d) carte géologique simplifiée.	28
Figure 9 : Bassin de la Maudouve-Noë Sèche. a) épaisseur des des altérites et c) épaisseur totale du profil d'altération : altérites+horizon fracturé (source : BRGM/RP-53742-FR).....	29
Figure 10 : Bassin de la Maudouve-Noë Sèche, localisation des mesures RMP (croix rouges, mesures acquises dans le cadre du projet SILURES (BRGM/RP-53742-FR) et des données d'essais par pompage (ronds violets (n=3), Thiébot, 2004).....	30
Figure 11 : Bassin du Nançon, cartes piézométriques à différentes dates. a) août 2017 - basses eaux, b) mai 2018 - hautes eaux, c) août 2018 - basses eaux et d) variogrammes de la profondeur du niveau d'eau. Intervalle des courbes piézométriques : 10 m. Les triangles présentent les points de mesures piézométriques : 99 en août 2017, 100 en mai 2018 et 84 en août 2018.	32

Figure 12 : Bassin de la Maudouve-Noë Sèche, carte piézométrique, variogramme de la profondeur du niveau d'eau (33 mesures), et localisation des mesures de débit sur les cours d'eau (8 mesures), août 2018, basses eaux.	33
Figure 13 : Bassin du Nançon, localisation des mesures de débit sur les cours d'eau : août 2017 : croix noires (15 mesures), mai-juin (21 mesures) et août (15 mesures) 2018 : ronds rouges.	34
Figure 14 : Relation débit des cours d'eau / surface de bassin versant pour le bassin du Nançon (haut) et de la Maudouve-Noë Sèche (bas).	34
Figure 15 : a) distribution de la perméabilité sur les granitoïdes de Bretagne en Log (n=104), b) localisation des mesures à l'échelle de la Bretagne (carte du milieu, données BSS et SIGES Bretagne), 3 mesures sur la Maudouve-Noë Sèche (carte de gauche), 5 mesures sur le Nançon (carte de droite).	35
Figure 16 : Bassin du Nançon. a) carte de fluctuation piézométrique entre mai et août 2018 et localisation des points de mesures communs (triangles noirs), b) estimation de la porosité efficace de chaque sous-bassin (chiffre) ; le fond de carte présente la position de la nappe par rapport à la base des altérites (rouge dans la zone fracturée, bleu dans les altérites), ronds gris : prélèvements en nappe.	39
Figure 17 : Bassin du Nançon, carte de porosité efficace pour la zone de fluctuation piézométrique (mai à août 2018). L'insert présente le variogramme (modèle sphérique, variance : $1,57 \times 10^{-3}$, portée, 2 200 m). Cellules de 500x500m.	39
Figure 18 : a) comparaison à l'échelle du bassin versant du Nançon de la porosité calculée par fluctuation de nappe à celles évaluées par RMP (corrigée cf. § 2.1.1.) en fonction de la position dans le profil d'altération, b) distribution de la porosité calculée par fluctuation de nappe en profondeur.	40
Figure 19 : Comparaison des valeurs de porosité du Nançon (fluctuation de nappe et RMP), à celles de granites en Inde du Sud (bassins versants de 50 à 1000 km ² ; Dewandel et al., 2012, 2017b), en fonction de la position dans le profil d'altération.	40
Figure 20 : Évolution de la porosité efficace dans l'horizon fracturé à l'échelle du bassin versant (bassin du Nançon) ; données de porosité efficace obtenues par méthode de fluctuation de nappe et RMP.	42
Figure 21 : Distributions et variogrammes de la porosité efficace (en Log) des différents intervalles de profondeur par rapport à l'interface altérites-zone fracturée ; bassin du Nançon. Dans les altérites intervalles 10 - 5 m et 5 - 0 m, dans la zone fracturée, intervalles 0 - -5 m et supérieur à 5 m de profondeur (< -5 m).	43
Figure 22 : Cartes de la porosité efficace (en Log) des différents intervalles de profondeur par rapport à l'interface altérites-zone fracturée ; bassin du Nançon. Dans les altérites intervalles 10 - 5 m et 5 - 0 m, dans la zone fracturée, intervalles 0 - -5 m et supérieur à 5 m de profondeur (< -5 m). Cellules de 500x500m.	44
Figure 23 : Carte de la porosité efficace moyenne de l'ensemble de l'aquifère. Calculée par agrégation des cartes précédentes et de l'épaisseur des intervalles au sein du profil d'altération. Cellules de 500x500m.	45
Figure 24 : Stock d'eau (mm). Altérites (carte en haut à gauche), zone fracturée (haut-droit), Altérites+Zone fracturée (bas). Cellules de 500x500m.	46
Figure 25 : Chroniques de précipitations, ETP, débit et de piézométrie disponibles sur le bassin du Nançon.	50
Figure 26 : Carte des sols de l'INRA et de Bretagne sur l'emprise du bassin du Nançon.	51
Figure 27 : Conception de l'IDPR en comparant un réseau de talwegs construit à partir d'un modèle numérique de terrain au réseau hydrographique naturel. Lorsque le réseau hydrographique est absent d'un talweg, celui est donc considéré comme infiltrant (Pinson & Bault, 2019).	51

Figure 28 : IDRP_V2017 sur le bassin du Nançon.	52
Figure 29 : Traitement de la chronique de débits du Nançon par les méthodes de filtre de débits (les valeurs entre parenthèses indiquent que l'année n'est pas complète).	52
Figure 30 : Comparaison des résultats obtenus avec toutes les méthodes de calcul de la recharge sur le bassin du Nançon.	53
Figure 31 : Représentation « box-plot » des résultats des calculs de recharge pour toutes les méthodes.	54
Figure 32 : Modélisation pluie-niveau-débit (modèle Gardénia ©brgm), bassin versant du Nançon.	56
Figure 33 : Évaluation partielle de la recharge spatialisée, bassin du Nançon. a) carte de la fluctuation piézométrique entre août 2017 et mai 2018 (augmentation moyenne de 1,3 m du niveau piézométrique), et b) évaluation de la distribution de la recharge. Cellules de 500x500m.	58
Figure 34 : Méthodologie d'analyse sur cas synthétiques du champ de perméabilité déduit de la carte piézométrique.	63
Figure 35 : Champs de perméabilité en échelle Log des aquifères synthétiques. a) Cas 1 - K : Structuré / Contrasté, b) Cas 2 – K : Peu structuré / contrasté, c) Cas 3 – Peu Structuré / Peu Contrasté	64
Figure 36 : Cartes piézométriques simulées et relations Piézométrie / Topographie a) Cas 1 - K : Structuré / Contrasté, b) Cas 2 – K : Peu structuré / contrasté, c) Cas 3 – Peu Structuré / Peu Contrasté.	65
Figure 37 : Log ([1/pente.piezo/pente.topo]/Ep.Aqui). a) Cas 1 - K : Structuré / Contrasté, b) Cas 2 – K : Peu structuré / contrasté, c) Cas 3 – Peu Structuré / Peu Contrasté.	67
Figure 38 : Cas 1 - K : Structuré / Contrasté : Distribution des Log K initiaux (rouge) et Log([1/pente.piezo/pente.topo]/Ep.Aqui) (bleu) avant et après ajustement. Les lignes pointillées représentent les moyennes des distributions.	67
Figure 39 : Cas 2 - K : Peu structuré / contrasté: Distribution des Log K initiaux (rouge) et Log([1/pente.piezo/pente.topo]/Ep.Aqui) (bleu) avant et après ajustement. Les lignes pointillées représentent les moyennes des distributions.	67
Figure 40 : Cas 3 - K : Peu structuré / peu contrasté: Distribution des Log K initiaux (rouge) et Log([1/pente.piezo/pente.topo]/Ep.Aqui) (bleu) avant et après ajustement. Les lignes pointillées représentent les moyennes des distributions.	68
Figure 41 : Cas 1, champ de perméabilité initial (haut gauche), champ de perméabilité inversé (haut droite), différence entre les deux champs (logK) (bas gauche) et erreur relative entre les deux champs (%) (bas droite).	68
Figure 42 : Cas 2, champ de perméabilité réel initial (haut gauche), champ de perméabilité inversé (haut droite), différence entre champ initial et champ inversé (logK) (bas gauche) et erreur relative entre les deux champs de perméabilité (%) (bas droite).	69
Figure 43 : Cas 3, champ de perméabilité réel initial (haut gauche), champ de perméabilité inversé relatif (haut droite), différence entre champ initial et champ inversé (logK) (bas gauche) et erreur relative entre les deux champs de perméabilité (%) (bas droite).	69
Figure 44 : Comparaison entre piézométries simulées avec le champ de perméabilité initial et avec le champ de perméabilité inversé. Ratio cumulé de surface couverte en fonction de l'erreur. a) Cas 1 - K : Structuré / Contrasté, b) Cas 2 – K : Peu structuré / contrasté, c) Cas 3 – Peu Structuré / Peu Contrasté.	70
Figure 45 : Différence entre piézométrie initiale et simulée à partir du champ inversé pour le cas 2 avec des mailles de 500 m x 500 m.	72

Figure 46 : Bassin du Nançon relation entre la piézométrie et l'altitude. Orange : relation issue de la carte piézométrique d'août 2017 (maillage 500x500 m), en gris mesures ponctuelles. MNT : modèle numérique de terrain.	77
Figure 47 : Bassin du Nançon, $\text{Log}(1/\text{Pente}/\text{Ep.aquifère})$ à partir de la piézométrie d'août 2017 (cellules de 500x500m).	77
Figure 48 : Bassin du Nançon, carte de perméabilité calculée à partir de la piézométrie d'août 2017 (cellules de 500x500m).	79
Figure 49 : Schéma en coupe d'un aquifère drainé par un cours d'eau, configuration où la base de l'aquifère se confond avec celle de la position du cours d'eau (schéma de l'aquifère de type Boussinesq, 1904).	80
Figure 50 : Bassin du Nançon, calcul de la perméabilité des sous-bassins versants et comparaison à la carte déduite de la piézométrie (août 2017).	81
Figure 51 : Bassin de la Maudouve-Noë Sèche, carte de perméabilité calculée à partir de la piézométrie d'août 2018 (cellules de 500x500 m).	83
Figure 52 : Carte des épaisseurs de l'ensemble altérites/socle fracturé et localisation des failles (en noir), de la limite du bassin versant (en rouge) et du tracé des cours d'eau (en bleu).	86
Figure 53 : Champ de perméabilité obtenu par méthode de régionalisation, identique à la figure 48 (a) et distribution fréquentielle des valeurs de perméabilité (b).	88
Figure 54 : Piézométrie simulée par le modèle utilisant le champ de perméabilité obtenu par la méthode de régionalisation et direction d'écoulement (flèches rouges).	89
Figure 55 : Écart entre la charge simulée par le modèle utilisant la perméabilité obtenue par la méthode de régionalisation (simulation 1) et la charge observée interpolée à la maille du modèle (haut) ; la figure du bas représente le diagramme de dispersion, le trait en pointillé représente une sous estimation de -10 m de la piézométrie.	90
Figure 56 : Localisation et valeurs du débit de débordement de la nappe (en m^3/h) en régime permanent (août 2017) ; les contours des polygones correspondent à certains sous-bassins pour lesquels on dispose d'un débit de jaugeage ponctuel mesuré.	92
Figure 57 : Écart entre la charge simulée par le modèle utilisant une valeur de perméabilité uniforme à l'échelle du bassin (simulation 2) et la charge observée interpolée à la maille du modèle (gauche) ; la figure de droite représente le diagramme de dispersion entre valeurs calculées et observées.	93
Figure 58 : Champ de perméabilité obtenu par modélisation inverse (à gauche) et distribution fréquentielle de la perméabilité (à droite).	94
Figure 59 : Comparaison entre le champ de perméabilité (en Log) issu de la méthode de régionalisation et celui obtenu par modélisation inverse. Gauche : carte de l'écart (rouge : surestimation par la méthode de régionalisation, jaune : sous-estimation), les croix représentent les points de mesures piézométriques. Droite : distribution statistique de l'écart (moy. : 0,025 ; 5% d'écart pour 93% de la surface).	95
Figure 60 : (a) zones de perméabilité homogène définies pour l'optimisation, (b) carte de l'épaisseur des altérites, et (c) carte de la côte topographique. Maille : 500x500 m.	96
Figure 61 : (Gauche) direction des écoulements de la nappe sur fond de charge calculée pour la simulation 3 et (droite) diagramme de dispersion entre valeurs calculées et observées.	97

Liste des tableaux

Tableau 1 : Principales données existantes sur les deux bassins versants sélectionnés.	17
Tableau 2 : Paramètres utilisés pour les calculs de recharge dans ESPERE.	50
Tableau 3 : Paramètres des variogrammes utilisés pour la génération de champs de perméabilité synthétiques	61
Tableau 4 : Critères statistiques sur la charge hydraulique pour les simulations utilisant la carte de perméabilité régionalisée, une perméabilité uniforme à l'échelle du bassin et 2 zones de perméabilité homogène. * RMSE= 3 m si on exclue les secteurs où il n'y a pas de mesures piézométriques.	91
Tableau 5 : Comparaison des débits de débordement calculés (simulation 1) et observés à l'aval des sous-bassins pour lesquels un jaugeage ponctuel a été réalisé lors de la campagne de mesures de juillet 2017.	92
Tableau 6 : Comparaison des débits de débordement calculés (simulation 3) et observés à l'aval des sous-bassins pour lesquels un jaugeage ponctuel a été réalisé lors de la campagne de mesures de juillet 2017.	97

Liste des annexes

Annexe 1 Données complémentaires	113
Annexe 2 Modélisation Gardenia Nancon	121
Annexe 3 Modélisation Gardenia Maudouve	125
Annexe 4 Modélisation MARTHE Nancon	129
Annexe 5 Modélisation MARTHE du bassin de la Maudouve –Noë Sèche	131

1. Introduction

Bien qu'il soit relativement facile d'évaluer les propriétés hydrodynamiques d'un aquifère à l'échelle locale (perméabilité, coefficient d'emmagasinement), en utilisant par exemple des tests hydrauliques, il est beaucoup plus difficile d'obtenir ces informations à l'échelle de l'aquifère où, pour une même entité hydrogéologique, il peut y avoir une grande variabilité spatiale de ces propriétés. Ces informations doivent être absolument connues pour assurer une gestion globale et durable de la ressource en eau souterraine (évaluation du stock d'eau disponible, capacité de recharge...) et elles constituent des éléments clés pour la mise en place de futurs captages (par exemple pour l'eau potable) et pour la modélisation numérique des systèmes aquifères.

Dans les aquifères de socle les paramètres hydrodynamiques peuvent varier sur plusieurs ordres de grandeur, jusqu'à 12 pour la perméabilité par exemple (Tsang et al., 1996, Hsieh, 1998). Le problème n'est donc pas seulement d'avoir une estimation de ces paramètres à l'échelle de l'aquifère mais aussi d'avoir une connaissance suffisante de leur distribution spatiale afin d'obtenir une bonne description des flux et des propriétés de transport dans le système aquifère. L'obtention de telles informations est donc primordiale pour assurer une modélisation numérique robuste et des prédictions fiables sur l'évolution de la ressource en eau souterraine et sur le transport de polluants. De telles informations sont donc nécessaires pour améliorer la gestion durable de la ressource en eau tant d'un point de vue quantitatif que qualitatif.

1.1. ETAT DE L'ART

Plusieurs méthodes pour régionaliser la perméabilité, la transmissivité et la porosité à l'échelle de systèmes aquifères ont été proposées mais elles ne sont en général applicables qu'aux aquifères alluviaux et sédimentaires. Ces méthodes utilisent l'information géologique (faciès et génétique) et un très grand nombre de données hydrodynamiques déduits de tests hydrauliques (Aboufirassi and Marino, 1984; Ahmed and Marsily 1987; Nastev et al., 2004; Patriarche et al., 2005; Razack and Lasm, 2006; Li et al., 2007; Pardo-Iguzquiza et al., 2009; Kolterman and Gorelick, 1996; de Marsily et al., 2005 ; etc.). D'autres méthodes sont basées sur la modélisation inverse des niveaux piézométriques (Neuman, 1973; Yeh, 1986; Kool et al., 1987; Zimmerman et al., 1998; de Marsily et al., 1984, Carrera et al. 2005, etc.) ou basées sur les relations entre propriétés géophysiques et hydrogéologiques (Jones and Buford, 1951; Kelley, 1977; Urish, 1981; Frohlich et al., 1996, Chandra et al., 2008; Vouillamoz et al., 2005). Cependant, toutes ces méthodes nécessitent des investigations de terrain très détaillées, car nécessitant de nombreuses données, et ne sont pas toujours adaptées aux aquifères de socle.

Dans les aquifères de socle (granite et roches métamorphiques), le problème de régionalisation des paramètres hydrodynamiques est beaucoup plus complexe à cause de la forte hétérogénéité du système. Le degré de fracturation et la connexion entre les réseaux de fractures induit une forte variation des propriétés aquifères à toutes les échelles, conduisant à des flux d'eau souterraine complexes (Paillet, 1998; Maréchal et al., 2004; Le Borgne et al., 2004, 2006 ; Guihéneuf et al., 2014 ; Boisson et al., 2015 ; etc.). C'est certainement pour cela que la plupart des auteurs ont choisi de réaliser des cartes de classification de transmissivité ou du potentiel aquifère plutôt que de cartographier les propriétés hydrodynamiques des roches (Krásný, 1993, 2000; Darko and Krásný, 2007; Madrucci et al., 2008; Dhakate, et al. 2008 ; Courtois et al., 2010). Malgré tout, quelques auteurs présentent des cartes de transmissivité à partir de nombreuses données d'essai par pompage ou à l'aide de relations empiriques entre les propriétés géophysiques et hydrogéologiques (Razack and Lasm, 2006 ; Chandra et al. ; 2008). Cependant, elles aussi nécessitent des acquisitions lourdes et nombreuses de terrain. De plus,

elles ont tendance à surestimer les propriétés hydrodynamiques car elles se focalisent sur les secteurs les plus productifs, là où des essais par pompage ont pu être réalisés.

Depuis les vingt dernières années, la caractérisation géologique et hydrogéologique des aquifères de socle a fait des progrès très significatifs (Chilton and Foster, 1995 ; Taylor and Howard, 2000; Lachassagne et al., 2001, 2011, 2015; Wyns et al., 1999, 2004 ; Maréchal et al., 2004; Dewandel et al., 2006, 2011; Ayraud et al., 2008; Guihéneuf et al., 2014; Roques et al., 2014a,b ; Boisson et al., 2015). Ces travaux montrent que lorsque ces roches ont subi une altération supergène (d'origine superficielle), la géométrie et les propriétés hydrodynamiques des aquifères sont intimement liés au degré d'altération de la roche mère (Taylor and Howard, 2000; Dewandel et al., 2006). Par exemple, dans les roches granitiques, le profil d'altération type comprend deux principaux niveaux subparallèles à la surface contemporaine de l'altération (Chilton and Foster 1995; Wyns et al., 1999 and 2004, Krásný and Sharp, 2007; Maréchal et al., 2007, Reddy et al., 2009, Lachassagne et al., 2011 ; etc.). De haut en bas (Figure 1), ces niveaux sont : (a) le niveau de saprolites (noté « altérites meubles »), un matériau sablo-argileux à argilo-sableux peu perméable mais en général caractérisé par une porosité importante et (b) l'horizon fissuré, caractérisé par une rapide décroissance de la densité de fracture en fonction de la profondeur (Houston and Lewis, 1998; Howard et al., 1992; Maréchal et al., 2004; Wyns et al., 2004; Dewandel et al., 2006), c'est le niveau le plus perméable de l'aquifère mais aussi le moins poreux. Plus bas, la roche n'est pas fracturée et n'est perméable que localement à l'aplomb de structures tectoniques (failles) caractérisées par des propriétés très variables (Pickens et al., 1987; Leveinen et al., 1998; Walker et al., 2001; Kuusela et al., 2003).

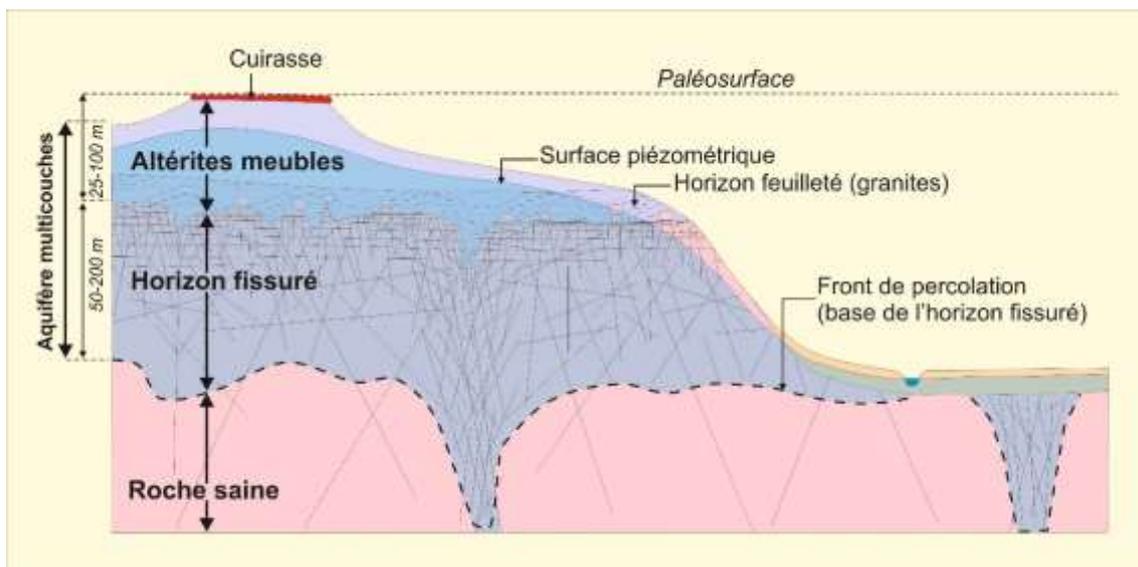


Figure 1 : modèle conceptuel des aquifères de socle (Wyns et al., 1999, 2004).

Basé sur ce concept d'aquifère stratiforme, plusieurs méthodes alternatives et novatrices ont été proposées afin de régionaliser la perméabilité et la porosité (efficace) à l'échelle d'aquifères de socle (Dewandel et al., 2012, 2017a & b). Les approches développées sont basées sur le concept que les variations piézométriques à grande échelle peuvent caractériser les propriétés hydrodynamiques d'un aquifère.

La régionalisation de la perméabilité est basée, soit sur des relations statistiques entre la perméabilité déduite à l'échelle de petits tests hydrauliques et la productivité des ouvrages servant au prélèvement d'eau souterraine (Dewandel et al., 2012), soit sur l'analyse détaillée de cartes piézométriques dans les secteurs où il n'y a pas (ou peu) d'ouvrages exploités mais où l'on dispose d'une densité importante de piézomètres d'observation (Dewandel et al., 2017b).

Pour la régionalisation de la porosité, l'approche combine les techniques de bilan d'aquifère et de fluctuation de nappe à une méthode d'agrégation spatiale permettant de s'affranchir des flux horizontaux dans l'aquifère à petite échelle. Ces méthodes ont été testées sur des cas réels (Inde, Nouvelle Calédonie) et ont montré une très bonne précision par rapport aux connaissances locales sur la perméabilité, issues de tests hydrauliques et d'estimations de porosité à grande échelle (Maréchal et al., 2004, 2006; Dewandel et al., 2006, 2010). La méthode de régionalisation du champ de porosité, initialement développée pour estimer ce champ pour la zone de battement de la nappe, a été étendue en 3D afin de disposer d'une description complète du champ sur l'ensemble de l'épaisseur de l'aquifère. Cette méthode, testée sur des bassins de plus de 1 000 km² (Dewandel et al., 2017a) et basée sur l'analyse d'images satellitaires et de quelques données de terrain à acquisition facile (mesures piézométriques), montre que le champ de porosité est très variable dans l'espace pour un même aquifère et donc qu'il est nécessaire d'en avoir une description aussi fine que possible pour bien décrire les propriétés de flux et de transport. Elle a aussi notamment permis d'établir des estimations en 3D de la quantité d'eau disponible dans l'aquifère à une échelle relativement fine (maille de 1,2x1,2 km), information indispensable et primordiale pour tout ce qui concerne la gestion de la ressource en eau souterraine.

1.2. LE PROJET DE RECHERCHE MORPHEUS

1.2.1. Objectifs et questions scientifiques

Le projet MORPHEUS, Méthodologie de Régionalisation des Propriétés Hydrogéologiques des aquifères de Socle, s'inscrit dans la poursuite des travaux initiés au BRGM sur les aquifères de socle. Ce programme R&D a pour objectif de tester les méthodes de spatialisation des propriétés hydrodynamiques et du potentiel aquifère des aquifères de socle en passant à une échelle beaucoup plus fine, interne aux aquifères. Il poursuit les travaux menés dans le cadre du programme SILURES¹ et plus particulièrement des projets SILURES Bretagne (Mougin et al., 2008, 2015) et SILURES Bassins versants (Mougin et al., 2005, 2008, 2015) – actuellement à l'échelle des entités aquifères (1/250 000 et 1/50 000), en donnant des informations plus précises sur la variation spatiale des propriétés hydrogéologiques telles que la perméabilité (ou transmissivité), la porosité, mais aussi la recharge au sein même des entités aquifères.

L'objectif principal du projet est de tester des méthodes de régionalisation des paramètres hydrodynamiques en s'appuyant au maximum sur les données disponibles ou sur les données d'acquisition facile (piézométrie, débit de cours d'eau, tests hydrauliques, données de forages, etc.). Le projet propose aussi une réflexion sur les concepts et méthodes permettant, à partir de données simples, d'aboutir à une cartographie des propriétés hydrogéologiques des aquifères de socle. Ces méthodes s'appuient notamment sur le concept que les variations d'une carte piézométrique, ou du débit d'un cours d'eau à l'étiage, peuvent renseigner sur les propriétés hydrogéologiques des aquifères concernés. Le projet valorise des travaux antérieurs menés sur : le socle Indien (Dewandel et al., 2012, 2017a), les péridotites de Nouvelle Calédonie et d'Oman (Rapport CNRT, Dewandel et al., 2004, 2017b), le socle en Corse (Genevier et al., 2013), la recharge des aquifères dans le bassin Rhône-Méditerranée-Corse (Lanini, et al., 2015) et sur l'IDPR (Indice de développement et de persistance des réseaux). Le projet participe aussi à la valorisation des bases de données hydrologiques/hydrogéologiques disponibles sur le territoire étudié.

¹ Système d'Information pour la Localisation et l'Utilisation des Ressources en Eau Souterraine. Cf. <http://sigesbre.brgm.fr/Le-programme-SILURES.html>

Les méthodes et approches préalablement développées ont été testées, dans la mesure des données disponibles, sur deux bassins versants d'environ 40 à 60 km² de Bretagne au sein d'aquifères de socle. Sur ce territoire, des bases de données librement accessibles (comme la Banque de données du Sous-Sol [BSS]) et des mesures de terrain d'acquisition facile (par exemple : piézométrie, débit de cours d'eau), sont mobilisées pour voir s'il est possible d'obtenir des champs de perméabilité et de porosité satisfaisants sur les bassins versants proposés. Cette région a été choisie car la plupart des aquifères sont localisés au sein du socle, mais aussi à cause de la richesse des données disponibles sur ces bassins versants, notamment via les nombreux forages d'eau qui y ont été réalisés.

1.2.2. Les bassins versants tests

L'étude s'appuie sur deux bassins versants (40 à 60 km²) dans les roches de socle de Bretagne. Ils ont été choisis parmi ceux, au nombre de 14 (cf. Figure 2), étudiés dans le cadre de projets du type « SILURES Bassins versants » (Mougin et al., 2005, 2008) du fait de la disponibilité des informations géologiques (profil d'altération notamment) et hydrogéologiques (par exemple : données de forage).

La sélection de bassins versants, retenus pour le projet MORPHEUS, a porté sur les critères suivants :

- 1- une géologie la plus uniforme possible. Ce cas 'simple' permet d'avoir un maximum d'information pour un même lithotype,
- 2- la disponibilité des données cartographiques géologiques (cartes des profils d'altération : altérites, horizon fracturé) et hydrogéologiques (carte piézométrique) les plus détaillées possibles (carte 1/50 000 à minima),
- 3- un bassin versant compris entre 10 et 100 km² maximum. Soit un bassin ni trop grand, pour permettre l'acquisition de données complémentaires nombreuses en terme de densité, ni trop petit pour limiter l'importance des hétérogénéités dans le bassin,
- 4- la disponibilité des données ponctuelles : nombre de forages et piézomètres, données sur les prélèvements d'eau souterraine (pompages pour divers usages), sondages RMP², etc., et,
- 5- un bassin versant où le cours d'eau drainé prend naissance sur ce bassin avec si possible une station de débit sur ou à l'exutoire de celui-ci. On évite ainsi d'inclure un sous bassin qui serait traversé par un cours d'eau où l'estimation des flux nappe-rivière serait plus difficile à réaliser.

Suite à cette sélection, les deux bassins versants suivants ont été retenus (Figure 3) :

- le **Nançon** (superficie du bassin : 57 km² ; département d'Ille-et-Vilaine). Ce bassin, situé dans des granites est, selon le rapport final SILURES Bretagne (Mougin et al., 2008), un secteur où l'aquifère est relativement productif (débit de l'horizon fracturé utile : 15-20 m³/h). Ce bassin dispose d'un certain acquis en terme de données (Mougin et al., 2008), de nombreux forages/piézomètres, des informations sur les prélèvements (données

² RMP : Résonance Magnétique Protonique ; mesure géophysique destinée à estimer la teneur en eau libre et la transmissivité des roches du sous-sol.

récoltées dans le cadre du SIGES Bretagne³, Mouglin et al., 2013, 2016), etc. (Tableau 1) ;

- et les bassins versants contigus de la **Maudouve** et de la **Noë Sèche** (30+10=40 km² ; département des Côtes d'Armor) situés dans des granites et migmatites. Ce secteur, caractérisé par une moindre perméabilité (Tableau 1), dispose du même type de données, mais en quantité légèrement inférieure (Mouglin et al., 2005, Thiebot, 2004).

L'objectif de notre travail a consisté à tester un maximum de méthodologies de régionalisation sur un ou sur les 2 bassins versants. Dans les faits, plusieurs méthodologies ont été testées sur le bassin versant du Nançon, alors que celui de la Maudouve-Noë Sèche a permis de voir comment, en un minimum d'acquisition de terrain, certaines des méthodologies pouvaient déjà apporter des informations intéressantes sur le champ de perméabilité notamment.

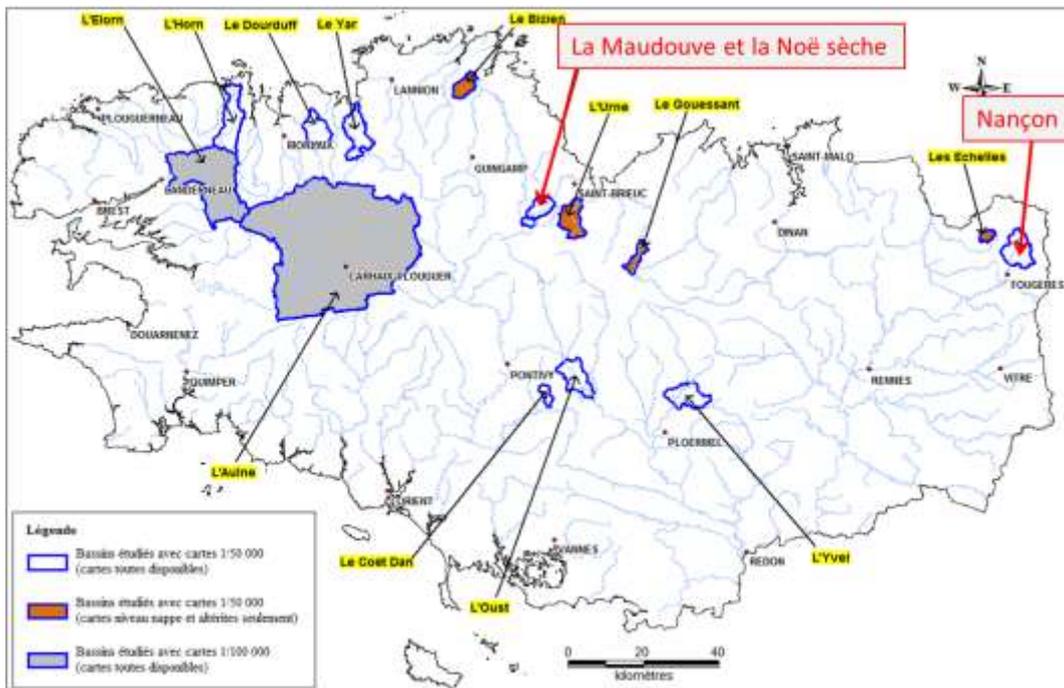


Figure 2 : bassins versants étudiés dans le cadre de projets du type « SILURES Bassins versants » ; en rouge les deux bassins versants retenus dans le projet MORPHEUS.

Nom BV	Surface (km ²)	Géologie	Indice de perméabilité (débit hori.fiss. Utile; m ³ /h; Silure 2008)	Nb forages	Nb piézo dont dans tarière ()	Sondage RMP	Station de mesure du débit cours d'eau	Autres
Nançon	57	Granite (+ fossé local tertiaire)	15-20	241	58	11	oui	Eval. locale de transmissivité, débits à la foration disponible, loc. forages exploités via SIGESBRE, biblio CG22, AEP...
Maudouve & Noë sèche	30+10	Granite & Migmatite	5-10	109	67 (11)	12	oui	

Tableau 1 : principales données existantes sur les deux bassins versants sélectionnés.

³ Système d'information pour la gestion des eaux souterraines en Bretagne : <http://sigesbre.brgm.fr/>. Cf. <http://sigesbre.brgm.fr/Inventaire-des-prelevements-d-eau-souterraine-declares-en.html>. Données sur les entités BD LISA de niveau 3 : 173AA01 (pour le Nançon) et 187AE01 (pour la Maudouve-Noë Sèche).

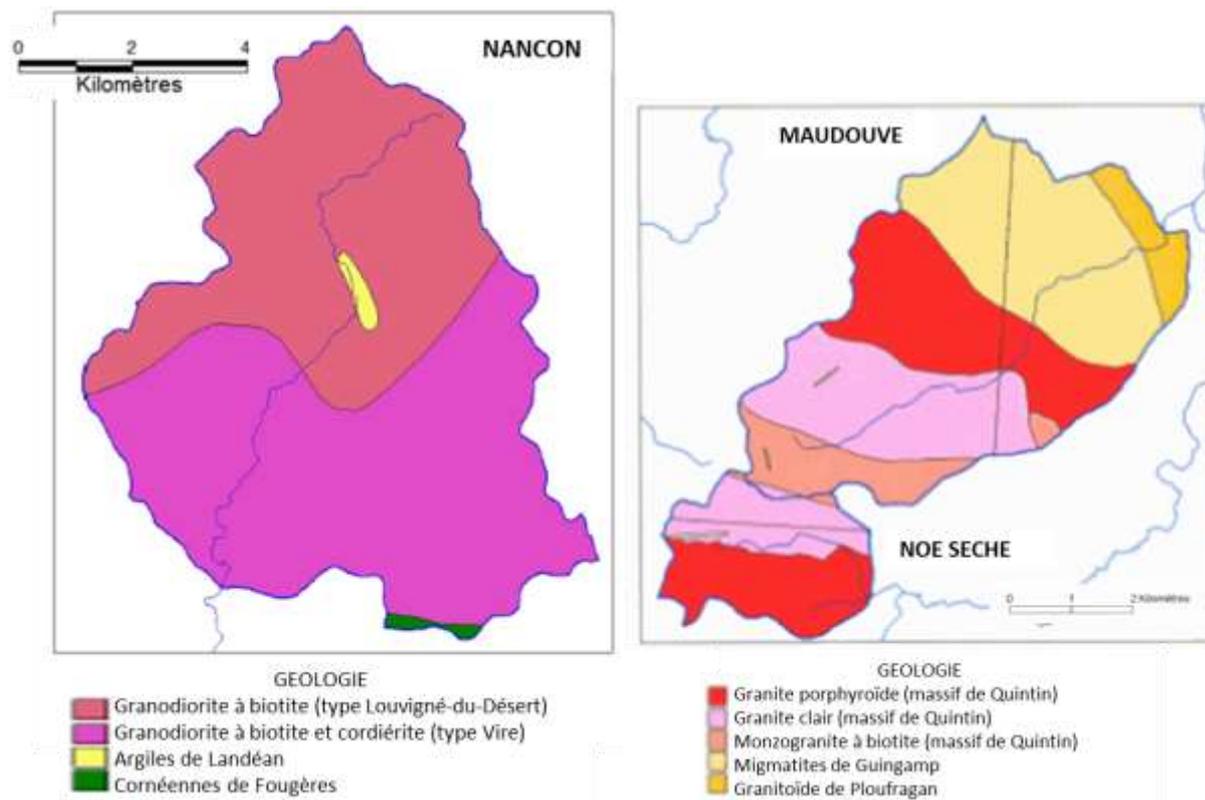


Figure 3 : schémas géologiques des bassins versants du Nançon et de la Maudouve-Noë Sèche (extrait de Mougïn et al., 2002 et Mougïn et Thomas, 2006).

1.2.3. Contenu technique du projet MORPHEUS

Le projet est organisé en quatre phases principales (cf. description ci-après) et s'est déroulé sur une durée totale de 3 ans, de 2017 à 2019.

a) Phase 1 : collecte des données disponibles

Cette première phase a été dédiée à la collecte et la mise à jour des données géologiques et hydrogéologiques disponibles sur les deux bassins versants sélectionnés.

Elle a apporté les informations nécessaires à la mise en place des méthodes de spatialisation, mais a aussi permis de visualiser les secteurs des bassins où peu de données étaient disponibles, ce qui a permis de mieux cibler les acquisitions de la phase 2.

Durant cette phase, un maximum d'information a été collecté au travers : (i) des bases de données nationales, (ii) de divers rapports d'étude (Banque de données du sous-sol [BSS], rapports SILURES, rapport d'exécution d'ouvrage, etc.) et (iii) des données disponibles : cartes géologiques, cartes des profils d'altération, modèles numériques de terrain (MNT), informations sur le réseau hydrographique (BD Carthage), données piézométriques, localisation et informations sur des forages et des piézomètres (débits, perméabilité...), données géophysiques (en particulier RMP), informations sur la perméabilité (issue de tests par pompage), données météorologiques, et suivis en cours (piézométrie, débit).

b) Phase 2 : acquisition des données complémentaires

Cette deuxième phase a consisté à acquérir de l'information complémentaire sur ces bassins : établissement de cartes piézométriques détaillées en basses et en hautes eaux, mesures spatialisées du débit des cours d'eau et mesures RMP complémentaires. Au départ, dans le cadre du projet, il était prévu la réalisation de petits tests hydrauliques (slug tests) afin d'obtenir des informations sur la perméabilité des aquifères. Cependant, l'inaccessibilité des forages à cause des corps de pompe et des têtes de forage fermées, n'a pas permis leur réalisation.

Sur le bassin versant du Nançon, ont été réalisés :

- 3 campagnes piézométriques (Août 2017 - Mai 2018 - Août 2018) sur 84 à 100 piézomètres suivant les périodes ;
- 3 campagnes de mesures spatiales de débits du cours d'eau (Juin-Juillet 2017 - Juillet-Août 2018) : 15 à 20 mesures suivant les périodes ;
- 9 sondages RMP complémentaires dont 8 exploitables (seul un a un rapport signal / bruit trop élevé), ce qui porte à 16 le nombre de sondages RMP réalisés sur ce bassin.

Sur la Maudouve-Noë Sèche, ont été réalisées :

- 1 campagne piézométrique (Août 2018) sur 33 piézomètres ;
- 1 campagne de mesures spatiales de débits du cours d'eau (Août 2018) : 7 mesures.

On note, comme mentionné précédemment, que sur la Maudouve-Noë Sèche, moins d'informations ont été acquises. L'exercice mené a consisté à voir ce qui pouvait être fait avec un minimum de données (ici acquises en 2-3 semaines de terrain) et voir quelle information pouvait apporter ces données en terme de spatialisation des propriétés hydrodynamiques, notamment la perméabilité. Ces tests méthodologiques sur ce deuxième bassin pourront, en sus de ceux réalisés sur le bassin du Nançon, donner des indications plus claires en vue d'une réalisation sur des bassins versants beaucoup plus grands, de l'ordre de plusieurs milliers de km².

A l'issue de cette phase, un jeu conséquent de données est donc à disposition pour tester les diverses méthodes de spatialisation.

L'acquisition des données existantes et complémentaires (phases 1 et 2) a bénéficié du soutien de deux étudiants en stage de Master 1 en hydrogéologie de l'Université de Rennes 1 : F. Robustelli en 2017 et J. Thiéphaîne en 2018.

c) Phase 3 : régionalisation des propriétés hydrogéologiques

La troisième phase, partie centrale du projet, réside dans la mise en œuvre de techniques de régionalisation des propriétés hydrogéologiques et de leur évaluation par approche numérique.

Cette phase a mis en œuvre différentes techniques de régionalisation des propriétés hydrogéologiques (cf. § précédents). En ce qui concerne les propriétés hydrodynamiques

(perméabilité et porosité), elles se sont appuyées sur : les cartes géologiques, les jeux de cartes piézométriques, des bilans spatialisés de l'aquifère⁴, la base de données des propriétés hydrodynamiques (granitoïdes à l'échelle de la Bretagne) et sur les débits différentiels des cours d'eau. L'utilisation de ces techniques a permis d'obtenir des champs de perméabilité et de porosité à l'échelle des bassins, qui ont ensuite été comparés aux données locales de terrains (données issues de pompages d'essai et de sondages RMP par exemple).

Une tentative de spatialisation de la recharge a aussi été réalisée à partir de la fluctuation de la nappe et des bilans hydrologiques sur le bassin versant du Nançon. Cette estimation a été comparée à celles données par l'outil ESPERE⁵ et une modélisation pluie-niveau-débit (Gardénia, ; ©BRGM) ; outils permettant de donner une estimation de la recharge à l'échelle du bassin versant.

Une deuxième validation de la méthode de régionalisation de la perméabilité a été conduite en procédant à une modélisation hydrodynamique maillée en régime permanent (modèle MARTHE ©BRGM). Les jeux de paramètres hydrogéologiques ont donc été testés numériquement, ce qui a permis de rendre compte de la pertinence de leur distribution spatiale. Cette étape de modélisation a donc pour principal objectif de valider et de tester la sensibilité des diverses approches menées.

d) Phase 4 : valorisation

Cette phase du projet consiste à valoriser les données utilisées durant le projet au travers d'un rapport final et de publications/communications scientifiques.

De plus, elle permettra de donner un avis sur la faisabilité des méthodes de régionalisation utilisées, et le cas échéant de conseiller dans quelle(s) voie(s) les recherches doivent être poursuivies afin d'adapter, ou repenser, les méthodes utilisées.

Ce projet est aussi en lien avec d'autres travaux menés au BRGM, entre autres : CASPAR, (zones perméables semi-profondes dans le socle), ANAFORE (analyse statistique des sites de forages très productifs en Bretagne) et RECHARGE (méthodologies d'estimation de la recharge ; Caballero et al., 2016).

⁴ Il s'agit de réaliser le bilan en eaux entre les flux sortant et rentrant au niveau de l'aquifère à l'échelle de sous-bassins versants.

⁵ ESPERE - ESTimation de la Pluie Efficace et de la Recharge (Caballero et al., 2015 ; Lanini et al., 2016)

A partir de données hydrométéorologiques et physiographiques généralement disponibles, ESPERE calcule la pluie efficace et/ou la recharge sur un bassin d'alimentation en mobilisant plusieurs méthodes de manière simultanée (empiriques, bilan hydrologique, fluctuation piézométrique et filtres des chroniques de débit), ce qui permet d'estimer les incertitudes associées aux méthodes de calculs.

2. Données disponibles sur les bassins du Nançon et de la Maudouve-Noë Sèche

2.1. TOPOGRAPHIE, GEOLOGIE, OUVRAGES EXPLOITES, SONDAGES RMP

2.1.1. Bassin du Nançon

D'un point de vue topographique, le bassin versant du Nançon est situé dans une zone où le relief est peu marqué avec des altitudes comprises entre 110 et 230 m NGF (Figure 4a). Il s'agit d'un bassin rural où une zone de forêt occupe une grande partie au Sud du bassin (Forêt domaniale de Fougères ; voir figure 1.1 en annexe 1). L'exploitation des eaux souterraines y est modérée et la plupart des forages sert aux besoins agricoles (élevages). Néanmoins, quelques ouvrages exploitent l'eau souterraine pour des besoins d'eau potable, notamment des drains dans la forêt de Fougères. Ces tranchées, profondes de 3 à 5 mètres de profondeur, captent certaines sources et les écoulements de sub-surface au sein des altérites, et donc pas l'aquifère au sens strict. Elles forment un réseau de 12 km, dont les premières tranchées ont été construites au XVIII^{ème} siècle⁶. Les prélèvements totaux sur les eaux souterraines s'élèvent à environ 167 m³/h (env. 1,46 Mm³/an) dont environ 149 m³/h (env. 1,31 Mm³/an) par les tranchées. Le bassin dispose aussi d'une station de mesure du débit du cours d'eau (Figure 4a).

D'un point de vue géologique, ce bassin est principalement constitué de formations granitiques (granodiorite à biotite au nord et granodiorite à biotite et cordiérite au sud ; soit deux granodiorites à compositions minéralogiques légèrement différentes ; Figure 4d). Au sud du bassin, se trouvent, mais de façon très peu représentées, les cornéennes de Fougères qui sont des schistes briovériens métamorphisés. Au centre du bassin on note la présence d'un petit bassin d'âge Tertiaire constitué des argiles de Landéan (ensemble sédimentaire). Celui-ci ne fera pas l'objet de spatialisation des propriétés hydrodynamiques ou de modélisation particulière.

Les formations de socle sont altérées, elles sont constituées d'un horizon d'altérites et d'un horizon fracturé (Figure 4b&c). Les altérites sont très largement répandues sur le bassin versant, il s'agit d'isaltérites (partie basale des altérites) composées de sables argileux brun-ocre dont le faciès varie relativement peu dans le bassin. Les allotérites (partie haute du profil) ont été largement décapées. L'épaisseur d'altérites est en moyenne de 4 m avec localement des épaisseurs dépassant la vingtaine de mètres (Figure 5a). L'horizon fracturé sous-jacent est en moyenne épais de 35-40 m avec des secteurs où il peut dépasser les 60 mètres d'épaisseur. En moyenne, à l'échelle du bassin, le profil d'altération (altérites + zone fracturée) est épais d'une quarantaine de mètres (Figure 5b). Quelques failles d'orientation NNW-SSE compartimentent le profil en lui donnant une structure en « touches de piano » ; les décalages sont néanmoins modestes allant de quelques mètres à une dizaine de mètres. Quelques données d'essais par pompage sont disponibles sur ce secteur (n=5 ; Figure 6).

Sur ce bassin, des sondages RMP (Résonance Magnétique Protonique) ont été réalisés au printemps 2018 (9 sites de mesure dont 8 exploitables ; Figure 6, Figure 7). Ces données viennent s'ajouter aux 8 mesures réalisées dans le cadre du projet SILURES (2008 ; BRGM/RP-56318-FR). Ces mesures ont été comparées à l'information géologique disponible et ont permis

⁶ http://www.sage-couesnon.fr/mediastore/11/9022_1_FR_original.pdf
http://www.sage-couesnon.fr/mediastore/11/9022_1_FR_original.pdf

http://www.sage-couesnon.fr/mediastore/11/9022_1_FR_original.pdf

de faire une estimation de la teneur en eau à partir de laquelle on en déduit la porosité, et de la perméabilité dans le sous-sol en fonction de la profondeur (Figure 7).

Cependant, les valeurs de porosité « brute » déduites de la RMP ne peuvent être prises en compte telles quelles et doivent être corrigées afin de pouvoir les comparer à la porosité efficace. Vouillamoz et al. (2014) ont obtenu à partir de mesures RMP et de données de porosité (efficace) déduites d'essais par pompage sur des aquifères de socle altéré au Bénin, la relation de correction suivante : $\text{Porosité} = 0,53 \times \text{Porosité_RMP} + 0,007$. Néanmoins, afin de s'affranchir de la constante (0,007) (elle n'a aucun sens car la porosité RMP surestime toujours la porosité efficace dans ce type de milieu), la droite de correction initiale a été sensiblement modifiée, donnant lieu à une nouvelle formulation proche de la précédente mais sans constante : $\text{Porosité} = 0,62 \times \text{Porosité_RMP}$.

Ces mêmes auteurs ont montré que la transmissivité, ou la perméabilité, obtenue par méthode RMP était peu différente de celle déduite des essais par pompage. Aucune correction n'a donc été appliquée à la perméabilité RMP. Une figure en annexe 1 présente ces informations (figure 1.3). Ces estimations issues de la RMP ainsi que celles issues des essais par pompage ont été utilisées pour comparaison avec les cartes de régionalisation des paramètres hydrodynamiques (cf. chapitres 6 et 3).

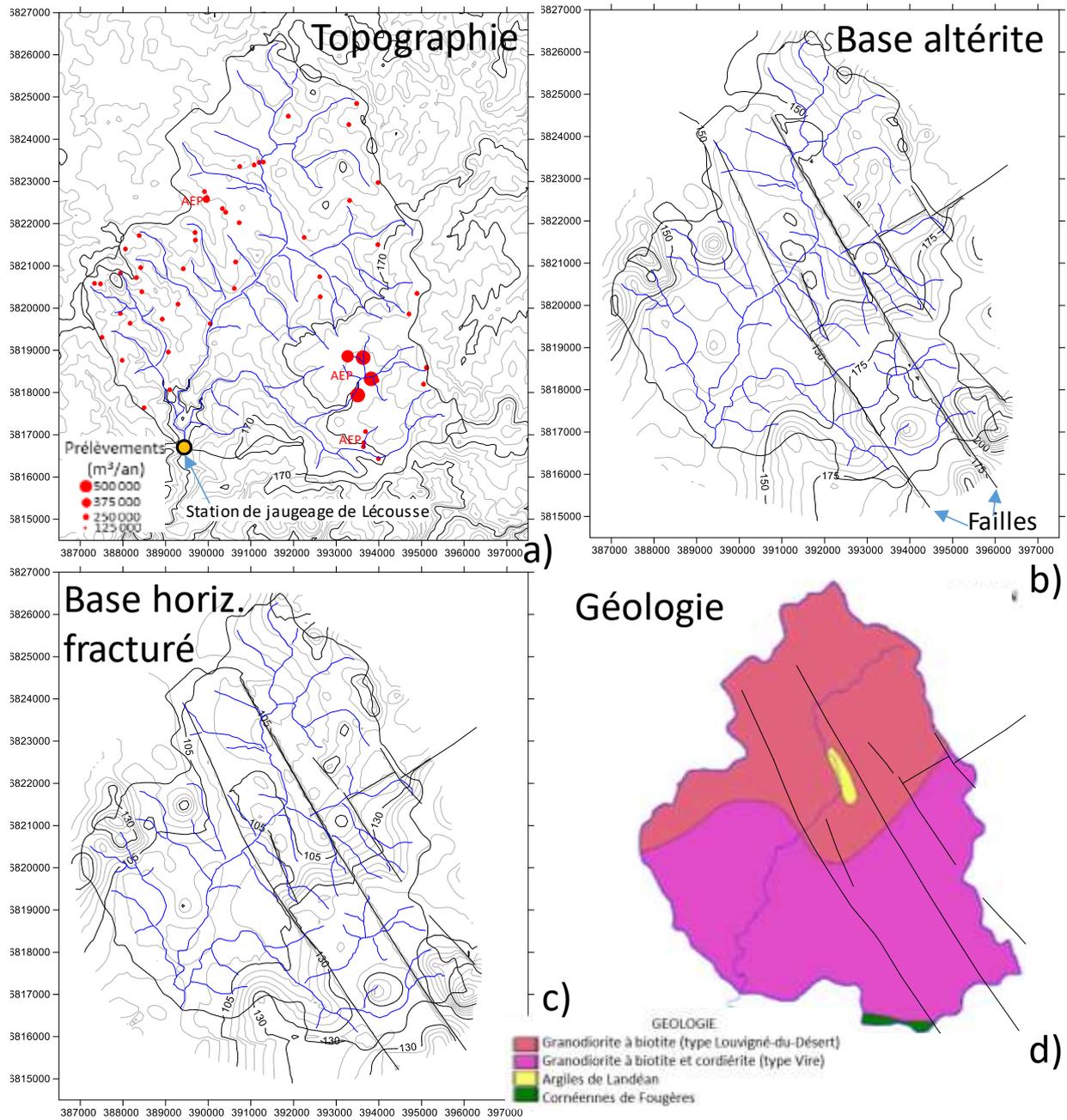


Figure 4 : bassin du Nançon. a) topographie (m NGF, tout les 10 m), cours d'eau et localisation des prélèvements dans l'aquifère, b) base des altérites (en m NGF ; source : BRGM/RP-55113-FR), c) base de l'horizon fracturé (en m NGF ; source : BRGM/RP-56318-FR) et d) carte géologique simplifiée. Système de coordonnées : Lambert 93.

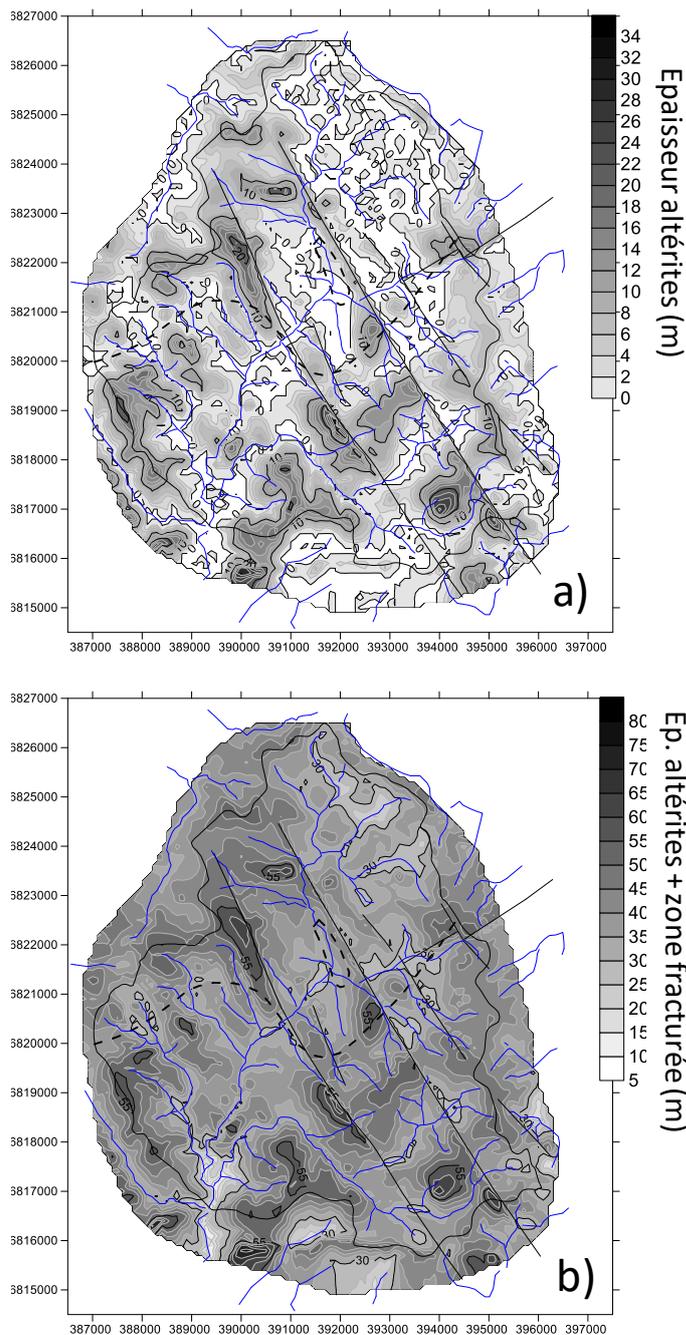


Figure 5 : bassin du Nançon. a) épaisseur des altérites et b) épaisseur totale du profil d'altération : altérites+horizon fracturé (source : BRGM/RP-56318-FR).

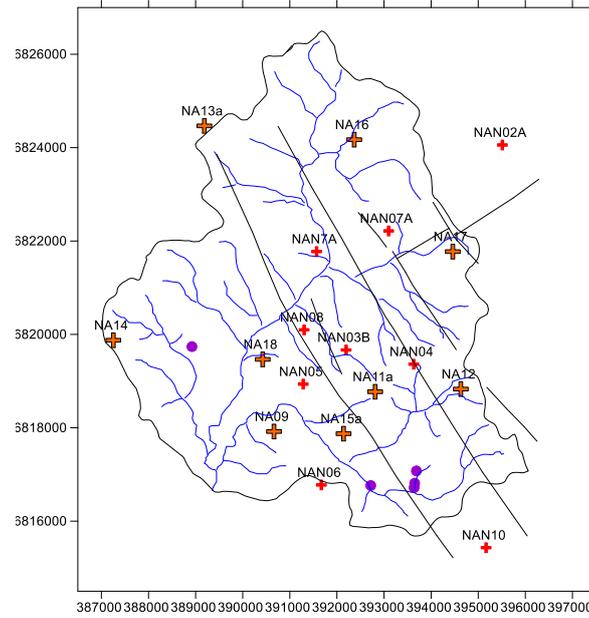


Figure 6 : bassin du Nançon, localisation des mesures RMP et des données d'essais par pompage (ronds violets (n=5), source : BSS). RMP, n° 2 à 10 : mesures acquises dans le cadre du projet SILURES (BRGM/RP-56318-FR), et de 11 à 18 dans le cadre de ce projet (9 mesures réalisées dont une inexploitable (bruit trop important) : n°14).

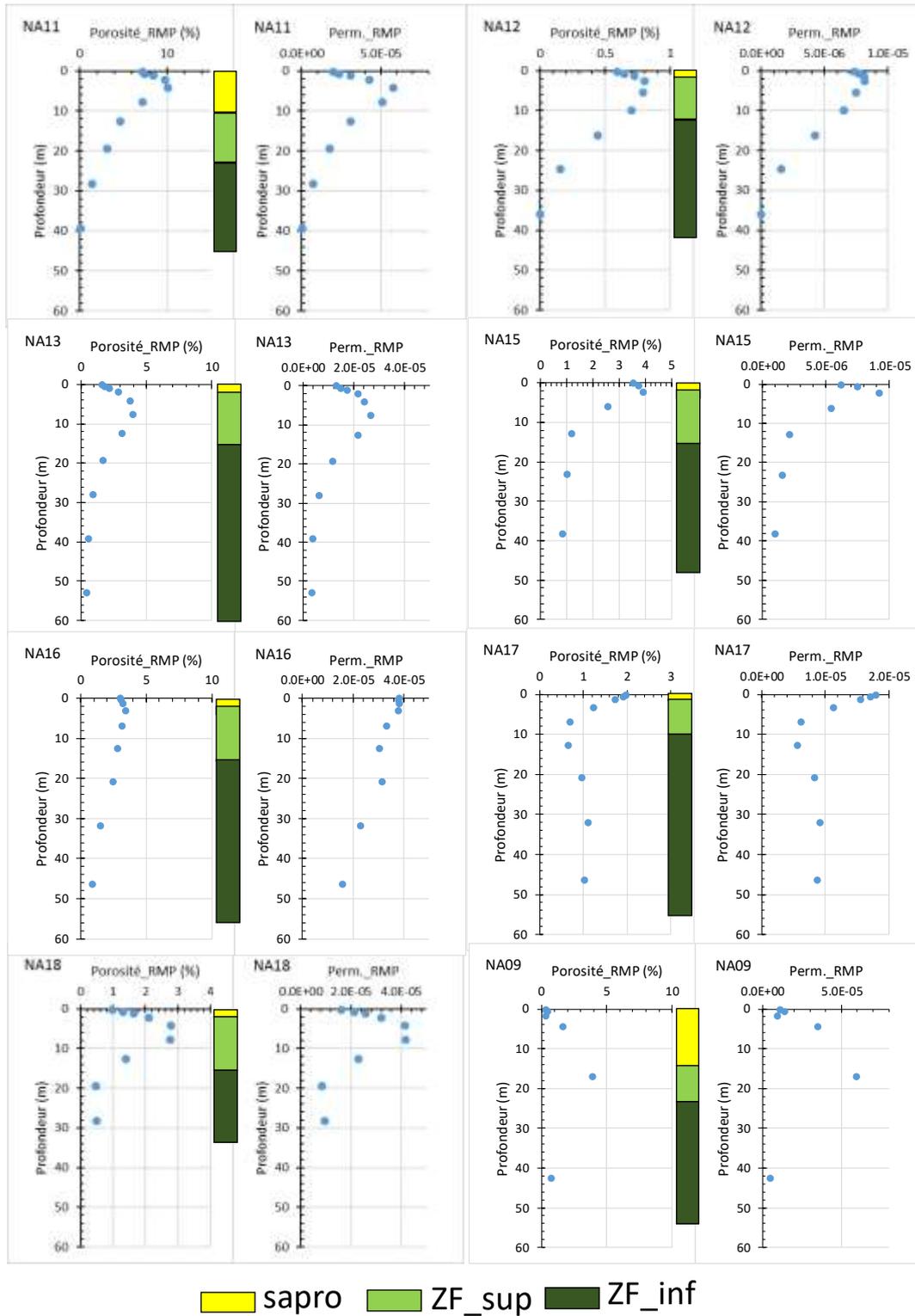


Figure 7 : estimations de la porosité (Porosit _RMP (%)) et de la perméabilité (Perm._RMP, en m/s)   partir des mesures RMP, et comparaison à l'information géologique (profil d'altération) : sapro : altérites (saproilites), ZF_sup : horizon fracturé supérieur et ZF_inf : horizon fracturé inférieur.

2.1.2. Bassin de la Maudouve-Noë Sèche

D'un point de vue topographique les bassins versants de la Maudouve et de la Noë Sèche sont aussi situés dans une zone où le relief est peu marqué avec des altitudes comprises entre 100 et 240 m NGF (Figure 8a). D'un point de vue occupation du sol, il s'agit de bassins ruraux (voir figures 1.1 et 1.2 en annexe 1). L'exploitation des eaux souterraines y est faible et la plupart des forages sert aux besoins agricoles (élevages). Les prélèvements totaux s'élèvent à environ 8,5 m³/h (env. 74 000 m³/an) (Figure 8a). Ces bassins disposent chacun d'une station de mesure du débit du cours d'eau (Figure 8a).

D'un point de vue géologique, ce bassin est principalement constitué de formations granitiques : le granite de Quintin (granite porphyroïde, clair et monzogranite), des migmatites de Guingamp et de la formation de Ploufragan, ici représentée par des granitoïdes.

Ces formations de socle sont altérées, elles sont constituées d'un horizon d'altérites et d'un horizon fracturé (Figure 8b&c). Les altérites ont été en grande partie décapées et n'occupent que les zones de relief. L'épaisseur d'altérites est en moyenne, quand elle existe, de quelques mètres à moins de 10 m (Figure 9a). L'horizon fracturé sous-jacent est en moyenne épais de 40 m avec des secteurs où il peut dépasser les 60 m d'épaisseur. En moyenne, à l'échelle du bassin, le profil d'altération (altérites+ zone fracturée) est épais d'une quarantaine de mètres (Figure 9b). Le secteur présente quelques failles mais elles ne semblent pas affecter la géométrie du profil d'altération.

Sur ce bassin, des mesures RMP ont été réalisées dans le cadre du projet SILURES (BRGM/RP-53742-FR ; Figure 10). Ces mesures ont permis de faire une estimation de la porosité et de la perméabilité dans le sous-sol suivant une même verticale. Seules trois estimations de perméabilité de l'aquifère sont disponibles sur le bassin et dans un même secteur (site expérimental de Maupertuis ; Thiébot, 2004). Ces données seront utilisées pour comparaison avec les cartes de régionalisation des paramètres hydrodynamiques (cf. chapitres 6 et 3).

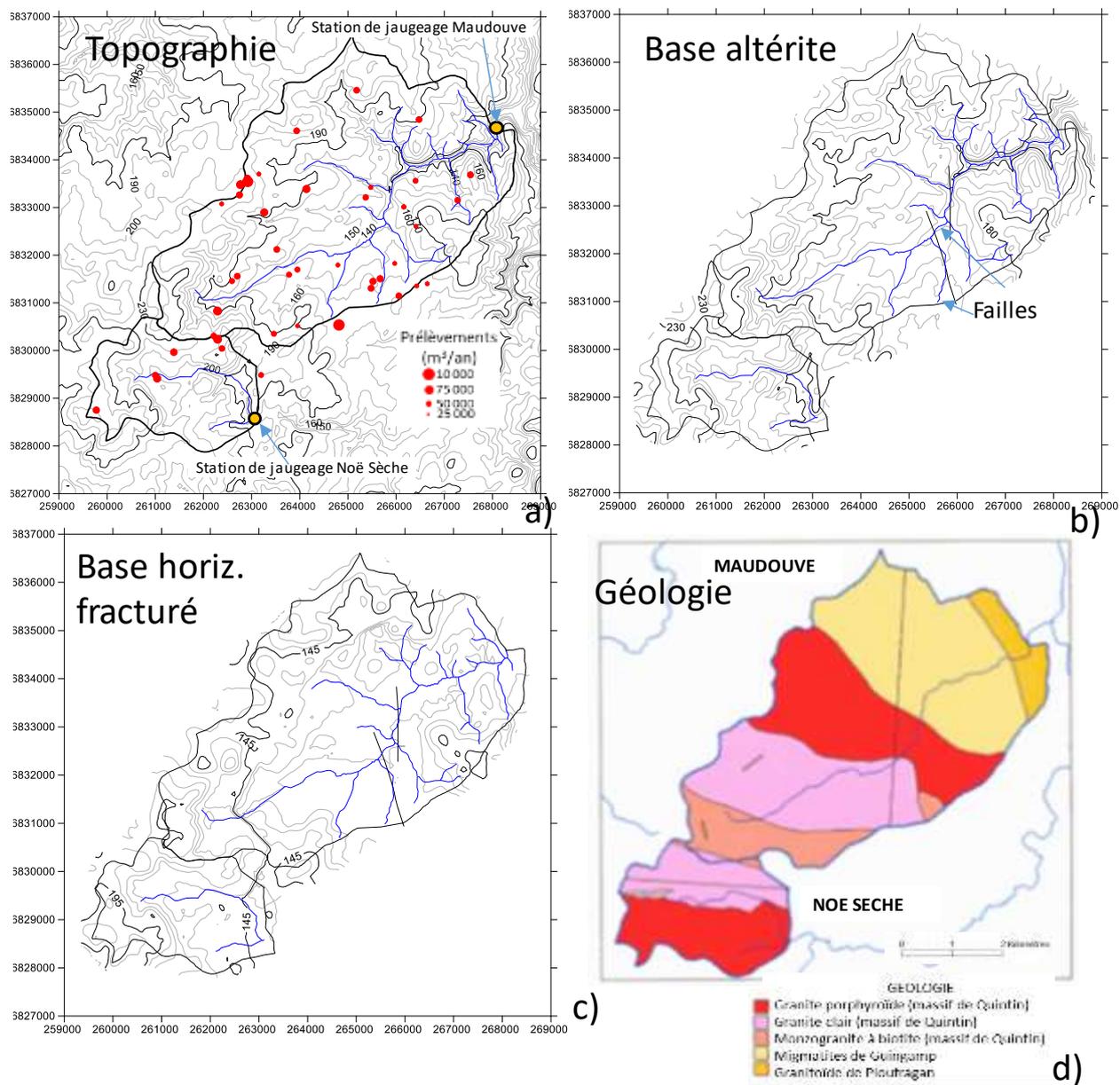


Figure 8 : bassin de la Maudouve-Noë Sèche. a) topographie (m NGF), cours d'eau et localisation des prélèvements dans l'aquifère, b) base des altérites (en m NGF ; source : BRGM/RP-51891-FR), c) base de l'horizon fracturé (en m NGF ; source : BRGM/RP-53742-FR) et d) carte géologique simplifiée.

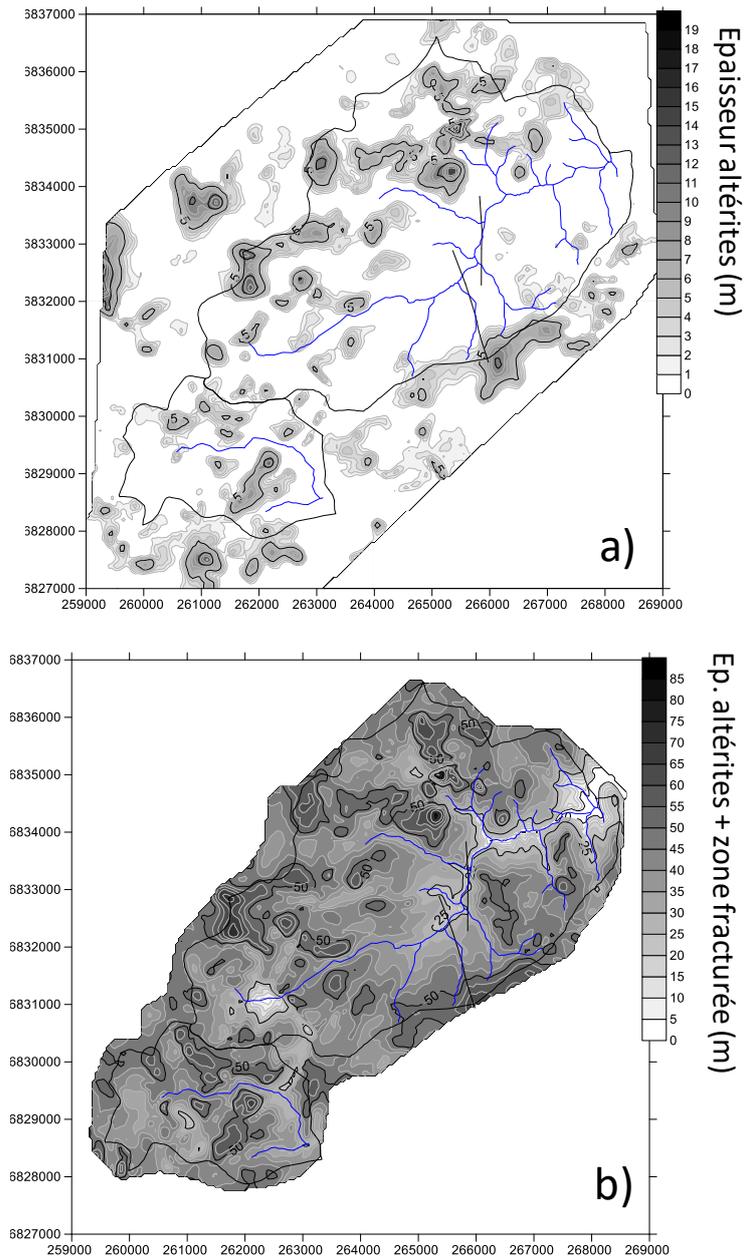


Figure 9 : bassin de la Maudouve-Noë Sèche. a) épaisseur des des altérites et c) épaisseur totale du profil d'altération : altérites+horizon fracturé (source : BRGM/RP-53742-FR).

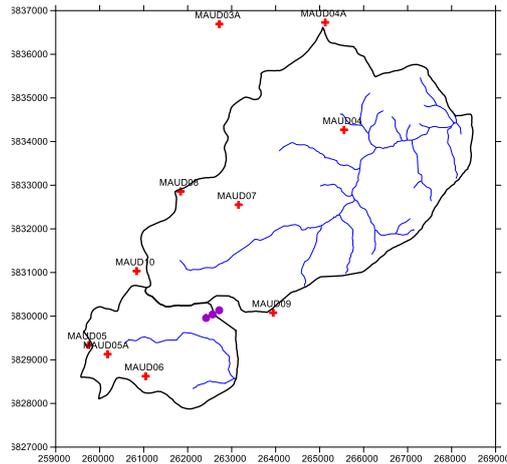


Figure 10 : bassin de la Maudouve-Noë Sèche, localisation des mesures RMP (croix rouges, mesures acquises dans le cadre du projet SILURES (BRGM/RP-53742-FR) et des données d'essais par pompage (ronds violets (n=3), Thiébot, 2004).

2.2. CARTES PIEZOMETRIQUES ET MESURES DE DEBIT

2.2.1. Piézométrie

Les campagnes de mesures piézométriques ont été réalisées en périodes « sèches » hors influence des précipitations. On dispose sur le bassin du Nançon de 3 cartes piézométriques : deux en basses eaux (étiage d'août 2017 et 2018) et une en hautes eaux avant l'amorce de l'étiage (mai 2018). Pour la Maudouve-Noë Sèche, on ne dispose que d'une seule carte à l'étiage (août 2018).

Afin de produire les cartes piézométriques les plus pertinentes possibles, il a été choisi d'utiliser l'outil géostatistique, c'est-à-dire de procéder à une analyse variographique de chaque jeu de données (établissement et modélisation du variogramme), puis d'interpoler les mesures par méthode de krigeage. Par contre, comme il s'agit d'aquifères de socle dits « libres » (cf. augmentation du débit le long des cours d'eau à l'étiage), il a été choisi d'interpoler les profondeurs du niveau piézométrique, plutôt que les côtes piézométriques. La carte piézométrique a ensuite été obtenue par simple différence au MNT. Cette opération explique notamment le caractère irrégulier des courbes de niveaux. L'avantage de cette méthode est qu'elle contraint le krigeage à la topographie, évitant ainsi de faire passer la piézométrie d'un aquifère libre au-dessus d'un talweg ou d'un autre type de dépression lorsque l'on ne dispose pas d'information. De plus, puisque les cours d'eau sont en relation avec les aquifères, ils ont aussi été utilisés pour contraindre la carte en imposant la carte à passer par leur côte piézométrique⁷. Notons, que cette contrainte n'impose en aucun cas le sens d'écoulement entre le cours d'eau et la nappe ; ainsi la nappe peut par exemple alimenter le cours d'eau en amont, et être alimentée par ce dernier en aval.

Pour les deux bassins, les mesures ont été réalisées sur des ouvrages non-exploités, la plupart du temps d'anciens puits d'une dizaine de mètres de profondeur en moyenne. Pour le bassin du Nançon, les variogrammes et les cartes obtenues pour les trois campagnes de mesures (août 2017 - basses eaux, mai 2018 - hautes eaux et août 2018 - basses eaux) sont présentées sur la

⁷ Comme les cartes sont d'abord produites en profondeur de niveaux piézométriques, l'intégration des cours d'eau se fait en prenant une valeur nulle au niveau de leurs tracés.

Figure 11. On notera que d'une période à l'autre, le nombre de piézomètres diffère en fonction des conditions d'acquisition de terrain (84 en août 2017 et jusqu'à 100 en mai 2018). Pour le bassin de la Maudouve-Noë Sèche, la carte est présentée sur la Figure 12. Les cartes d'écart type issues du krigeage sont données en annexe 1 (figures 1.4 et 1.5).

L'analyse variographique des données de chacune des périodes et pour les deux bassins versants montrent des variogrammes plus ou moins bien définis avec des portées s'établissant aux environs de 500 – 800 m pour le Nançon et aux alentours de 1 500-2 000 m pour la Maudouve-Noë Sèche, bien que pour ce dernier le variogramme soit relativement plus bruité (Figure 12). Le caractère bruité des variogrammes peut être expliqué par la présence des nombreux cours d'eau qui drainent la nappe, constituant ainsi autant de barrières hydrauliques qui rendent difficiles l'interpolation lorsque des points de mesures sont séparés d'un ou plusieurs cours d'eau. Ainsi les cartes piézométriques produites, même si leur allure semble cohérente, sont moins fiables lorsqu'il n'y a pas de point de mesure entre deux cours d'eau. Par exemple, sur le Nançon les cartes sont peu fiables au niveau de la forêt de Fougères (absence de mesure piézométrique).

D'une manière générale la piézométrie obtenue suit globalement la topographie, ne montre pas d'impact significatif des pompages dans l'aquifère et montre systématiquement un drainage de la nappe par les cours d'eau. Notons que le cas inverse aurait pu se produire, car le fait de contraindre le calcul de la piézométrie par les cours d'eau n'implique pas que ceux-ci doivent la drainer (ils auraient pu *a contrario* l'alimenter). A titre indicatif, en moyenne sur le bassin du Nançon, la profondeur de la nappe est de 1,4 m en août 2017, de 0,8 m en mai 2018 et aux environs du mètre en août 2018. Pour la Maudouve-Noë Sèche, la nappe est en moyenne à 0,7 m de profondeur.

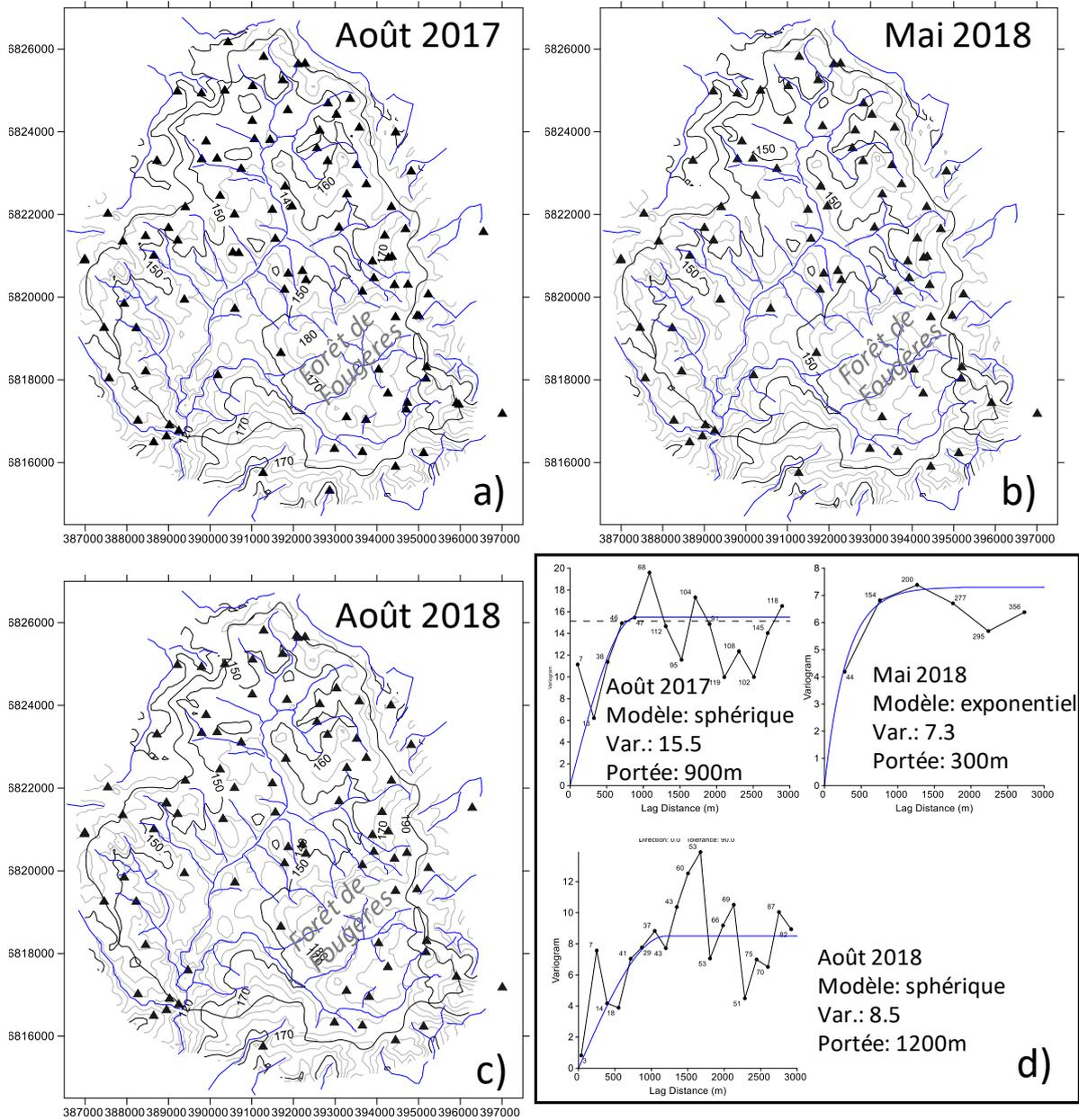


Figure 11 : bassin du Nançon, cartes piézométriques à différentes dates. a) août 2017 - basses eaux, b) mai 2018 - hautes eaux, c) août 2018 - basses eaux et d) variogrammes de la profondeur du niveau d'eau. Intervalle des courbes piézométriques : 10 m. Les triangles présentent les points de mesures piézométriques : 99 en août 2017, 100 en mai 2018 et 84 en août 2018.

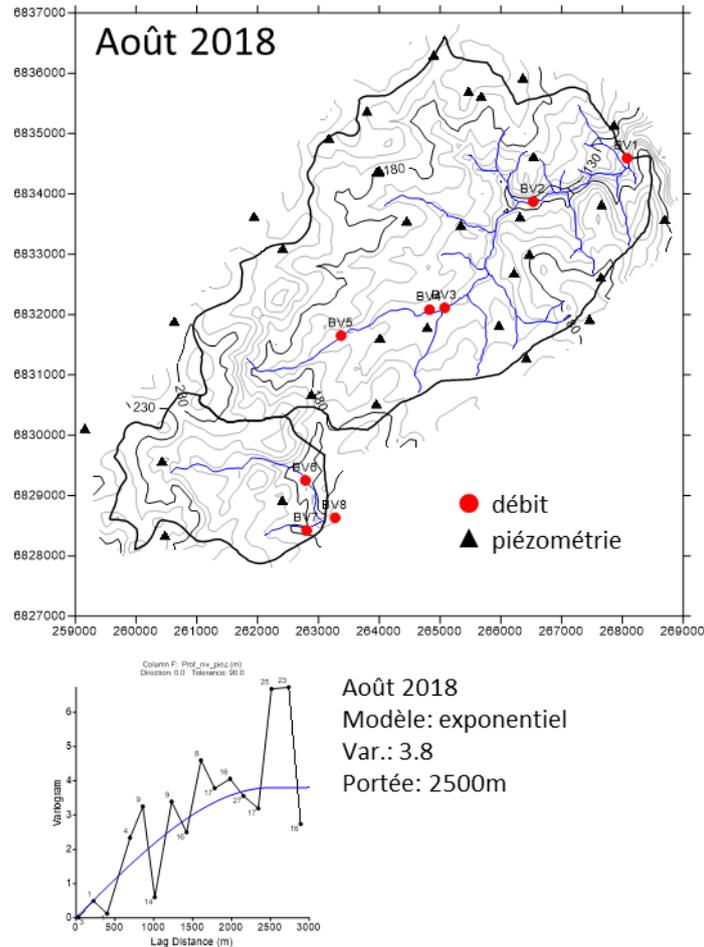


Figure 12 : bassin de la Maudouve-Noë Sèche, carte piézométrique, variogramme de la profondeur du niveau d'eau (33 mesures), et localisation des mesures de débit sur les cours d'eau (8 mesures), août 2018, basses eaux.

2.2.2. Mesures de débit le long des cours d'eau

Des campagnes de mesures spatialisées le long des cours d'eau ont été menées sur les mêmes périodes que celles des mesures piézométriques. L'estimation des débits des cours d'eau a été réalisée avec un micromoulinet C2 de chez OTT (hélice de 50 mm).

Sur le Nançon (Figure 13), trois campagnes de mesures ont été réalisées : en août 2017 (15 mesures), en mai-juin 2018 (21 mesures) et en août 2018 (15 mesures). Sur la Maudouve-Noë Sèche (Figure 12), une seule campagne a été réalisée, en août 2018 (8 mesures). Les graphes de la Figure 14 présentent les mesures effectuées en fonction de la surface de bassin versant concernée. Quel que soit le bassin et la période, une relation linéaire entre le débit et la surface de bassin drainé est observée. Ceci montre une alimentation régulière du cours d'eau par la nappe, justifiant ainsi la contrainte par les cours d'eau qui a été imposée lors de la construction des cartes piézométriques (cf. § précédent). Cette linéarité suggère aussi que les propriétés des aquifères qui sont drainés sont relativement homogènes.

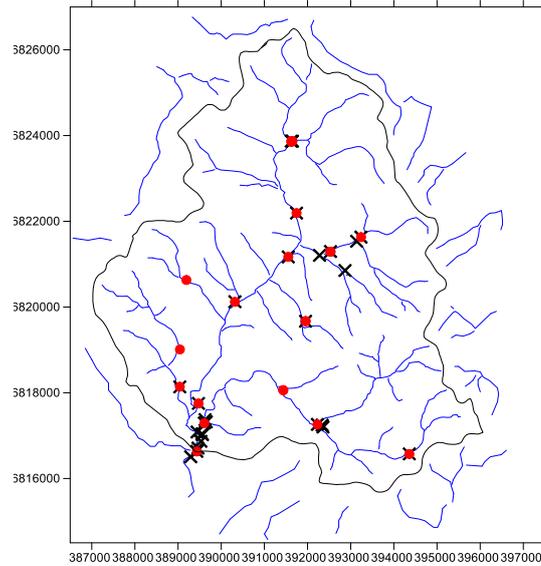


Figure 13 : bassin du Nançon, localisation des mesures de débit sur les cours d'eau : août 2017 : croix noires (15 mesures), mai-juin (21 mesures) et août (15 mesures) 2018 : ronds rouges.

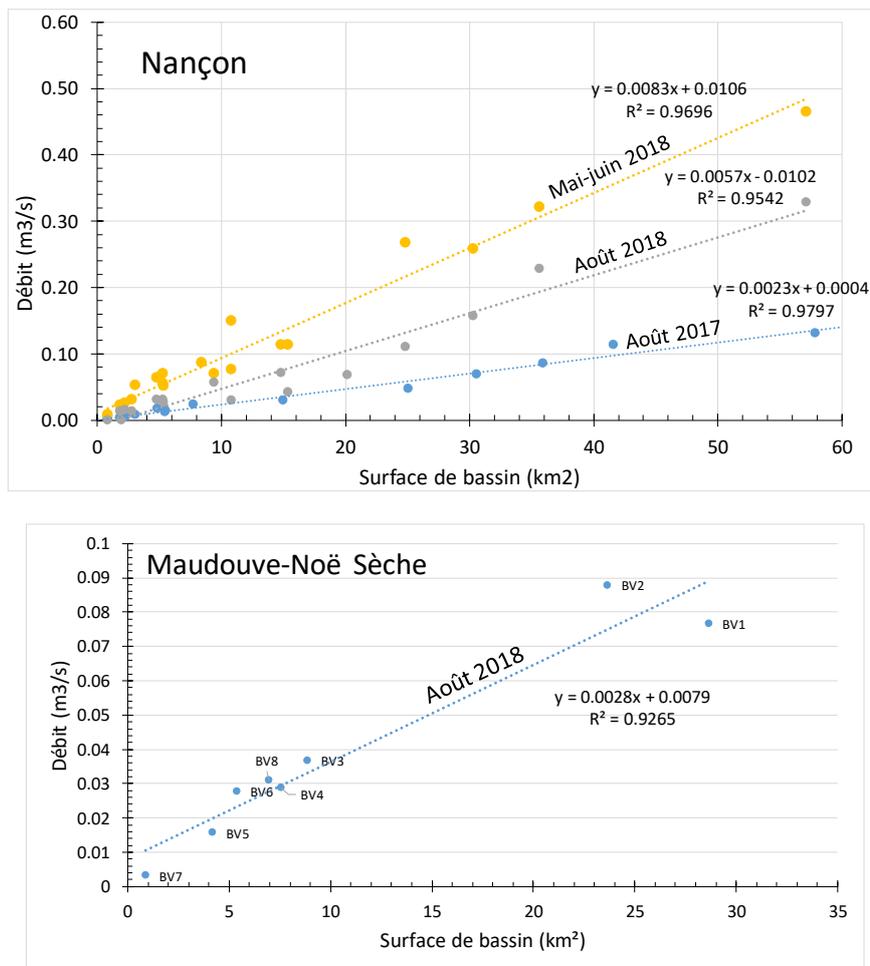


Figure 14 : relation débit des cours d'eau / surface de bassin versant pour le bassin du Nançon (haut) et de la Maudouve-Noë Sèche (bas).

2.2.3. Perméabilité des aquifères

Comme mentionné dans les paragraphes précédents, il n'a pas été possible de réaliser de tests hydrauliques sur les forages (slug tests) afin d'obtenir un maximum d'information locale sur la perméabilité des aquifères étudiés. Cependant, les bases de données du BRGM en Bretagne à Rennes (données de la BSS et du SIGES Bretagne) ont permis de construire un histogramme de distribution de la perméabilité de ces aquifères à partir d'essais par pompage réalisés dans les granitoïdes à l'échelle de la Bretagne (Figure 15 ; nombre de données : 104). La distribution de la perméabilité (en Log) suit une distribution log-normale ayant pour moyenne -5,4 (4×10^{-6} m/s) et pour écart type 0,8. Les quelques valeurs disponibles pour le bassin du Nançon (5 valeurs issues de la réinterprétation d'essais par pompage ; Figure 15) et pour le bassin de la Maudouve-Noë Sèche (3 valeurs) se situent autour de la moyenne suggérant que la présente distribution n'est probablement pas si éloignée de celles des aquifères de ces bassins.

En l'absence de plus d'information sur des estimations directes de perméabilité de ces aquifères, cette distribution régionale servira de base à nos futurs raisonnements. L'impact de cette hypothèse forte sera mis à l'épreuve lors de la modélisation hydrodynamique.

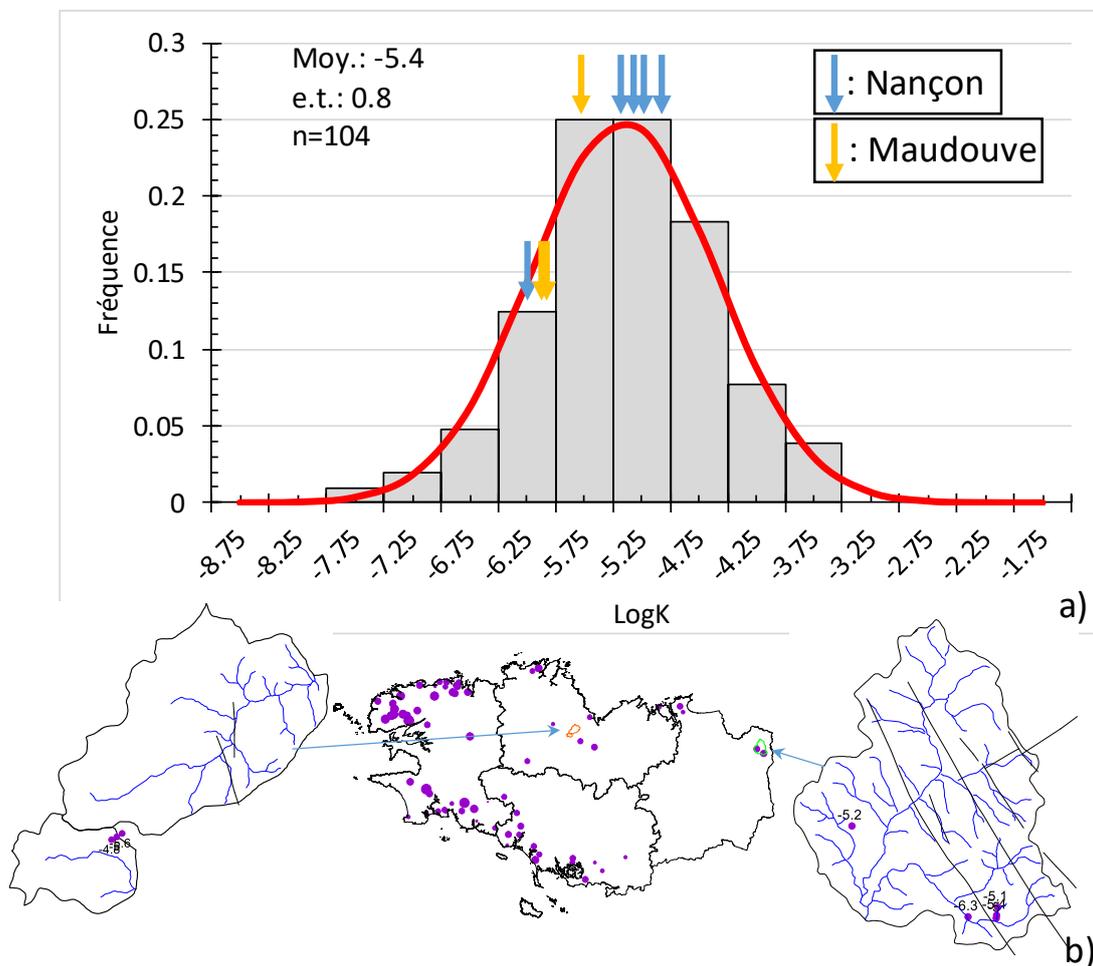


Figure 15 : a) distribution de la perméabilité sur les granitoïdes de Bretagne en Log ($n=104$), b) localisation des mesures à l'échelle de la Bretagne (carte du milieu, données BSS et SIGES Bretagne), 3 mesures sur la Maudouve-Noë Sèche (carte de gauche), 5 mesures sur le Nançon (carte de droite).

Moy. : moyenne, e.t. : écart type, n : nombre de données.

3. Régionalisation des paramètres hydrodynamiques : la porosité efficace des aquifères

La méthode proposée ici diffère de celles qui ont été mises en œuvre pour l'étude de bassin versant en Inde (cf. 1.1, Dewandel et al., 2012 et 2017b). En effet, les méthodes précédemment développées sont applicables sur des bassins versants où les eaux souterraines sont fortement exploitées et où les cours d'eau ne sont pas pérennes, ce qui n'est pas le cas ici.

3.1. SPATIALISATION EN 2D DE LA POROSITE POUR LA ZONE DE FLUCTUATION DE LA NAPPE

Nous disposons d'un jeu de cartes piézométriques avant et après étiage, de mesures de débit de cours d'eau spatialisées sur les mêmes périodes (à cette époque, ils ne sont alimentés que par les aquifères), et aussi de l'information sur les prélèvements en nappe. La méthode consiste donc à analyser les fluctuations piézométriques en début et en fin d'étiage et de les comparer aux variations de débits sortants du système (cours d'eau et pompages) afin d'estimer la porosité efficace des aquifères. En supposant que le flux d'alimentation souterrain en limite de bassin versant est nul ou négligeable devant les autres termes - cette hypothèse est correcte puisque le bassin hydrogéologique se confond avec le bassin versant topographique (Figure 11) -, l'équation bilan qui en découle, durant une période donnée, est :

$$A \cdot \Delta h = S_y \cdot (\Delta Vol_{\text{cours d'eau}} + Vol_{\text{pompage}})$$

Où A est la surface du bassin versant (m^2), Δh la fluctuation de surface piézométrique (m), S_y la porosité efficace (-), $\Delta Vol_{\text{cours d'eau}}$ le volume écoulé par les cours d'eau (m^3), Vol_{pompage} le volume prélevé par pompage (m^3). Cette méthode a été appliquée uniquement au bassin du Nançon, car il dispose des données nécessaires. Notons que cette méthode ne donne une estimation de la porosité que sur l'épaisseur de l'aquifère dans laquelle la nappe fluctue.

La hauteur de fluctuation piézométrique est calculée sur la période mai-août 2018 (Figure 16a). La carte de fluctuation piézométrique a été établie directement à l'aide des points de mesures communs entre les deux périodes (82 valeurs), sans prise en compte des cours d'eau. Cette méthode a été préférée à la soustraction des cartes piézométriques afin de ne pas trop introduire d'erreur là où il n'y avait pas de mesures entre deux cours d'eau, ni introduire d'erreur là où les mesures n'étaient pas concomitantes. La différence moyenne est de 0,54 m, ce qui correspond à l'abaissement moyen de la nappe durant cette période de l'étiage 2018. Notons que la moyenne des différences des 82 points de mesures donne une valeur proche (0,50 m) justifiant aussi ce mode de calcul.

En appliquant l'équation bilan précédente à l'ensemble du bassin versant ($A = 57 \text{ km}^2$, $\Delta h : 0,54 \text{ m}$; $\Delta Vol_{\text{cours d'eau}} : 6,34 \times 10^5 \text{ m}^3$, $Vol_{\text{pompage}} : 2,2 \times 10^5 \text{ m}^3$) on obtient une porosité (S_y) moyenne, à l'échelle du bassin versant et pour la zone de fluctuation de la nappe, de 2,8%. Cette valeur apparaît tout à fait réaliste pour ce type de milieu.

Ce calcul a été réalisé pour chacun des sous-bassins versants ($n=17$; ce qui correspond au nombre de mesures de débit réalisés entre mai et août 2018), dont les résultats sont présentés sur la Figure 16b. La porosité de chaque sous-bassin (zone où la nappe fluctue) varie de 0,8% à 17,9%. La carte de la position de la nappe par rapport à la base des altérites est également représentée (Figure 16b, rouge dans la zone fracturée, bleu dans les altérites) et montre

grossièrement des porosités plus importantes là où la nappe fluctue dans les altérites et moins importante lorsqu'elle fluctue dans l'horizon fracturé. Ce résultat est aussi attendu.

Ainsi on dispose, à l'échelle de chaque sous bassin d'une estimation de la porosité et d'une valeur de Δh . En supposant qu'au sein d'un sous bassin la fluctuation piézométrique est inversement proportionnelle à la porosité - c'est-à-dire qu'on suppose que la même quantité d'eau a transité dans chacune des cellules d'un même sous bassin durant la période étudiée - on peut faire une estimation du champ de la porosité pour chacun des sous-bassins. Notons que cette hypothèse est recevable puisque qu'il existe une relation linéaire entre le débit du cours d'eau à l'étiage et la surface de bassin. Par interpolation de ces données, on obtient une carte de porosité pour la zone de battement de la nappe. L'interpolation (Figure 17) montre une bonne continuité des valeurs d'un sous bassin versant à l'autre suggérant que l'hypothèse de calcul proposée n'introduit pas d'erreur significative. En effet, sinon il y aurait eu de fortes différences de valeurs de part et d'autre d'un sous bassin ce qui n'est pas le cas. Ceci est aussi conforté par l'analyse variographique de la donnée, montrant une portée s'établissant sur 2 200 m (c'est-à-dire que la donnée est fortement corrélée sur cette distance).

Les données de cette carte ont été reportées dans un graphique représentant la porosité (calculée par fluctuation de nappe) en fonction de la localisation dans le profil d'altération (moyenne à l'échelle du bassin versant ; Figure 18), ce qui permet de comparer ces estimations à celles déduites par méthode RMP (valeurs corrigées via la relation $\text{Porosité} = 0,62 \times \text{Porosité_RMP}$; cf. 2.1.1). En raison de la faible fluctuation de la nappe, les données déduites par fluctuation de nappe sont représentatives des 5 premiers mètres d'altérites environ au-dessus de l'interface altérites-zone fracturée et des 5 mètres sous-jacents dans la zone fracturée. La comparaison aux données RMP est très satisfaisante compte tenu du fait que les deux méthodes fournissent des informations à deux échelles différentes (RMP de l'ordre de la centaine de m², fluctuation de nappe sur des mailles de 500x500m). La porosité (calculée par fluctuation de nappe) est en moyenne de 4% dans les altérites et de 1,8% dans les 5 premiers mètres de la zone fracturée.

Ces données ont aussi été comparées à celles estimées sur des profils d'altération dans les granites en Inde (bassins versants de 50 à 1000 km² ; Dewandel et al., 2012, 2017b) ; les résultats sont concordants (Figure 19). Ces comparaisons montrent que le champ de porosité déduit par la méthode de fluctuation de nappe associé aux débits des cours d'eau et aux prélèvements en nappe durant la période mai-août 2018 est réaliste.

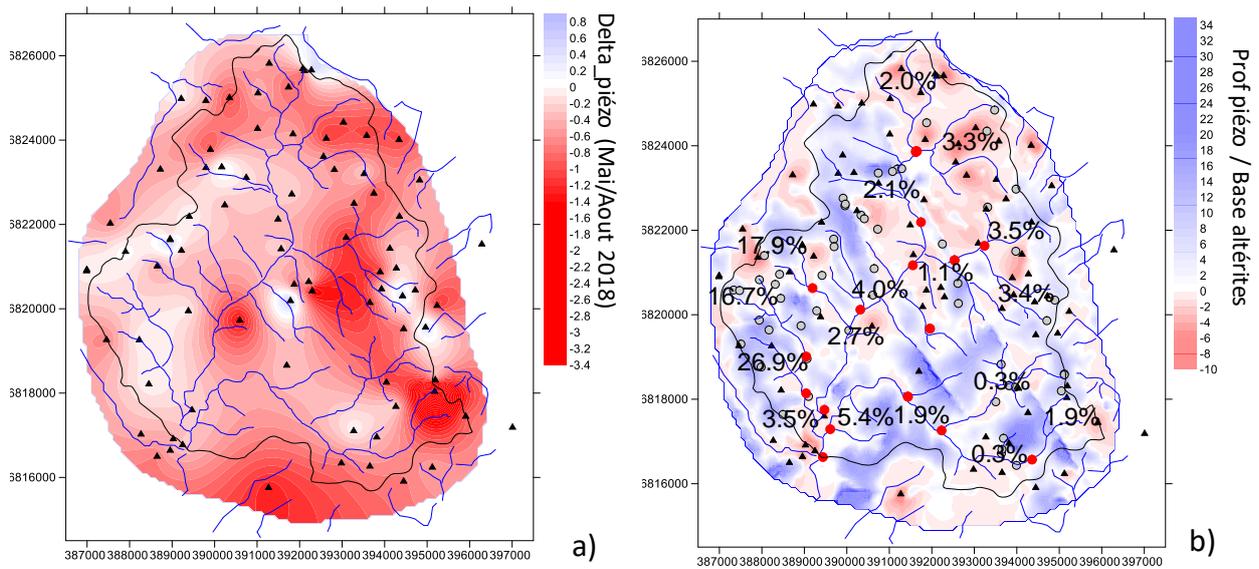


Figure 16 : bassin du Nançon. a) carte de fluctuation piézométrique entre mai et août 2018 et localisation des points de mesures communs (triangles noirs), b) estimation de la porosité efficace de chaque sous-bassin (chiffre) ; le fond de carte présente la position de la nappe par rapport à la base des altérites (rouge dans la zone fracturée, bleu dans les altérites), ronds gris : prélèvements en nappe.

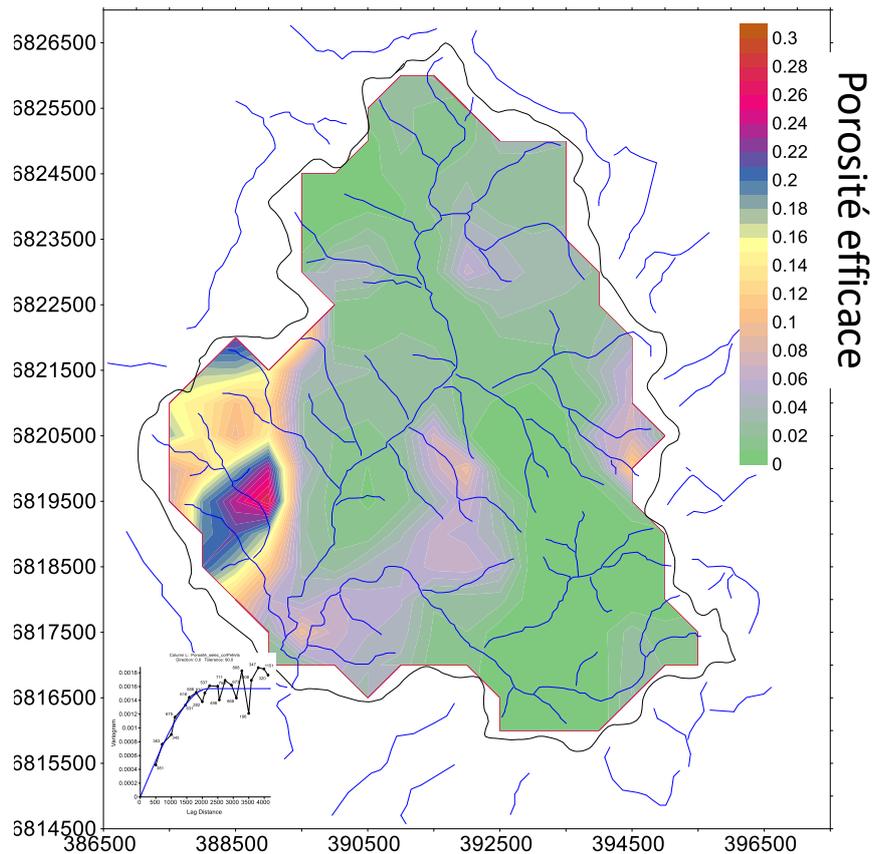


Figure 17 : bassin du Nançon, carte de porosité efficace pour la zone de fluctuation piézométrique (mai à août 2018). L'insert présente le variogramme (modèle sphérique, variance : $1,57 \times 10^{-3}$, portée, 2 200 m). Cellules de 500x500m.

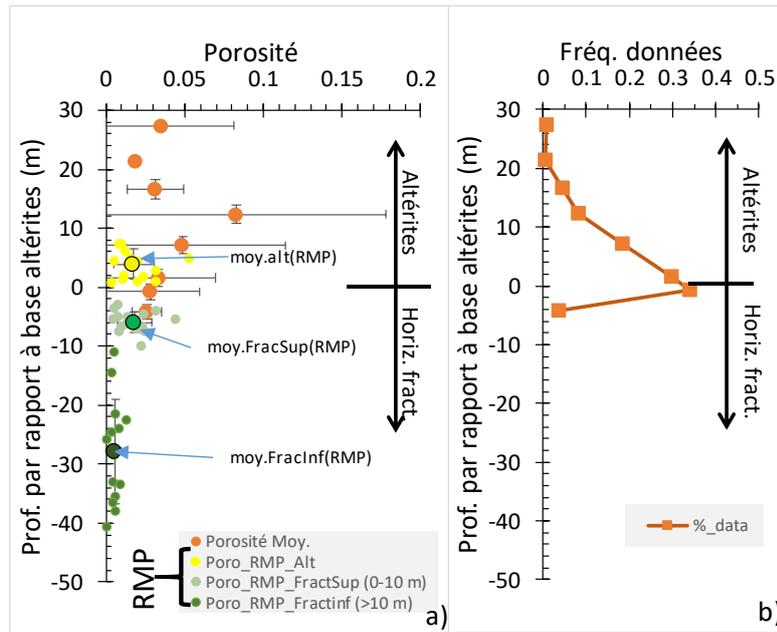


Figure 18 : a) comparaison à l'échelle du bassin versant du Nançon de la porosité calculée par fluctuation de nappe à celles évaluées par RMP (corrigée cf. § 2.1.1.) en fonction de la position dans le profil d'altération, b) distribution de la porosité calculée par fluctuation de nappe en profondeur.

moy.Alt(RMP) : moyenne des valeurs de porosité RMP dans les altérites (n=14), moy.FractSup(RMP) : moyenne des valeurs de porosité RMP dans les 10 premiers mètres de la zone fracturée (n=15), moy.FractInf(RMP) : moyenne des valeurs de porosité par RMP au-delà des 10 premiers mètres de la zone fracturée (n=13). Barres : écarts types.

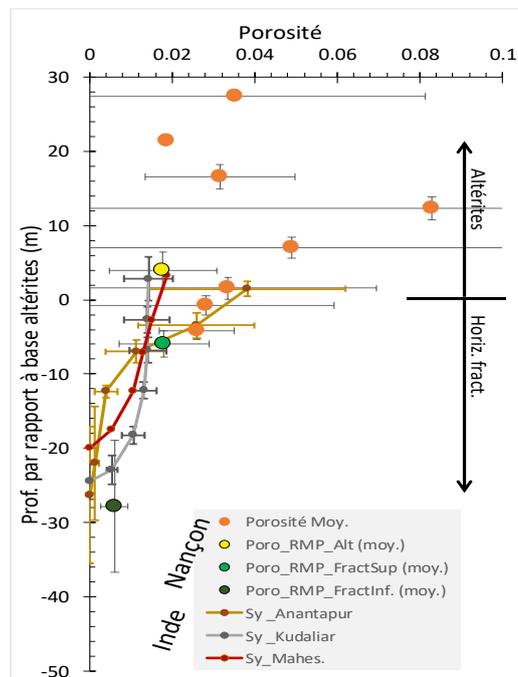


Figure 19 : comparaison des valeurs de porosité du Nançon (fluctuation de nappe et RMP), à celles de granites en Inde du Sud (bassins versants de 50 à 1000 km² ; Dewandel et al., 2012, 2017b), en fonction de la position dans le profil d'altération.

3.2. SPATIALISATION EN 3D DE LA POROSITE EFFICACE

La carte précédente (Figure 17) donne une information spatiale sur la valeur de la porosité efficace (S_y) pour la zone de fluctuation de la nappe où, de plus, chaque valeur est associée à une position particulière dans le profil d'altération (voir par exemple Figure 16b). Pour estimer le champ 3D (Dewandel et al., 2017c), le système est découpé en intervalles selon l'interface altérites-zone fracturée ce qui permet de différencier les deux principaux niveaux de l'aquifère (altérites et zone fracturée) et d'obtenir des estimations de S_y suivant la position sur ou sous l'interface. Ensuite, les valeurs de S_y de chaque intervalle sont analysées (statistiques et analyse variographique) et le champ de porosité de l'intervalle est obtenu par méthode de krigeage. La technique est donc une cartographie 3D de la porosité basée sur la cartographie de la porosité de différents intervalles de profondeur. Pour obtenir plus de détails sur la méthode, voir Dewandel et al. (2017b).

Dans le cas du Nançon, le système a été découpé en 4 intervalles : deux dans les altérites (intervalles 10 – 5 m [c.à.d. entre 5 et 10 m au-dessus de l'interface altérites-zone fracturée] et 5 – 0 m) et deux dans la zone fracturée (0 à -5m et inférieur à -5 m). Pour la zone fracturée, comme les estimations par la méthode de fluctuation de nappe ne concernent que les 5 premiers mètres (en raison de la faible fluctuation de la nappe), il n'a pas été possible de faire une discrétisation fine pour les intervalles plus profonds. Le deuxième intervalle (supérieur à 5 m de profondeur sous l'interface altérites-horizon fracturé) a été estimé par relation statistique. En effet, la Figure 20 montre que la porosité varie approximativement de façon exponentielle en fonction de la profondeur sous l'interface indiquant en moyenne que la porosité de l'horizon fracturé inférieur est environ 3,9 fois moindre que celui des 5 premiers mètres ; ce ratio est utilisé pour estimer la porosité efficace (S_y) de cet intervalle. La Figure 21 présente les distributions et les variogrammes de chacun des intervalles et la Figure 22 les cartes associées.

L'analyse statistique de ces données montre que la porosité suit des distributions proches de la Log-normale et leur analyse variographique montre qu'elles sont relativement bien structurées dans l'espace avec des portées comprises entre 1 500 et 2 000 m. Ceci suggère que la porosité est peu variable sur des surfaces de l'ordre de quelques km². En moyenne, la porosité efficace (en Log) à l'échelle du bassin est, dans les altérites de :

- $-1,72 \pm 0,95$ pour l'intervalle 10 – 5 m, soit une porosité moyenne (S_y) de 1,9% ;
- $-1,71 \pm 0,52$ pour l'intervalle 5 – 0 m, soit une porosité moyenne (S_y) de 1,9%.

Et pour l'horizon fracturé, de :

- $-1,84 \pm 0,41$ pour les 5 premiers mètres d'horizon fracturé (0 – -5 m), soit une porosité moyenne (S_y) de 1,4% ;
- $-2,51 \pm 0,56$ au-delà des 5 premiers mètres (ZF < -5 m), soit une porosité moyenne (S_y) de 0,3%. L'épaisseur moyenne de ce niveau est de 32 m.

Ces moyennes sont cohérentes avec les estimations précédentes et avec celles qui ont été faites dans ce type de milieu (Maréchal et al., 2004 ; Dewandel et al., 2012, 2017b).

La Figure 23 présente la carte de la porosité efficace moyenne de l'ensemble de l'aquifère. Elle a été calculée par agrégation des cartes précédentes et de l'épaisseur des intervalles au sein du profil d'altération. En moyenne, la porosité de l'aquifère (altérites + zone fracturée) est de 1%.

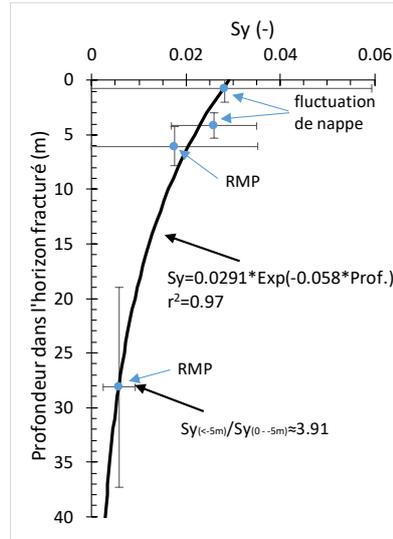


Figure 20 : évolution de la porosité efficace dans l'horizon fracturé à l'échelle du bassin versant (bassin du Nançon) ; données de porosité efficace obtenues par méthode de fluctuation de nappe et RMP.

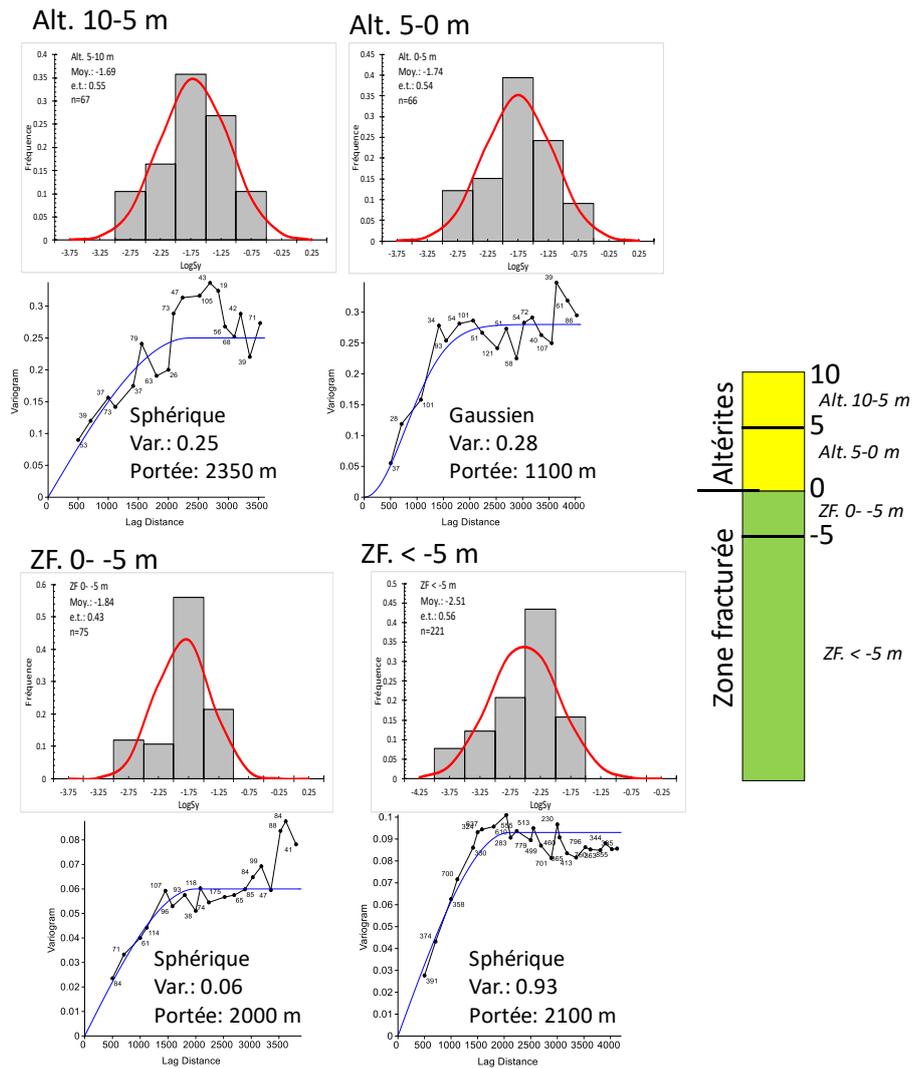


Figure 21 : distributions et variogrammes de la porosité efficace (en Log) des différents intervalles de profondeur par rapport à l'interface altérites-zone fracturée ; bassin du Nançon. Dans les altérites intervalles 10 - 5 m et 5 – 0 m, dans la zone fracturée, intervalles 0 - -5 m et supérieur à 5 m de profondeur (< -5 m).

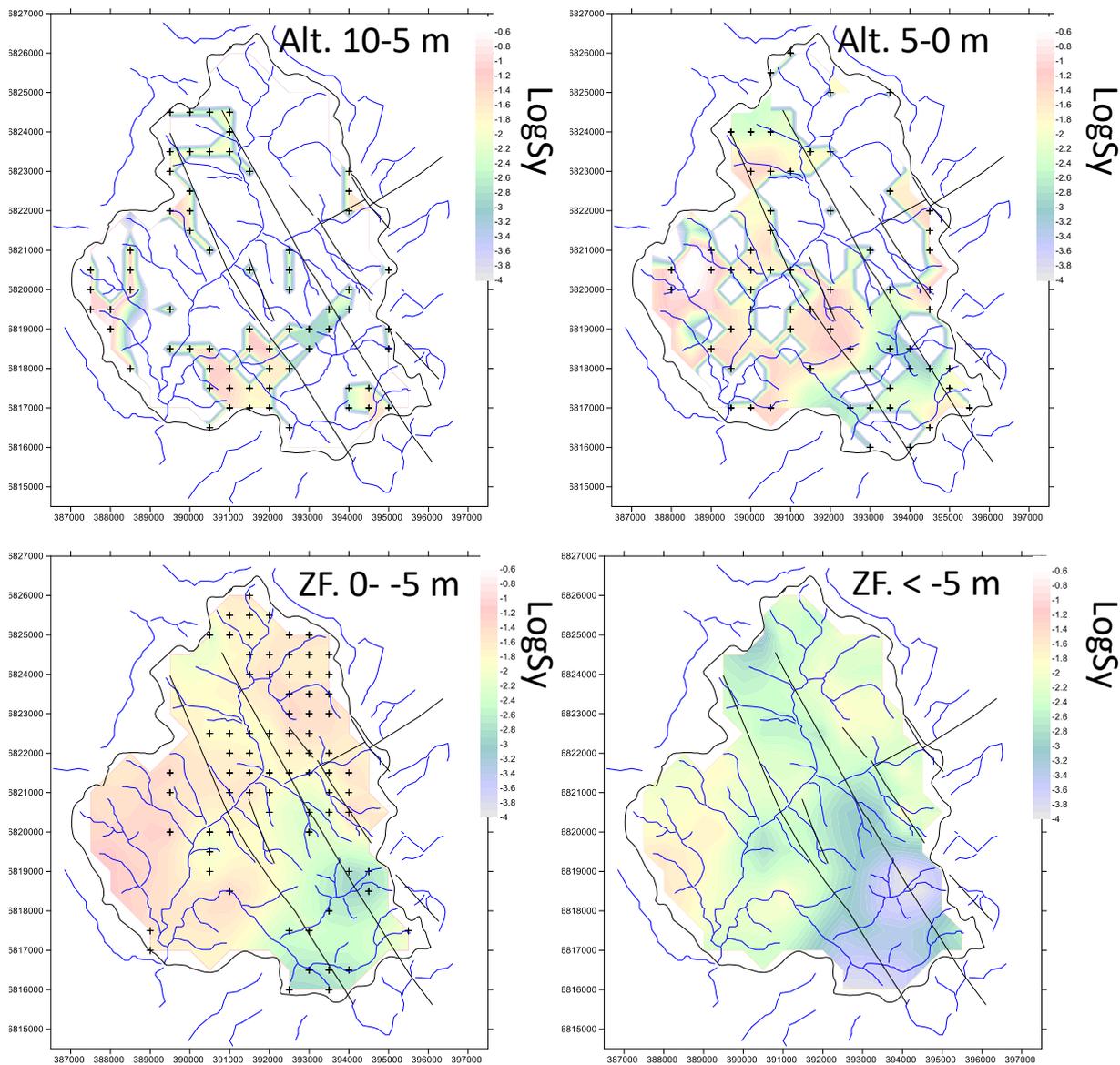


Figure 22 : cartes de la porosité efficace (en Log) des différents intervalles de profondeur par rapport à l'interface altérites-zone fracturée ; bassin du Nançon. Dans les altérites intervalles 10 - 5 m et 5 - 0 m, dans la zone fracturée, intervalles 0 - -5 m et supérieure à 5 m de profondeur (< -5 m). Cellules de 500x500m.

Les croix signalent les données (estimation par méthode de fluctuation de nappe). Zone colorée : interpolation géostatistique, zone blanche : aquifère non saturé. Pour l'intervalle le plus profond (ZF. <-5 m) la carte est obtenue à l'aide de la relation $Sy_{(<-5)} = 0.256 * Sy_{(0 - -5m)}$.

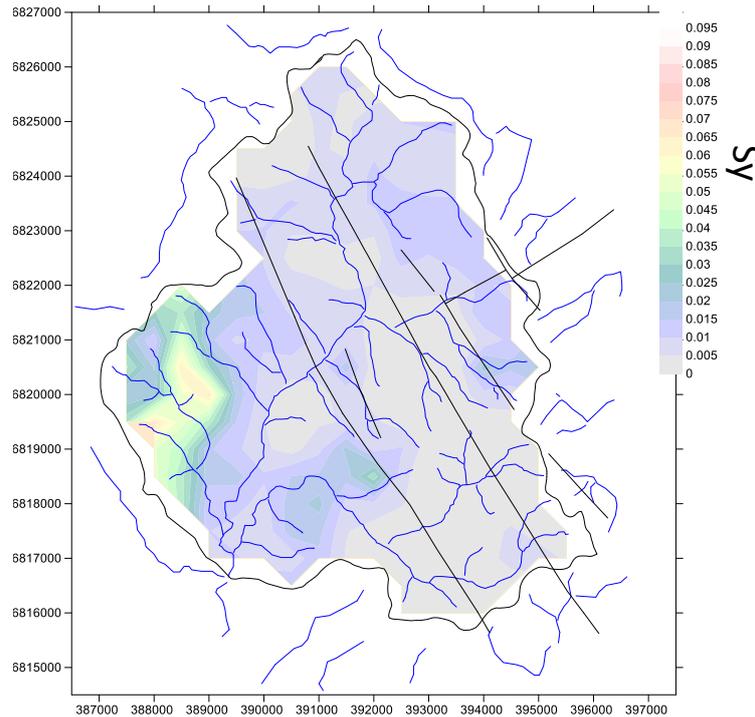


Figure 23 : carte de la porosité efficace moyenne de l'ensemble de l'aquifère. Calculée par agrégation des cartes précédentes et de l'épaisseur des intervalles au sein du profil d'altération. Cellules de 500x500m.

3.3. STOCK D'EAU DANS L'AQUIFERE

A partir du champ de porosité 3D et de l'information géologique (géométrie du profil d'altération) des cartes de stock d'eau dans l'aquifère du bassin du Nançon ont été produites (Figure 24). Elles montrent, en moyenne une lame d'eau de 160 mm dans les altérites et de 240 mm au sein de la zone fracturée (dont 70 mm au sein des 5 premiers mètres). Au total, l'aquifère du bassin renferme d'après ces calculs une lame d'eau d'environ 400 mm, ce qui correspond à environ 23 Mm³. Comparée à l'étude précédente (Mougin et al., 2008, RP-56318-FR), l'estimation obtenue ici est environ deux fois moindre : 42 Mm³ dont 3,4 Mm³ dans les altérites - ici on l'estime à 9,2 Mm³, et 39 Mm³ dans l'horizon fracturé, ici estimé à 13,6 Mm³. Ces différences sont expliquées par, d'une part, l'absence de correction de la porosité évaluée en RMP (rapport édité en mai 2008 ; et correction de Vouillamoz et al. 2014), et d'autre part par l'absence de prise en compte de la variabilité spatiale de la porosité, les techniques de spatialisation étant postérieures (lors de cette précédente étude, la porosité était supposée identique par formation géologique et par unité du profil d'altération à l'échelle du bassin versant).

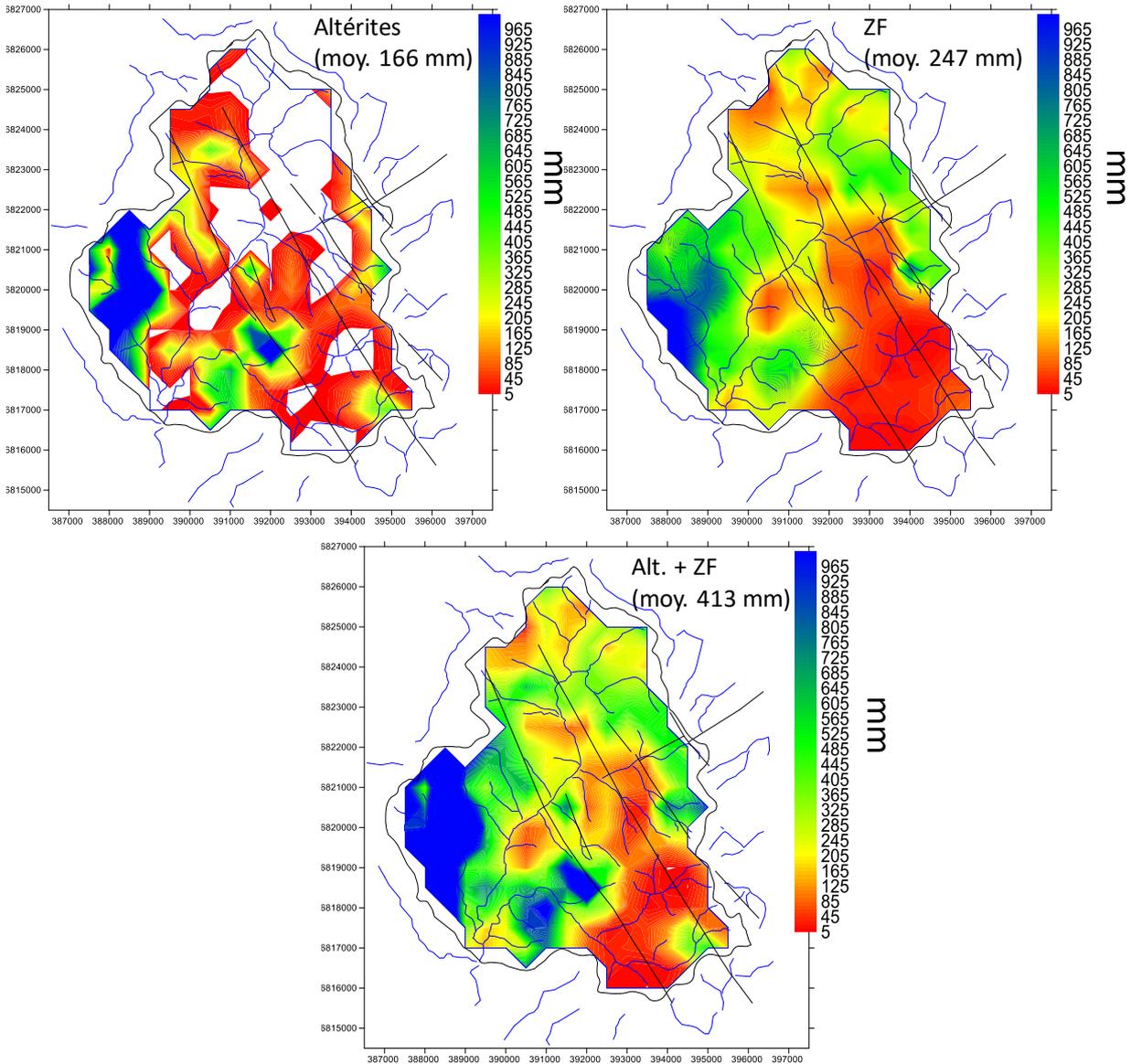


Figure 24 : stock d'eau (mm). Altérites (carte en haut à gauche), zone fracturée (haut-droit), Altérites+Zone fracturée (bas). Cellules de 500x500m.

3.4. CONCLUSION

La méthode proposée pour estimer le champ de porosité efficace diffère de celles qui ont été mises en œuvre dans les études précédentes en Inde. En effet, ces méthodes sont applicables sur des bassins versants où les eaux souterraines sont fortement exploitées et où les cours d'eau ne sont pas pérennes, ce qui n'est pas le cas sur les bassins versants de Bretagne. La méthode mise en œuvre ici repose sur l'analyse de la carte de fluctuation piézométrique à l'étiage, de la fluctuation spatiale du débit des cours d'eau et des prélèvements dans l'aquifère (pompages) à la même période. La méthode a été appliquée sur le bassin versant du Nançon, bassin disposant du jeu de données nécessaire pour conduire cette analyse. Les données de la carte de porosité, établie pour la zone où la nappe fluctue, ont été reportées en fonction de leur position dans le profil d'altération et comparées aux estimations déduites par méthode RMP. La comparaison

montre des résultats très satisfaisants. Les données sont aussi concordantes avec les estimations faites sur des bassins versants en Inde dans des granites.

A partir de ces données, une spatialisation en 3D du champ de porosité a été conduite en procédant à une cartographie du champ porosité des différents niveaux du profil d'altération (deux niveaux dans les altérites et deux dans l'horizon fracturé). En moyenne et à l'échelle du bassin versant, les altérites ont une porosité de 2% environ, les 5 premiers mètres de zone fracturée de 1,4%, et la zone fracturée sous-jacente (épaisseur moyenne de 32 m) de 0,3%. Ce champ 3D a permis de faire une estimation du stock d'eau présent dans l'aquifère. Celui-ci correspond à une lame d'eau d'environ 400 mm, dont 240 mm au sein de la zone fracturée. Cette estimation diffère de l'estimation précédente (environ 2 fois moins, Mougin et al., 2008, RP-56318-FR), car à l'époque ni le facteur de correction sur la porosité RMP, ni les méthodes de spatialisation du champ de porosité efficace n'étaient connus.

4. Evaluation de la recharge

Ce chapitre présente les différentes méthodes qui ont été utilisées pour évaluer la recharge sur le bassin versant du Nançon, d'abord par une approche multi-méthode, puis par une modélisation pluie-niveau-débit, et enfin une tentative de spatialisation de la recharge à l'aide des mesures réalisées sur le terrain.

4.1. ESTIMATION DE LA RECHARGE PAR UNE APPROCHE MULTI-METHODES

Cette approche combine différentes méthodes et a été mise en œuvre sur le bassin versant du Nançon pour caractériser la recharge à l'échelle du bassin, en appliquant une démarche issue des travaux réalisés précédemment par Seguin (2016), Caballero et al. (2016), Arnaud (2017) et Le Cointe et al. (2019). La démarche consiste à appliquer des méthodes d'estimation de la recharge qui mobilisent les différents types de données disponibles (météorologiques, hydrologiques et piézométriques). L'intérêt de cette approche réside dans la comparaison des résultats obtenus avec les différentes approches, qui fournit la possibilité d'associer à la recharge calculée, une illustration des variations liées à l'utilisation d'une ou l'autre des méthodes utilisées. La recharge à l'échelle d'un aquifère ou d'un bassin ne pouvant être mesurée, cette démarche permet de l'estimer d'une manière robuste à l'aide de données et de paramètres relativement faciles à obtenir.

Les méthodes employées incluent :

- des méthodes de bilan hydrique (le sol est considéré comme un réservoir qui permet de calculer une pluie efficace, dont une partie est infiltrée et constitue la recharge) ;
- des méthodes de filtre de débit, qui extraient un « débit de base » (part de l'écoulement d'un cours d'eau qui provient des aquifères) à partir d'une chronique de débits, que l'on assimile ensuite à l'échelle annuelle, à la recharge des aquifères qui sont drainés par les cours d'eau du bassin ;
- une méthode d'analyse de la fluctuation de la piézométrie (Water Table Fluctuation Method), qui cumule à l'échelle annuelle, l'ensemble des remontées du niveau piézométrique, correspondantes à des épisodes de recharge de l'aquifère.

Ces différentes méthodes sont présentées en détail dans Caballero et al. (2015). Elles sont regroupées dans l'outil ESPERE (V2.2) (Lanini et al., 2016), qui est dédié à leur mise en œuvre simultanée et à la comparaison de leurs résultats respectifs.

4.1.1. Estimation de la recharge sur le bassin du Nançon

Les caractéristiques du bassin du Nançon et les données météorologiques de la station 35162003 à Louvigné du Désert, de débit de la station hydrométrique du Nançon à Lecousse (code Banque Hydro : J0014010) et piézométriques du piézomètre Louvigné-du-Désert (n°BSS : 02478X0122/PZ), disponibles sur la période 2005-2017 ont été mobilisées pour effectuer les calculs dans ESPERE (Figure 25).

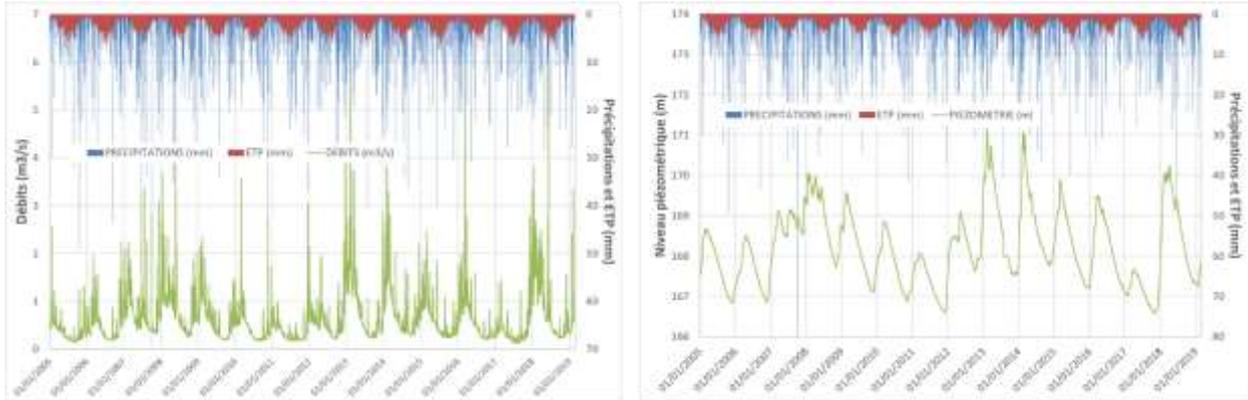


Figure 25 : chroniques de précipitations, ETP, débit et de piézométrie disponibles sur le bassin du Nançon.

Ces données ont été saisies dans l’outil ESPERE, qui a ensuite été paramétré à l’aide des caractéristiques connues sur le bassin (Tableau 2).

Propriétés	Unité	Valeur	Remarques
Surface de l’impluvium	km ²	67	Pour transformer la pluie efficace en volume infiltré (méthodes de bilan et Turc) et le débit de base en recharge
Ratio Infiltration / Pluie efficace	s.d.	0,55	Pour transformer la pluie efficace en recharge (méthodes de bilan et Turc). Vaut 0 si toute la pluie efficace ruisselle, vaut 1 si toute la pluie efficace s’infiltré.
Stock maximal d’eau dans le sol (RU max)	mm	125	Paramètre nécessaire pour les méthodes de Thornthwaite, Dingman et GR4J-Gardénia
Latitude	°	48,375641	Paramètre nécessaire pour la méthode de Dingman - Hamon
Porosité efficace aquifère libre (Sy)	s.d.		Paramètre nécessaire pour la méthode Water Table Fluctuation

Tableau 2 : paramètres utilisés pour les calculs de recharge dans ESPERE.

a) Méthodes de bilan hydrique

Les méthodes de bilan hydrique implémentées dans ESPERE (Thornthwaite, Dingman et GR4J-Gardénia) nécessitent de définir le stock maximal d’eau dans le réservoir sol (RU max) et le Ratio d’Infiltration de la Pluie Efficace (RIPE). La RU max a été estimée à partir de la carte des sols de l’INRA au 1 000 000^{ème} (Figure 26 ; INRA, 2014) qui fournit une valeur de 125 mm sur l’ensemble de la région dans laquelle se trouve le bassin du Nançon. La carte des sols de Bretagne (<http://www.sols-de-bretagne.fr> - Source : UMR 1069 SAS INRA - Agrocampus Ouest) élaborée au 250 000^{ème}, montre que le fait de considérer une valeur unique pour la réserve utile sur le bassin est acceptable, puisque seulement deux types de sols, peu différents, sont cartographiés dans l’emprise du bassin du Nançon à cette échelle.

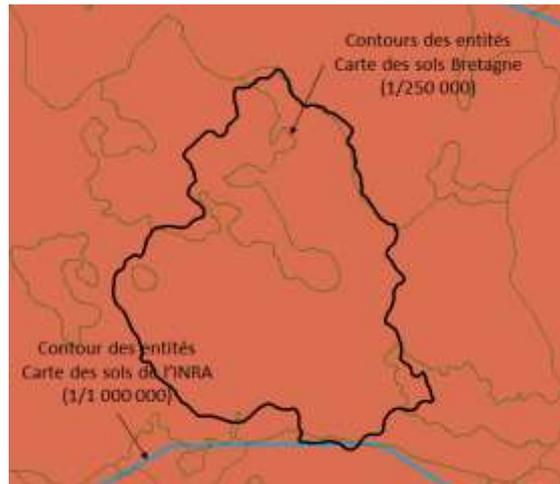


Figure 26 : carte des sols de l'INRA et de Bretagne sur l'emprise du bassin du Nançon.

Le RIPE (ratio d'infiltration des pluies efficaces) sur le bassin pourrait être déterminé à partir de la cartographie de l'IDPR (Mardhel, 2004). L'IDPR est construit en comparant un réseau théorique établi selon l'hypothèse d'un milieu parfaitement homogène (indice de développement ID), au réseau naturel mis en place sous le contrôle d'un contexte géologique hétérogène (de persistance des réseaux PR). L'indice de développement et de persistance des réseaux présente donc une métrologie de l'écart constaté entre les deux réseaux (Figure 27). Cet indice spatial, peut ainsi être utilisé pour qualifier l'aptitude du milieu à laisser ruisseler ou à laisser s'infiltrer la pluie efficace générée grâce aux méthodes de bilan hydrique.

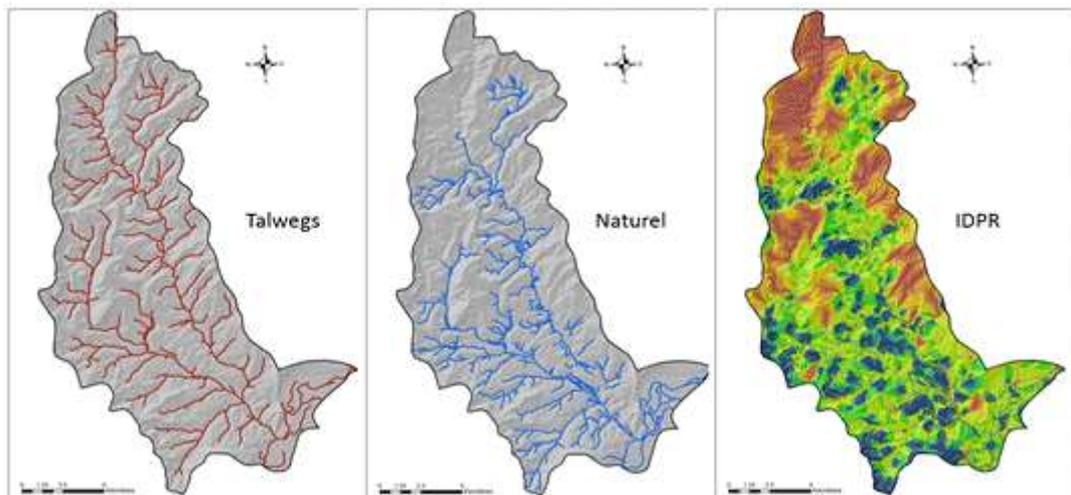


Figure 27 : conception de l'IDPR en comparant un réseau de talwegs construit à partir d'un modèle numérique de terrain au réseau hydrographique naturel. Lorsque le réseau hydrographique est absent d'un talweg, celui est donc considéré comme infiltrant (Pinson & Bault, 2019).

Une nouvelle version de l'IDPR est disponible depuis [juillet 2018](#) sur le site [InfoTerre®](#) du BRGM. Cette version s'appuie sur les données les plus récentes disponibles en termes de MNT (BD ALTI V2 IGN© - au pas de 25 m, contre 50 m utilisé précédemment, pour la construction du réseau de talwegs) et de réseau hydrographique (BD TOPO IGN©, à la place de la BD CARTHAGE utilisée précédemment) et sur un traitement spécifique pour les zones de socle, qui intègre l'influence des ruptures de pente sur la continuité du réseau hydrographique (en considérant que ce sont des zones de fracturation qui favorisent l'infiltration) (Figure 28).

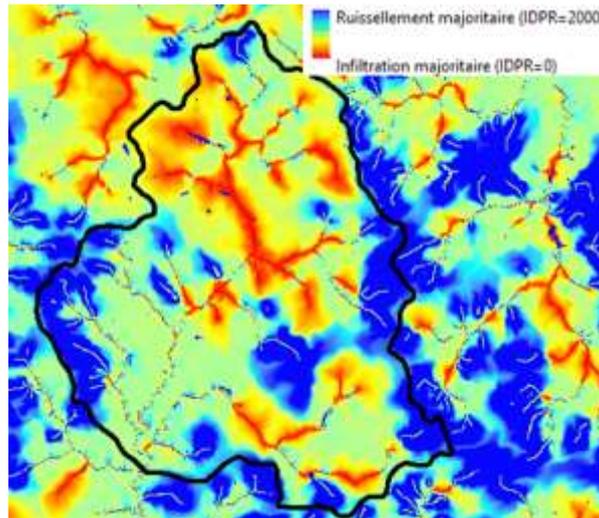


Figure 28 : IDRP_V2017 sur le bassin du Nançon.

La carte de l'IDRP présente un intérêt évident pour la caractérisation du RIPE sur un bassin versant. Les travaux visant à mettre en correspondance la valeur de l'indice IDPR et le RIPE à l'échelle d'un bassin n'ont cependant pas encore permis de proposer une formalisation satisfaisante pour les formations de socle. Les travaux les plus récents sur cette question (Arnaud, 2017 et Le Cointe et al., 2019) préconisent **d'attribuer au RIPE la valeur de 55%** pour les formations de socle de manière systématique, ce qui revient malheureusement à ne pas valoriser la description spatiale proposée par la carte de l'IDRP sur le bassin pour le calcul de la recharge pour l'instant.

b) Méthodes de filtre de débits et de fluctuation piézométrique (WTF)

Les méthodes de filtre de débits de Wallingford (Gustard, 1983 et Gustard et al., 1992) et de Lyne & Holick (1979) peuvent être utilisées pour déterminer le débit de base d'un cours d'eau. Les paramètres nécessaires pour leur mise en œuvre ont été calibrés de manière empirique par leurs auteurs. De ce fait, elles peuvent être appliquées directement à la chronique de débits du Nançon à Lecousse (Figure 29).

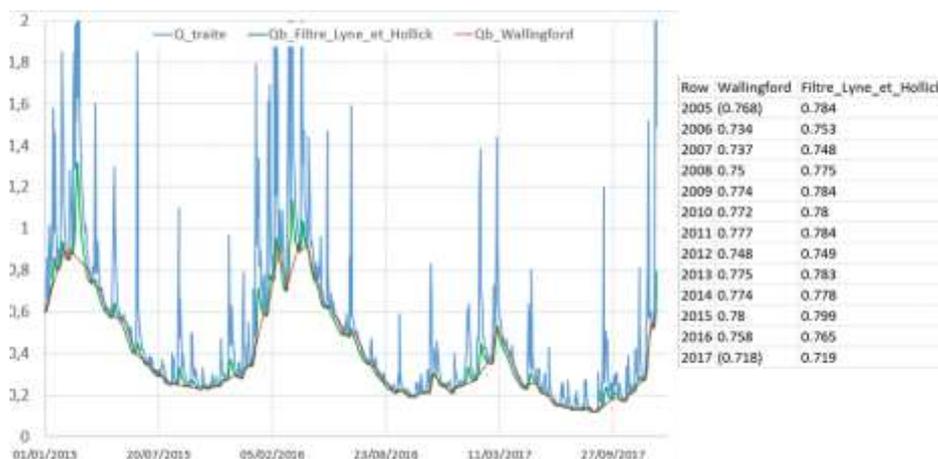


Figure 29 : traitement de la chronique de débits du Nançon par les méthodes de filtre de débits (les valeurs entre parenthèses indiquent que l'année n'est pas complète).

Si les deux méthodes sont basées sur des approches différentes, on constate qu'elles proposent un résultat assez similaire, le débit de base obtenu avec Lyne & Holick étant toujours légèrement supérieur à celui de Wallingford sur l'ensemble de la période de disponibilité des observations (les valeurs présentées dans le tableau de la Figure 29 correspondent au rapport entre le débit de base et le débit moyen cumulés à l'échelle annuelle).

La méthode de fluctuation piézométrique (WTF) qui postule que la recharge sur le bassin se traduit par des remontées du niveau piézométrique (dans l'hypothèse où les pompages et les flux latéraux dans l'aquifère sont négligeables) nécessite de connaître la porosité efficace de l'aquifère. En l'absence de connaissance sur ce paramètre, ESPERE en propose une estimation en calculant un bilan hydrique dans l'aquifère pendant les périodes de récession (entre deux événements de recharge) d'une durée minimale de 20 jours. Pendant cette période, on considère que la variation de stock au sein de l'aquifère (ΔS) est uniquement provoquée par sa contribution aux cours d'eau sous forme de débit de base, que l'on peut calculer à l'aide de la méthode de filtre de débits de Wallingford. Par ailleurs, cette variation de stock peut aussi s'écrire suivant la formulation suivante :

$$\Delta S = S_y \times Surf \times \Delta h$$

Où S_y est l'emmagasinement moyen de l'aquifère, $Surf$ est la superficie du bassin versant hydrogéologique (considérée ici égale à celle du bassin versant) et Δh est la variation de niveau piézométrique entre le début et la fin de la période de récession. En assimilant ΔS au débit de base calculé pendant la récession, il est possible de calculer S_y , qui dans le cas du Nançon et sur la période de disponibilité des données (2005-2018) **serait de l'ordre de 4%**, soit une valeur assez comparable mais supérieure à celle qui a été faite précédemment pour la saprolite et le toit de l'horizon fracturé (1,4 à 2% ; Figure 19). A l'aide de ce paramètre on peut donc estimer la recharge en utilisant la chronique piézométrique du piézomètre Louvigné-du-Désert (n°BSS : 02478X0122/PZ).

c) Comparaison des résultats des différentes méthodes

Les recharges estimées par les différentes méthodes sur la période 2005-2017 sont présentées sur la Figure 30. A l'échelle annuelle, on constate que les valeurs de recharge obtenues par les différentes méthodes fluctuent globalement entre 100 et 300 mm/an suivant les années.

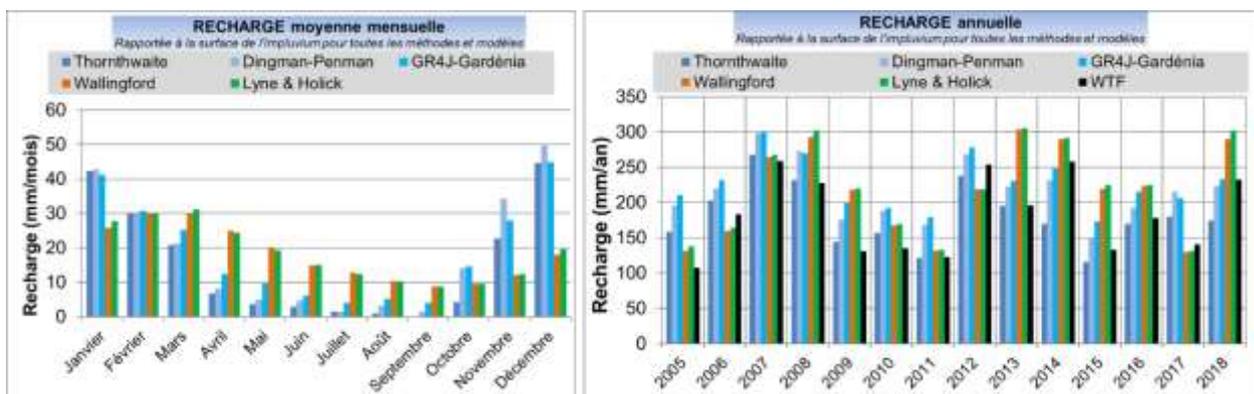


Figure 30 : comparaison des résultats obtenus avec toutes les méthodes de calcul de la recharge sur le bassin du Nançon.

La cohérence des résultats entre les différentes méthodes est elle aussi variable d'une année sur l'autre, sans que l'on puisse dégager d'écarts ou de hiérarchie systématique entre les résultats.

Parmi les méthodes de bilan, celle de Thornthwaite fournit toujours des valeurs plus faibles que les deux autres. Ces deux dernières donnent des résultats généralement proches, avec une situation de l'une par rapport à l'autre variable suivant les années (la méthode GR4J donnant des valeurs un peu supérieures certaines années). Les méthodes de filtre donnent des valeurs très proches chaque année, celles obtenues avec Lyne & Holick étant légèrement supérieures en général. La méthode WTF fournit elle aussi des valeurs qui se situent de manière variable par rapport aux deux autres types de méthodes, légèrement plus faibles les années les plus sèches. Globalement, ces différences s'expliquent, d'une part, par l'hétérogénéité des réponses des processus hydrologiques et hydrogéologiques (traduites par les méthodes de bilan et WTF) en jeu sur le bassin aux situations climatiques (traduites par les méthodes de bilan) et, d'autre part, par la probable influence des prélèvements par pompage présents sur le bassin, qui se traduit de manière différente suivant le processus considéré. La réponse des processus hydrologiques aux différentes situations climatiques peut d'ailleurs s'observer sur les résultats présentés à l'échelle mensuelle sur la Figure 30, qui montre un décalage de l'ordre d'un mois entre les apports des précipitations de la période octobre-janvier en termes de recharge et leur influence sur le débit de base qui, à partir du mois de mars, devient supérieur aux apports des précipitations.

4.1.2. Synthèse de l'approche multi-méthodes

Différentes méthodes de calcul de la recharge ont été mises en œuvre pour estimer la recharge sur le bassin du Nançon sur la période 2005-2018. Ces méthodes permettent d'estimer la recharge en valorisant les données météorologiques, hydrologiques et hydrogéologiques en mobilisant des méthodes de calcul différentes. La comparaison des résultats offre la possibilité de diagnostiquer la réaction du bassin au travers des différents processus en jeu.

Malgré des hypothèses de calcul parfois fortes (notamment pour ce qui concerne le RIPE et la représentativité de la chronique du piézomètre Louvigné-du-Désert, situé en périphérie du bassin – voir figure 1.8 en annexe 1), les différentes méthodes fournissent des résultats relativement proches suivant les années. Les valeurs de recharge obtenues diffèrent un peu entre les méthodes et présentent une variabilité plus ou moins grande suivant les méthodes (les méthodes de filtre et de WTF présentant les variabilités temporelles les plus fortes (Figure 31). En valeur moyenne, les méthodes de bilan hydrique type Dingman ou GR4J (qui considèrent une vidange progressive de la réserve utile) et les méthodes de filtre de débits conduisent à des recharges plus élevées que celles de bilan hydrique type Thornthwaite ou de WTF. **La valeur moyenne de la recharge sur le bassin toutes méthodes confondues est de l'ordre de 200 mm/an \pm 35 mm** (demi-écart de la box-plot) sur la période 2005-2018.

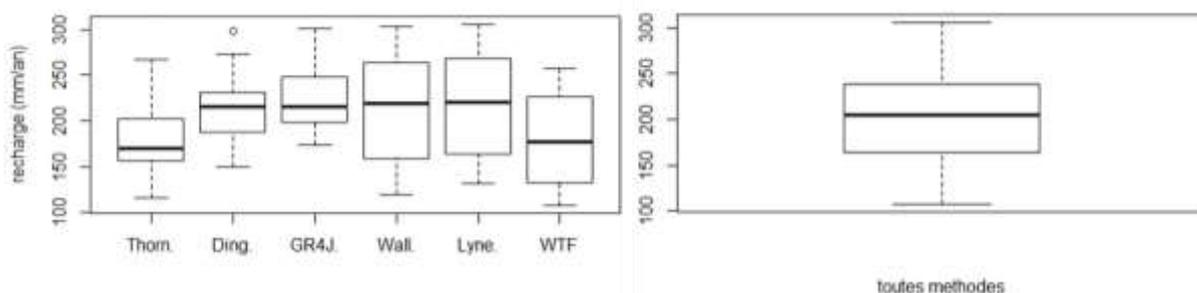
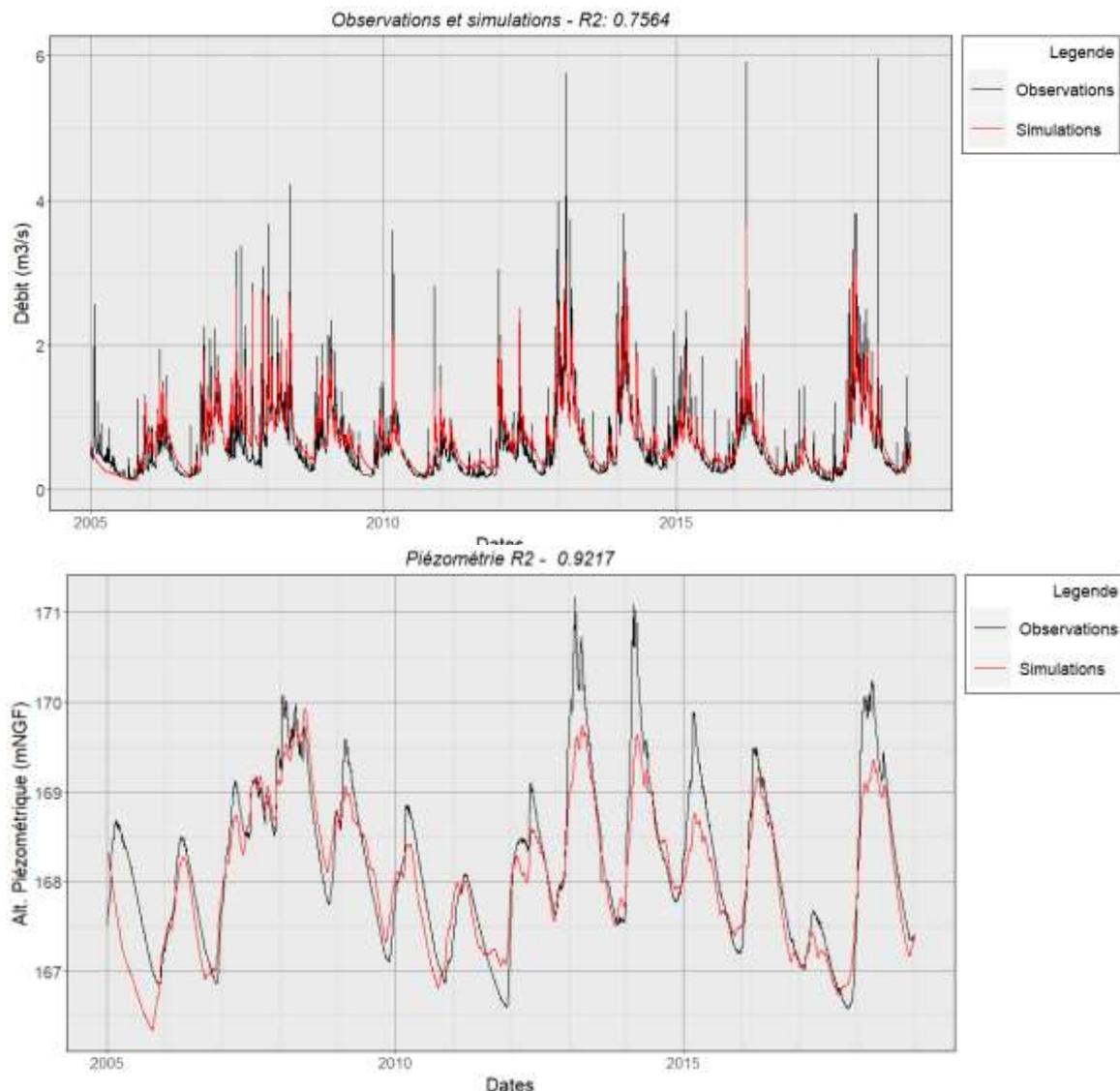


Figure 31 : représentation « box-plot » des résultats des calculs de recharge pour toutes les méthodes.

4.2. UTILISATION D'UN MODELE GLOBAL : MODELISATION PLUIE/NIVEAU/DEBIT

Les données de débit à la station du Nançon (station hydrométrique du Nançon à Lecousse (code Banque Hydro : J0014010); Figure 4a) et de niveau du piézomètre de Louvigné-du-Désert (n°BSS : 02478X0122/PZ ; voir fiche descriptive en annexe 1 [figure 1.8] ; seul suivi piézométrique disponible dans le secteur mais situé à l'extérieur et au nord du bassin du Nançon), ont été modélisés par un modèle global à réservoirs en pluie/niveau piézométrique/débit de rivière (logiciel Gardénia ©brgm). Le modèle choisi est constitué de plusieurs réservoirs (voir annexe 2 ; figure 2.1) : un réservoir superficiel (représentatif des écoulements rapides liés au ruissellement), un réservoir souterrain 'rapide', représentant un écoulement de sub-surface (approximativement le fonctionnement des altérites) et un réservoir souterrain 'lent' représentant l'horizon fracturé. Ce dernier peut donc être considéré comme le plus représentatif du fonctionnement de l'aquifère. Les calages sur les débits du Nançon et sur la chronique piézométrique sont satisfaisants (Figure 32 ; r^2 de 0,84 et 0,94 respectivement).

La porosité efficace évaluée par ce modèle est de 3% (porosité moyenne du bassin versant du piézomètre utilisé), ce qui est cohérent des estimations précédentes (en moyenne de 2% dans les altérites et de 1,4% dans les 5 premiers de la zone fracturée ; Figure 19). Le flux d'infiltration est en moyenne de 260 mm/an vers le réservoir de surface dont 96 mm/an s'écoulent vers le réservoir profond ('zone fracturée').



	Valeur	Unité		Valeur	Unité
Pluie	938.833	mm	Dif_Stock	-8.174	mm
ETR	604.284	mm	%Q Souterrain	63.289	-
Pluie Efficace	340.726	mm	%Q Rapide	36.926	-
Q Rapide	125.817	mm	Alim sout1	215.919	mm
Q Souterrain 1	139.989	mm	Alim sout2	77.449	mm
Q Souterrain 2	76.918	mm			

Figure 32 : modélisation pluie-niveau-débit (modèle Gardénia ©brgm), bassin versant du Nançon.

4.3. SPATIALISATION DE LA RECHARGE

En croisant la carte de fluctuation de la nappe en période de recharge entre août 2017 et mai 2018 (Figure 33a) avec celle de la porosité (carte de la porosité efficace pour la zone de fluctuation de la nappe ; Figure 17), on peut construire l'ébauche d'une carte de recharge de l'aquifère (Recharge = augmentation du niveau piézométrique (m) x porosité). Néanmoins, ce

calcul tend à sous-estimer la recharge totale de l'aquifère, puisqu'il ne tient pas compte de la quantité d'eau qui a rechargé la nappe et qui a été drainée par les cours d'eau durant la période de recharge. Cette méthode permet néanmoins de fournir une valeur minimale de la recharge et de cartographier sa variabilité spatiale (Figure 33b).

La valeur de recharge moyenne ainsi évaluée est de l'ordre de 50 mm avec des secteurs autour de 150 mm (est du bassin) et d'autres secteurs aux environs de 10 mm (sud de la forêt de Fougères). Cette carte, loin d'être exacte, permet de visualiser les secteurs qui a priori sont plus propices à la recharge des aquifères. Il semblerait, même si ce n'est pas forcément vrai partout, que la recharge est plus importante sur les secteurs où l'épaisseur d'altérites est importante (Figure 5a), ce qui semble logique. En effet, ces secteurs sont moins pentus (préservation du profil d'altération) et offrent une capacité de rétention plus importante du fait de la porosité et de l'épaisseur des altérites, ce qui favorise l'infiltration des précipitations en comparaison à un secteur où le profil d'altération est décapé.

Pour approcher plus précisément la recharge totale, il faut, comme mentionné précédemment, ajouter la part d'eau de l'aquifère qui a été drainée par les cours d'eau durant la période. En considérant une durée de recharge sur 9 mois (entre août 2017 et mai 2018) et en tenant compte de la différence de débit entre ces deux dates ($0,46 - 0,13 = 0,33 \text{ m}^3/\text{s}$), on obtient un volume écoulé (en lame d'eau) de l'ordre de 70 mm ($\text{Vol.écoulé [mm]} = 1000 \cdot \Delta Q / 2 \cdot t / \text{Surf.}$). Ajouté à celui évalué par la fluctuation de la nappe, on obtient une estimation très approximative pour la recharge moyenne au sein de l'ensemble « la base de la saprolite – toit de l'horizon fracturé » de l'ordre de 120 mm/an. En comparaison, les recharges estimées à l'aide d'ESPERE (cf. 4.1.1) sont, pour l'année 2018, de l'ordre de 300 mm d'après les méthodes de filtre de débits et de 230 mm pour la méthode WTF. Il y a donc une différence de l'ordre d'un facteur 2 entre les deux estimations. Pour la différence avec WTFM, ceci pourrait s'expliquer par une porosité efficace surestimée (4%) alors que notre approche (cf. § 3.2) donne une valeur de 1 à 2%. Par contre, l'estimation faite ici est cohérente de l'infiltration moyenne transitant vers le réservoir profond ('zone fracturée') du modèle Gardénia (environ 100 mm/an ; cf. § 4.2).

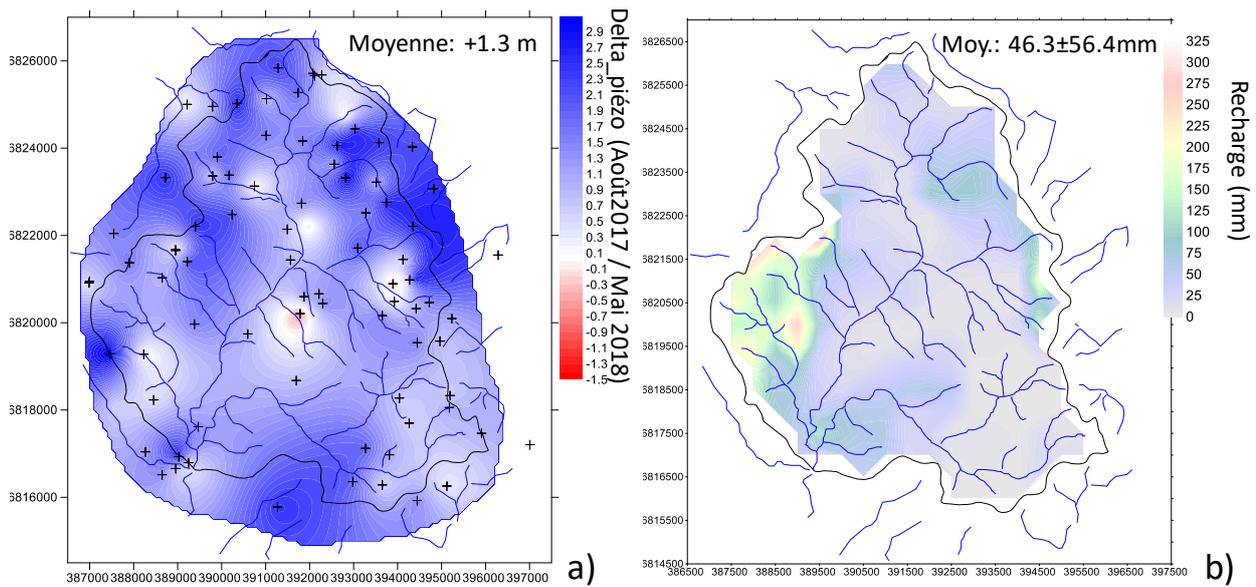


Figure 33 : évaluation partielle de la recharge spatialisée, bassin du Nançon. a) carte de la fluctuation piézométrique entre août 2017 et mai 2018 (augmentation moyenne de 1,3 m du niveau piézométrique), et b) évaluation de la distribution de la recharge. Cellules de 500x500m.

4.4. CONCLUSION

L'approche multi-méthodes mise en œuvre à l'aide de l'outil ESPERE (©brgm) a permis de faire une évaluation de la recharge annuelle sur le bassin versant du Nançon à partir des suivis du débit du cours d'eau et des suivis du niveau piézométrique d'un ouvrage situé à proximité du bassin versant. Sur la période de 2005-2018, la valeur moyenne de la recharge totale sur le bassin, toutes méthodes confondues, est estimée à 200 mm/an \pm 35 mm. L'outil permet aussi, notamment grâce à l'utilisation de suivis piézométriques, de faire une évaluation 'automatique' de la porosité efficace, estimée ici à 4%.

L'approche par modélisation, en utilisant le logiciel de modélisation pluie-niveau-débit Gardénia (©brgm) apporte un complément d'information, notamment car il permet d'individualiser plusieurs réservoirs souterrains : un réservoir souterrain 'rapide', représentant approximativement le fonctionnement des altérites et un réservoir souterrain 'lent' représentant l'horizon fracturé, considéré comme le plus représentatif du fonctionnement de l'aquifère. La porosité efficace évaluée par ce modèle est de 3% (porosité moyenne du bassin versant pour le piézomètre utilisé), ce qui est cohérent avec l'estimation faite à partir de la méthode WTF, mais aussi avec celles qui ont été faites dans le chapitre précédent (en moyenne de 2% dans les altérites et de 1,4% dans les 5 premiers de la zone fracturée ; § 3.2 ; Figure 34). La valeur d'infiltration vers le réservoir profond ('zone fracturée'), estimée aux environs de 100 mm/an, est plus faible que celle estimée par l'approche multi-méthodes (aux environs de 200 mm/an). Par contre, l'infiltration entrant dans le premier réservoir souterrain (260 mm/an en moyenne ; Figure 32) est bien du même ordre de grandeur que celle évaluée par l'approche multi-méthodes. Ceci suggère que l'approche multi-méthodes intègre dans son calcul l'ensemble de l'infiltration dans un bassin versant et donc en partie celle responsable des écoulements de sub-surface qui ne sont pas nécessairement représentatifs de l'aquifère s.s.

La carte de porosité (celle où la nappe fluctue) associée à la carte de fluctuation piézométrique en période de recharge a permis de réaliser l'ébauche d'une carte de recharge de l'aquifère à l'échelle du bassin versant. Si cette carte permet de visualiser les secteurs plus propices à la recharge, elle n'est cependant que partielle car n'intégrant pas la totalité des flux qui sont sortis de l'aquifère durant cette période (flux sortant par les cours d'eau et par les prélèvements en nappe). Il semblerait, même si ce n'est pas forcément vrai partout, que les secteurs où l'épaisseur d'altérites est importante favorisent la recharge. En effet, ces secteurs sont moins pentus (préservation du profil d'altération) et offrent une capacité de rétention plus importante des pluies efficaces du fait de la porosité et de l'épaisseur des altérites, ce qui favorise l'infiltration des précipitations comparé à un secteur où le profil d'altération est décapé. En intégrant le débit des cours d'eau, une tentative de calcul de la recharge totale a été menée ; elle est estimée aux environs de 120 mm/an pour l'année hydrologique 2017-2018. Cette estimation est cohérente de l'infiltration vers le réservoir profond déduite de la modélisation pluie-niveau-débit (modèle Gardénia). Concernant l'estimation faite avec ESPERE (WTF), en considérant une porosité de 2% au lieu de 4% on retrouve effectivement une valeur très voisine de l'ordre de 100 mm/an. Cette surestimation de la porosité est expliquée par la comptabilisation dans le calcul d'une partie des écoulements de subsurface).

La carte de recharge a été comparée à celle de l'IDPR (Indice de Persistance des Réseaux), aucune conclusion n'a cependant pu en être déduite (voir figure 1.10 en annexe 1).

5. Modèles synthétiques : inversion de cartes piézométriques pour l'obtention de champs de perméabilité

L'inversion de cartes piézométriques pour l'obtention de champs de perméabilité dans des formations de socle a été réalisée avec succès sur plusieurs sites dans le monde selon différentes méthodes (Dewandel et al., 2012, 2017a). Si les résultats sont probants et ont été validés ponctuellement par des mesures de terrain, l'ensemble du champ de perméabilité exact reste inconnu. Pour combler ce manque, des travaux ont été menés dans le cadre de ce projet au travers de modélisations à partir de champs de perméabilité synthétiques. Par une plus grande flexibilité et une connaissance exacte du champ de perméabilité, ces travaux permettent de valider les expériences précédentes et d'évaluer sur une plus large gamme l'applicabilité de la méthode.

Ce chapitre présente la démarche et les résultats obtenus. Même si de nombreuses configurations ont été testées, seuls les résultats sur trois distributions de perméabilité très contrastées sont présentés ici. L'application aux bassins versants de l'étude ainsi que le principe de la méthode pour les données de terrain sont présentées dans le chapitre suivant.

5.1. METHODOLOGIE

La démarche appliquée consiste dans un premier temps à générer des champs de perméabilité hétérogènes générés grâce à la librairie R Gstat (Pebesma et Graeler, 2018 ; Pebesma, 2004) à partir de variogrammes exponentiels dont les paramètres ont été fixés (Tableau 3). Ces champs de perméabilité synthétiques sont par la suite utilisés dans des modélisations numériques pour produire des cartes piézométriques. Les modélisations ont été réalisées grâce au code de calcul Marthe du BRGM (Thiéry, 1991).

	Palier	Pépite	Portée - m
Cas 1 - K: Structuré / Contrasté	0.87	0	1580
Cas 2 - K: Peu structuré / Contrasté	0.35	0	250
Cas 3 - K: Peu structuré / Peu contrasté	0.087	0.06	200

Tableau 3 : paramètres des variogrammes utilisés pour la génération de champs de perméabilité synthétiques

Ces champs sont utilisés dans une géométrie aquifère réelle, celle du bassin versant du Nançon, principal objet de l'étude. Les modèles sont utilisés en régime permanent. A l'exception du champ de perméabilité, tous les autres éléments sont basés sur des valeurs réelles (limites du bassin, topographie, épaisseur de l'aquifère, recharge estimée à 90 mm/an sur la base des débits d'étiage du cours d'eau). L'emmagasinement n'est pas pris compte, les modèles étant utilisés en conditions d'équilibre (régime permanent). Le modèle développé permet de calculer une surface piézométrique à partir du champ de perméabilité. Puis la piézométrie est inversée, suivant une méthode simple, pour estimer le champ de perméabilité initial. In fine, les champs de perméabilité réel et inversé sont comparés.

Le champ de perméabilité inversé obtenu à partir des cartes piézométriques se base sur les travaux précédemment menés (cf. § détails au chapitre suivant) dont la méthode a été modifiée en partie pour permettre une normalisation à la pente topographique à l'échelle de la maille (voir

ci-dessous). La répartition relative des perméabilités est obtenue à partir de l'expression suivante :

$$\text{Perméabilités.Relatives} = \log\left(\frac{1/\text{pente.piezo}/\text{pente.topo}}{\text{Ep.Aqui}}\right) \quad \text{Eq.5.1}$$

Ici, pour enlever l'effet de la topographie sur le gradient hydraulique, on normalise le gradient piézométrique à la pente topographique, puis pour le rendre compatible avec une perméabilité on le divise par l'épaisseur de l'aquifère (Ep.Aqui ; cf. loi de Darcy). Cette expression a été utilisée car dans les modélisations souvent la piézométrie est proche de la topographie.

La mise en relation entre la distribution du champ de perméabilité initial généré et les Perméabilités.Relatives obtenues à partir de la carte piézométrique simulée est effectuée par simple ajustement linéaire entre les deux distributions :

$$\text{Champ.inversé} = a \times \text{Distrib. Perméabilités.Relatives} + b \quad \text{Eq.5.2}$$

avec a et b étant des paramètres de d'ajustement). Les modélisations ont été réalisées sur des cartes avec des mailles carrées de 100x100m et de 500x500 m.

La méthodologie utilisée est résumée sur la figure suivante, elle comprend plusieurs étapes : 1) dans un premier temps un champ de perméabilité est généré (champ initial) ; 2) une simulation des niveaux piézométriques en régime permanent est effectuée à partir du code de calcul MARTHE permettant l'obtention d'une carte piézométrique; 3) les distributions statistiques de la pente de la piézométrie et du champ de initial (étape 1) sont comparées et les distributions sont ajustées selon les équations précédentes ; 4) un champ de perméabilité inversé est calculé à partir de la carte 2 via l'étape 3 ; 5) la comparaison des champs de perméabilité initial (1) et inversé (4) est réalisée ; 6) une carte piézométrique est simulée à partir du champ de perméabilité inversé; 7) les cartes piézométriques initiales (2) et finales (6) sont comparées.

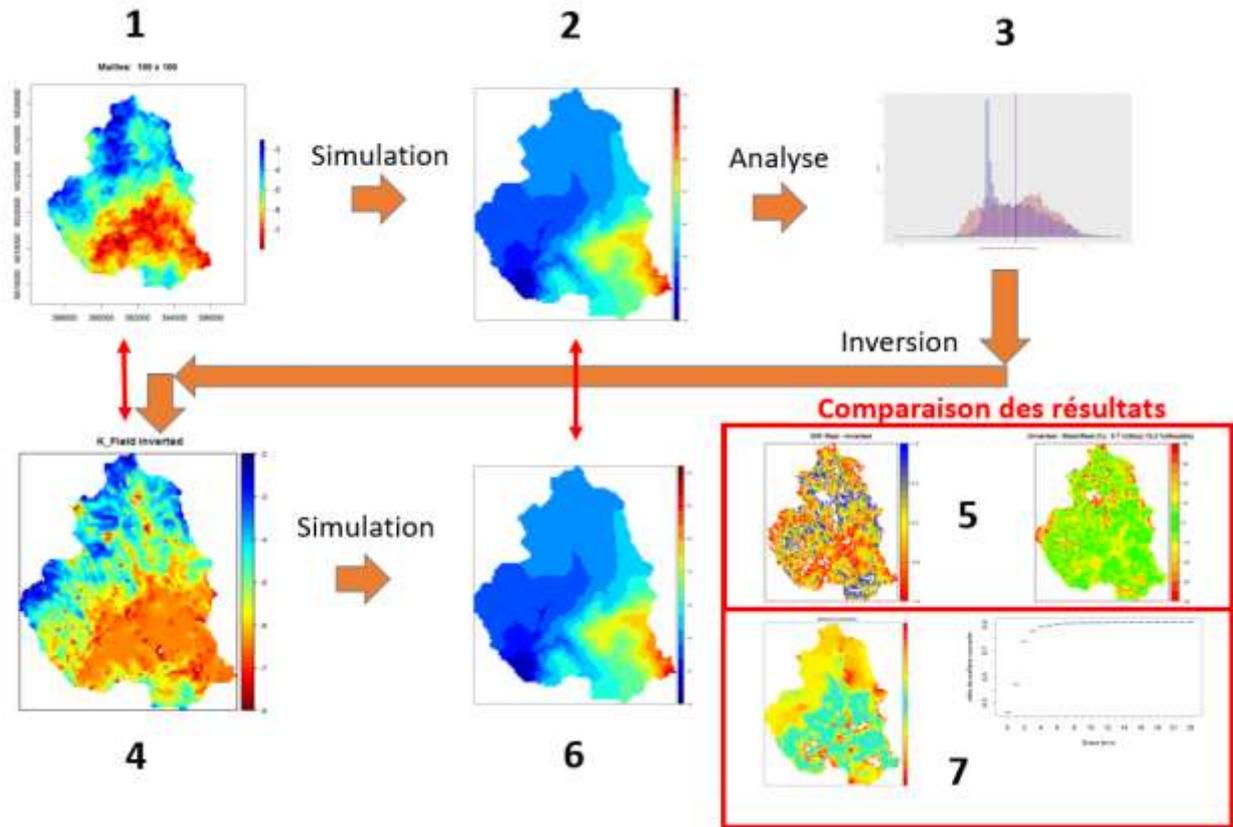


Figure 34 : méthodologie d'analyse sur cas synthétiques du champ de perméabilité déduit de la carte piézométrique.

5.2. RESULTATS

Seuls trois exemples sont présentés ici. Le premier cas « Cas 1 - K : Structuré / Contrasté » considère un champ de perméabilité variant de $2,91 \times 10^{-3}$ à $1,07 \times 10^{-8}$ m/s (moyenne : $6,78 \times 10^{-5}$ m/s; médiane : $5,47 \times 10^{-6}$ m/s) et très structuré donnant lieu à une forte zonation sur le bassin versant. Le troisième cas, « Cas 3 – Peu Structuré / Peu Contrasté » présente un champ de perméabilité dont les structures sont plus localisées et dont les valeurs varient de $6,1 \times 10^{-6}$ à $4,48 \times 10^{-8}$ m/s (moyenne : $7,36 \times 10^{-7}$ m/s; médiane : $5,82 \times 10^{-7}$ m/s). Le « Cas 2 – K : Peu structuré / contrasté » est un cas intermédiaire avec un champ peu structuré mais avec une variation de perméabilité importante : $3,17 \times 10^{-5}$ à $8,82 \times 10^{-9}$ m/s (moyenne : $1,1 \times 10^{-6}$ m/s; médiane : $5,47 \times 10^{-7}$ m/s). La Figure 35 présente ces trois cas.

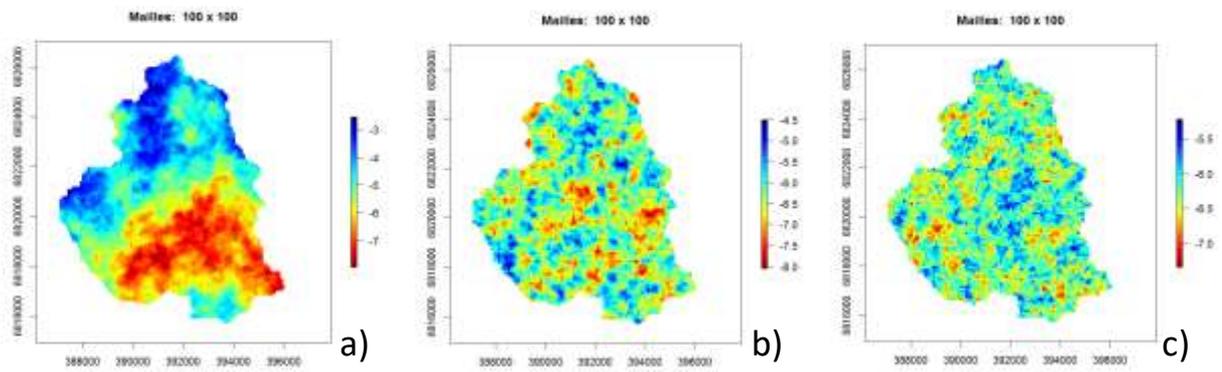


Figure 35 : champs de perméabilité en échelle Log des aquifères synthétiques. a) Cas 1 - K : Structuré / Contrasté, b) Cas 2 – K : Peu structuré / contrasté, c) Cas 3 – Peu Structuré / Peu Contrasté .

Les cartes piézométriques obtenues par simulation ainsi que les relations entre altitudes piézométriques et altitudes topographiques sont présentées (Figure 36).

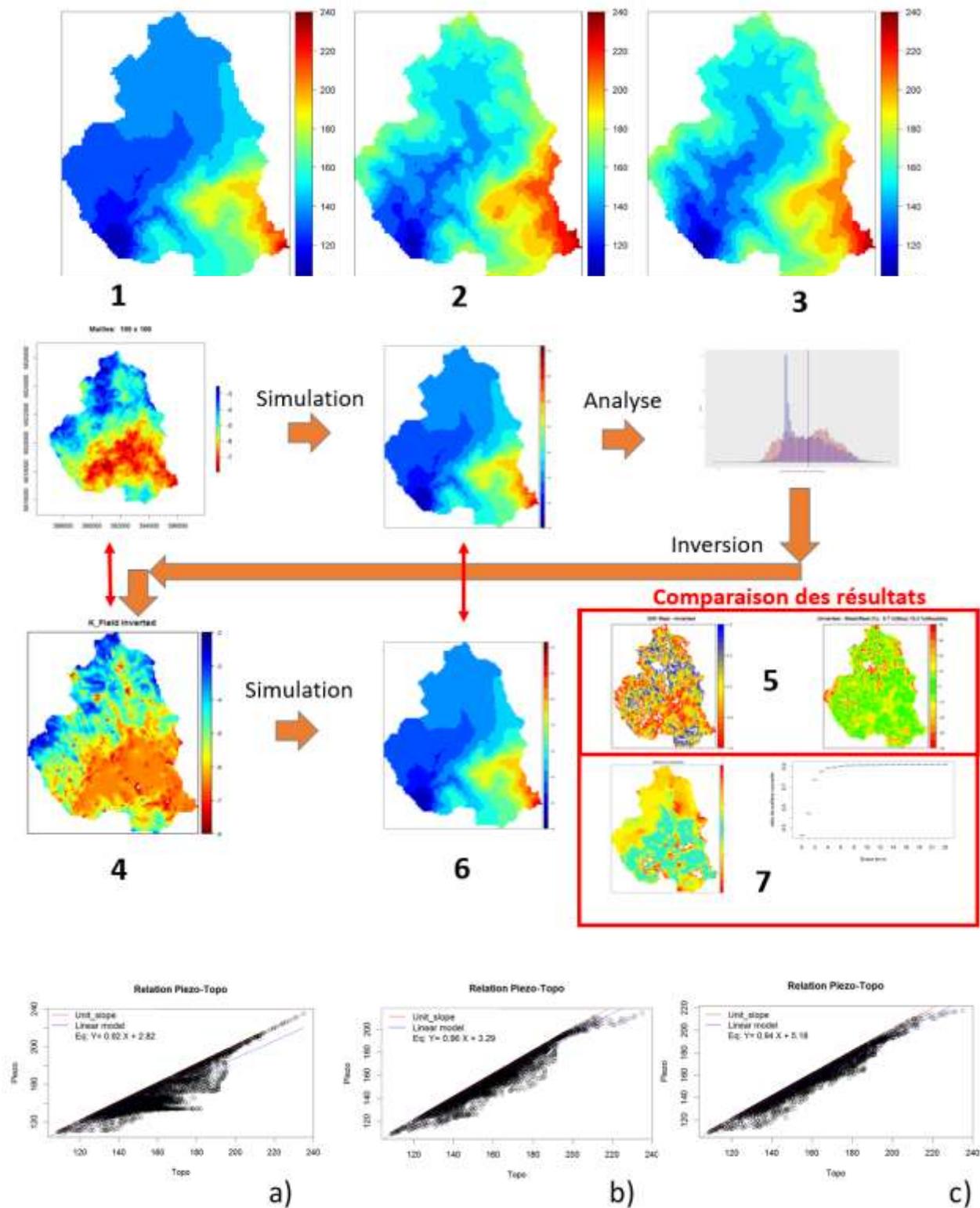


Figure 36 : cartes piézométriques simulées et relations Piézométrie / Topographie a) Cas 1 - K : Structuré / Contrasté, b) Cas 2 – K : Peu structuré / contrasté, c) Cas 3 – Peu Structuré / Peu Contrasté.

Ces cartes piézométriques sont ensuite exploitées via leur pente (Eq.5.1) obtenir la répartition relative du champ de perméabilité (Figure 37). L'ajustement des distributions entre perméabilité

et résultats sont ensuite effectués (Eq.5.2) et le champ de perméabilité inversé est obtenu. Les distributions initiales et ajustées sont fournies (Figure 38 à Figure 40).

On note dans le cas 1 la difficulté pour obtenir un ajustement correct avec une partie de la population nettement sous représentée. Dans ce cas, les distributions des perméabilités relatives (Eq.5.1) et initiales sont différentes et leur ajustement ne permet pas de représenter les perméabilités faibles ($\log K = -7$) et sureprésente les perméabilités de valeurs $\log K = -6.5$. Dans le cas 2, l'ajustement présente une forme différente ce qui ne permet pas de bien représenter les extrêmes. De plus, une population ($\log K = -6.5$) est nettement sureprésentée. Dans le dernier cas (cas 3), l'ajustement est adéquat malgré quelques divergences.

Les champs initiaux, champs inversés, leur différence (champ initial – champ inversé) et le rapport d'erreur sont fournis (Figure 41 à Figure 43). La moyenne des erreurs et la moyenne de la valeur absolue des erreurs sont aussi fournies dans le titre de la 4^{ème} carte de chaque cas. Les inversions réalisées fournissent des estimations acceptables des champs de perméabilité initiaux. Malgré des champs de perméabilité extrêmement différents, leurs structures apparaissent relativement bien retranscrites avec une zonation claire dans le cas 1 (K : Structuré / Contrasté) et un ensemble de zones hétérogènes dans les cas 2 (K : Peu structuré / contrasté) et 3 (Peu Structuré / Peu Contrasté). Dans les trois cas, sur une majorité du bassin versant, la différence entre valeur réelle et estimée est inférieure à 1 ordre de grandeur (estimations réalisées sur 5301 mailles carrées de 100x100m dans chacun des cas). Les moyennes des valeurs absolues des erreurs sont de 10,3% dans le cas 1, de 4,9 % dans le cas 3 et de 5,9 % dans le cas 2. Les différences bien que faibles en échelle Log peuvent ne pas être négligeables en échelle linéaire des perméabilités.

Afin d'évaluer l'impact de ces différences, de nouvelles simulations de la piézométrie ont été conduites avec les champs de perméabilité inversés. Les piézométries obtenues sont ensuite comparées aux piézométries simulées. Les résultats pour ces trois cas sont présentés sur la Figure 44. Dans chacun des cas, les différences entre piézométrie initiale et piézométrie issue du champ de perméabilité inversé sont par endroits importantes. Pour les cas 2 (K : Peu structuré / contrasté) et 3 (Peu Structuré / Peu Contrasté), plus de 70% de la surface du bassin est simulé avec ± 1 m d'erreur d'altitude piézométrique. Avec une erreur de ± 2 m, 85% de la surface du bassin est couverte. Les résultats sont nettement moins bons dans le cas 1 où seulement 45% du bassin est simulé avec une erreur de ± 1 m. Cependant, près de 80 % du bassin est simulé avec une erreur de ± 2 m. Si ces résultats peuvent paraître peu précis, la relation entre piézométrie et topographie montre pour le cas 1 (K : Structuré / Contrasté) une piézométrie variant sur 50 m pour une altitude topographique donnée. Sur ces champs contrastés, dans chacun des cas, la piézométrie pour une altitude donnée varie sur plus de 20 m. De ce fait, les simulations avec des erreurs de ± 1 m voir ± 2 m sont acceptables. L'évaluation de la perméabilité est évaluée à l'échelle de mailles de 100x100 m, ce qui est une échelle de résolution très précise qui induit des limitations sur les capacités de résolution de champs de perméabilité à partir de la piézométrie. Ce point sera discuté par la suite.

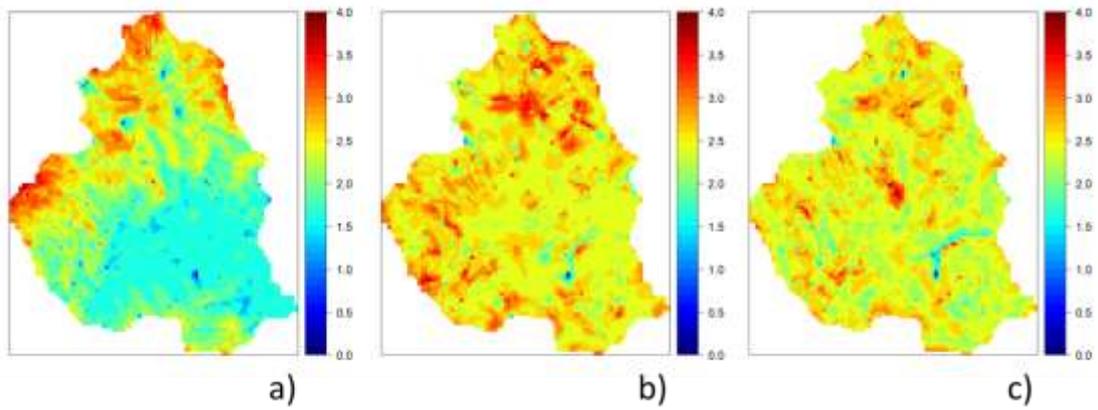


Figure 37 : $\log([1/pente.piezo/pente.topo]/Ep.Aqui)$. a) Cas 1 - K : Structuré / Contrasté, b) Cas 2 – K : Peu structuré / contrasté, c) Cas 3 – Peu Structuré / Peu Contrasté.

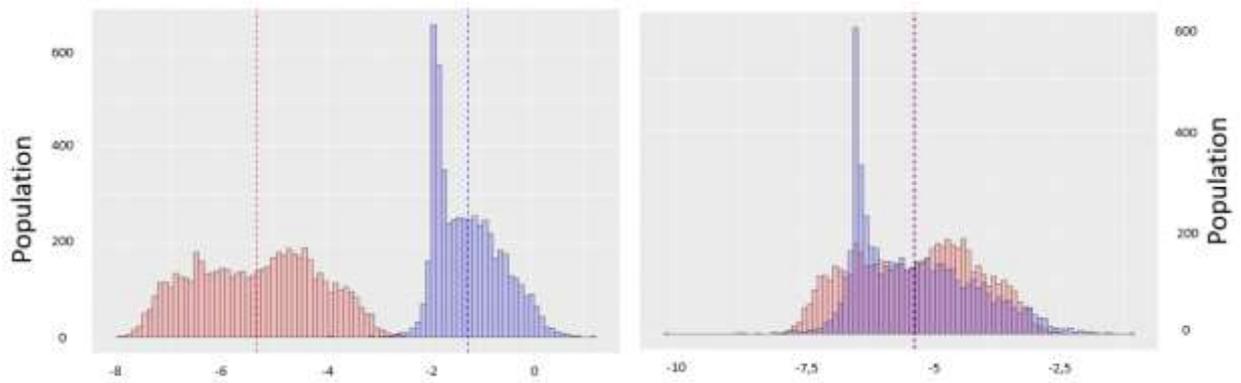


Figure 38 : Cas 1 - K : Structuré / Contrasté : Distribution des Log K initiaux (rouge) et $\log([1/pente.piezo/pente.topo]/Ep.Aqui)$ (bleu) avant et après ajustement. Les lignes pointillées représentent les moyennes des distributions.

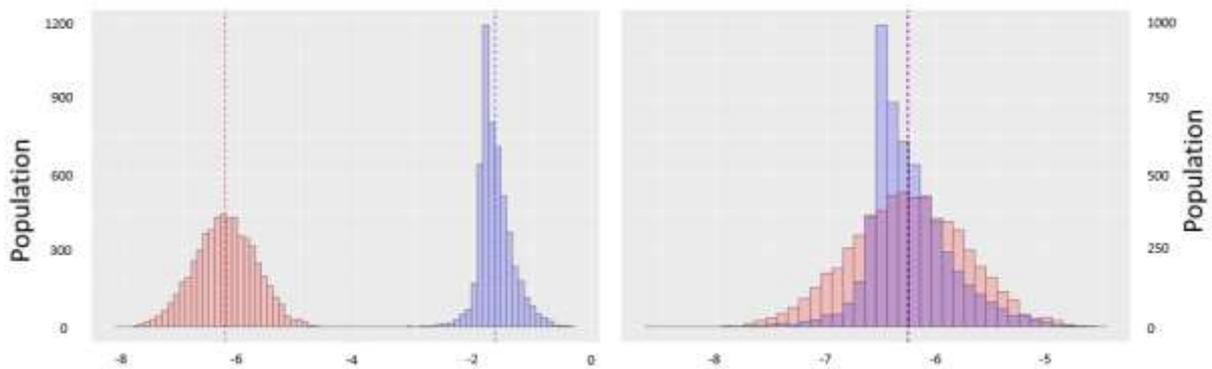


Figure 39 : Cas 2 - K : Peu structuré / contrasté: Distribution des Log K initiaux (rouge) et $\log([1/pente.piezo/pente.topo]/Ep.Aqui)$ (bleu) avant et après ajustement . Les lignes pointillées représentent les moyennes des distributions.

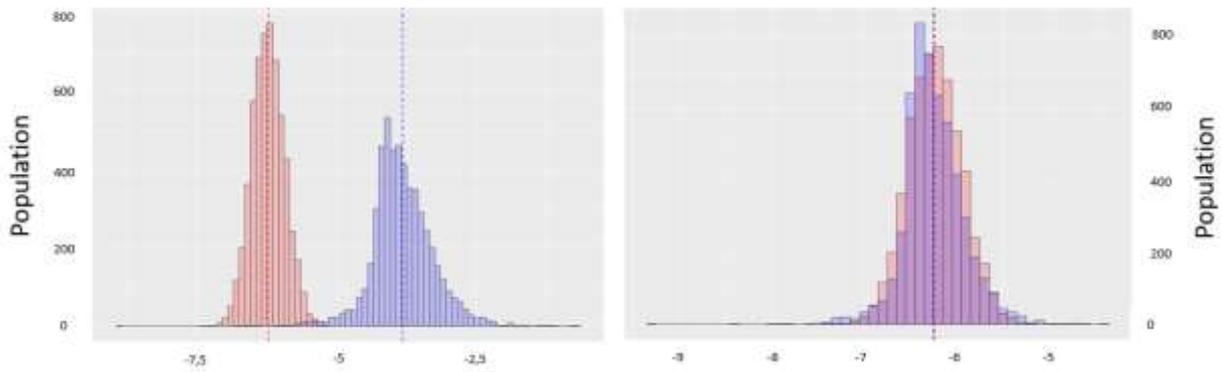


Figure 40 : : Cas 3 - K : Peu structuré / peu contrasté: Distribution des Log K initiaux (rouge) et $\text{Log}([1/\text{pente.piezo}/\text{pente.topo}]/\text{Ep.Aqui})$ (bleu) avant et après ajustement . Les lignes pointillées représentent les moyennes des distributions.

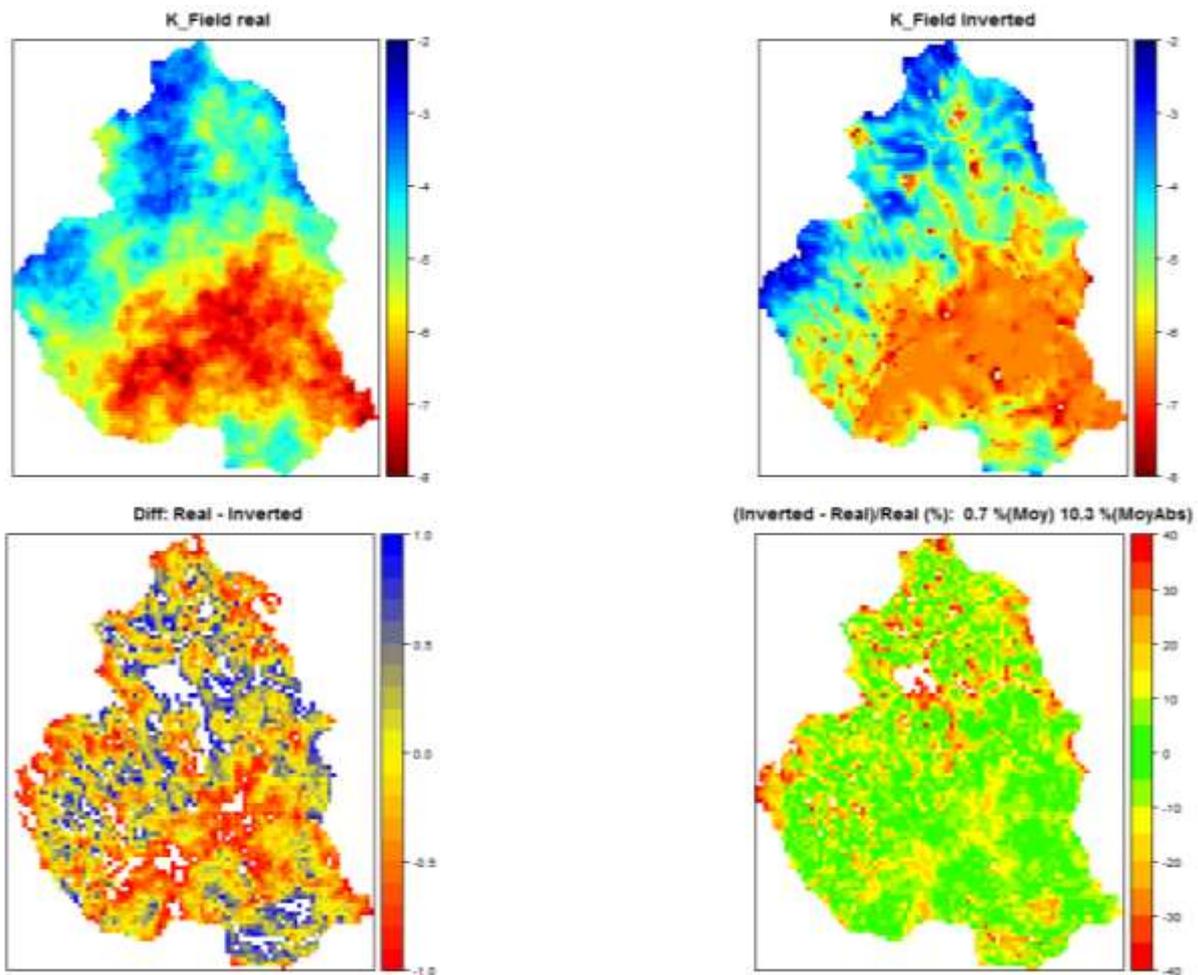


Figure 41 : cas 1, champ de perméabilité initial (haut gauche), champ de perméabilité inversé (haut droite), différence entre les deux champs ($\log K$) (bas gauche) et erreur relative entre les deux champs (%) (bas droite).

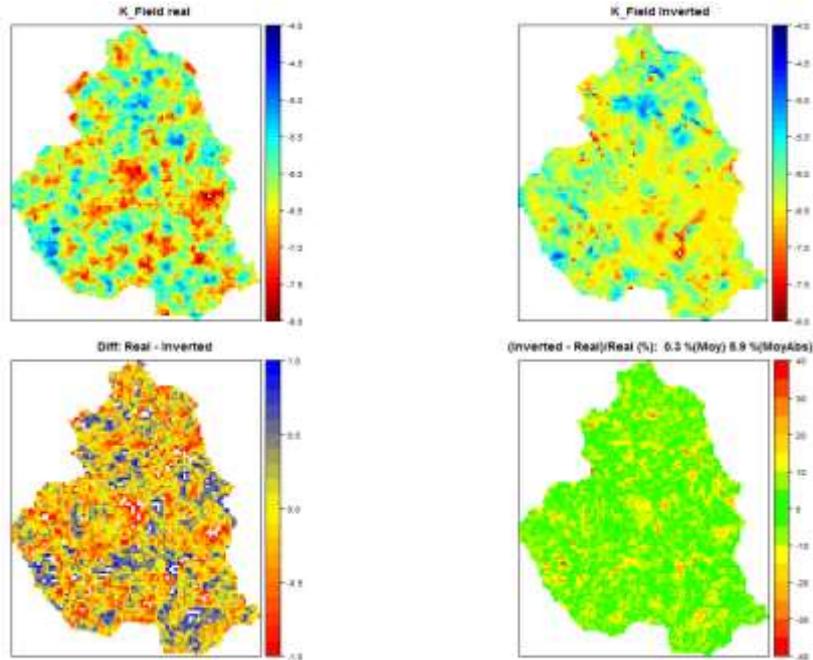


Figure 42 : cas 2, champ de perméabilité réel initial (haut gauche), champ de perméabilité inversé (haut droite), différence entre champ initial et champ inversé (logK) (bas gauche) et erreur relative entre les deux champs de perméabilité (%) (bas droite).

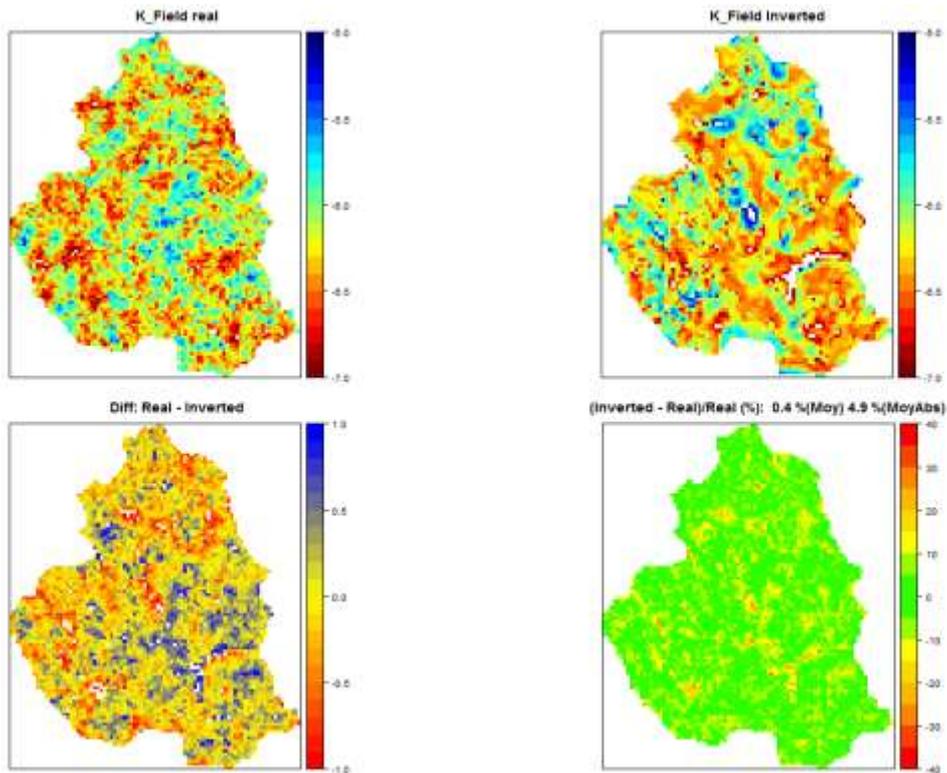


Figure 43 : cas 3, champ de perméabilité réel initial (haut gauche), champ de perméabilité inversé relatif (haut droite), différence entre champ initial et champ inversé (logK) (bas gauche) et erreur relative entre les deux champs de perméabilité (%) (bas droite).

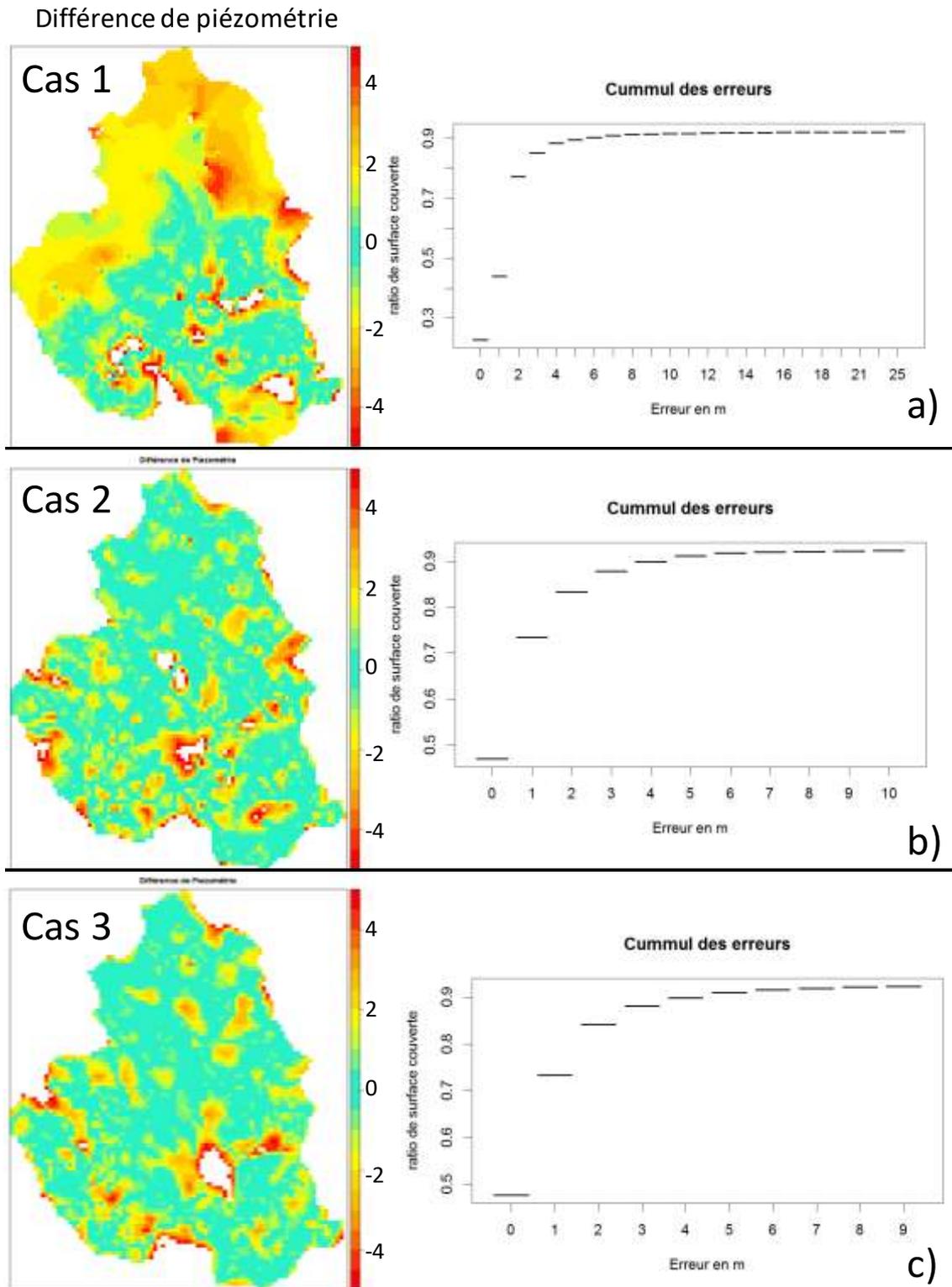


Figure 44 : comparaison entre piézométries simulées avec le champ de perméabilité initial et avec le champ de perméabilité inversé. Ratio cumulé de surface couverte en fonction de l'erreur. a) Cas 1 - K : Structuré / Contrasté, b) Cas 2 – K : Peu structuré / contrasté, c) Cas 3 – Peu Structuré / Peu Contrasté.

5.3. DISCUSSION

5.3.1. Répartition des distributions de perméabilité et de ratio de pente

Les analyses montrent des résultats cohérents même si aucun champ inversé ne reproduit exactement le champ initial, avec dans certains cas des erreurs importantes mais locales (+/- un ordre de grandeur). Ces erreurs peuvent par la suite avoir des effets non négligeables sur la simulation de la piézométrie (différence supérieure à 4 m). Une des raisons majeures de source d'erreur est liée aux répartitions statistiques de perméabilité et de ratios pente piézométrique/pente topographique. Ces distributions n'ont généralement pas la même étendue et peuvent dans certains cas ne pas présenter la répartition gaussienne généralement attendue. Dans les cas étudiés, certaines distributions de pentes piézométriques présentent des asymétries importantes ce qui n'est pas le cas pour les distributions de perméabilité. Ces différences induisent des erreurs sur les champs de perméabilité reconstitués. Ces erreurs sont de toute évidence problématiques pour l'utilisation postérieure des cartes de perméabilité. Cependant, ces erreurs ne sont pas aléatoires et peuvent être appréhendées au travers des divergences entre répartitions statistiques ; ces erreurs se concentrant généralement sur les valeurs extrêmes. Par exemple pour le cas 2 (Figure 39), les principales divergences entre les répartitions statistiques sont : 1) une asymétrie de la distribution de pente, 2) une surreprésentation des valeurs de $\log K$ autour de -6.5 et 3) une sous-représentation des valeurs extrêmes à la fois pour les perméabilités faibles et dans un degré moindre pour les perméabilités fortes. Le champ produit par inversion aura donc dans ce cas un contraste inférieur au champ réel. Cet effet est visible sur la Figure 42 pour les valeurs de faible perméabilité en rouge sur le champ réel ($\log K = -7, -8$) apparaissent en jaune sur le champ inversé ($\log K = -6$). En revanche, leur spatialisation semble correcte. Il est donc possible de retravailler la distribution pour améliorer les valeurs ou de produire en parallèle une carte d'incertitude en fonction de ces répartitions statistiques. De ce fait malgré les erreurs, ou approximation sur les valeurs, celles-ci pouvant être identifiées, il est possible de les appréhender au moyen de la critique des distributions statistiques. De ce fait, l'erreur apparente des cartes de perméabilité doit pouvoir être fortement réduite même sans connaître préalablement le champ réel comme c'est le cas ici.

5.3.2. Spatialisation des erreurs en fonction de la topographie

Les différents essais réalisés montrent qu'il est particulièrement difficile d'évaluer la perméabilité au niveau des ruptures topographiques (bas de vallée ou sommets de collines) en raison de pentes nulles. Sur les différents modèles, malgré des champs de perméabilité très différents, ces erreurs se concentrent sur ces points. Il est donc nécessaire d'être particulièrement vigilant sur ces points lors de l'utilisation des cartes. Des cartes d'incertitudes peuvent être produites en parallèle.

5.3.3. Impact de la résolution sur l'inversion

La surface piézométrique d'une maille n'est pas fonction uniquement de la perméabilité de cette maille mais également du gradient piézométrique qui est lui-même contrôlé par la perméabilité des mailles adjacentes et, en fonction de la résolution, aux mailles adjacentes à celles-ci. De ce fait, il est illusoire d'espérer l'obtention exacte du champ de perméabilité en tout point sur des champs de perméabilité à haute résolution tels que ceux utilisés ici (mailles de 100x100 m). Ce phénomène tendra à être atténué avec l'utilisation de mailles plus larges, même si la perméabilité en sera aussi plus moyennée. Ceci est présenté (Figure 45) avec la comparaison des cartes piézométriques issues du champ de perméabilité initial et inversé du cas 2 (K : Peu structuré / contrasté) agrégé sur des mailles de 500x500 m. Avec ce nouveau maillage, 70% de la surface

ne présente pas de différences piézométriques significatives. Cette résolution est plus cohérente avec les possibilités de mesures de terrain et donne donc confiance dans l'applicabilité de la méthode.

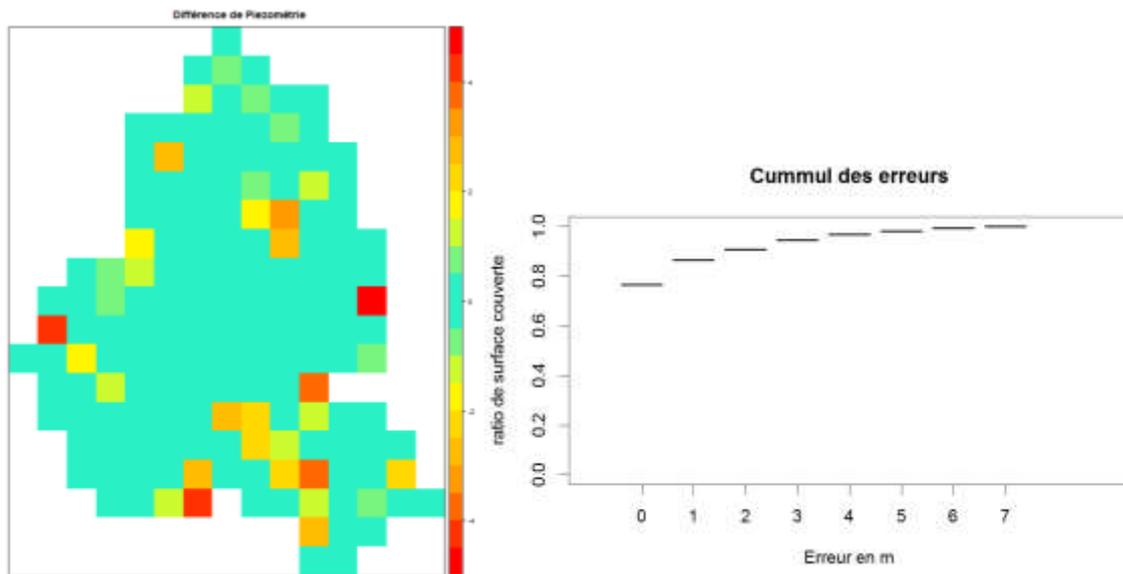


Figure 45 : différence entre piézométrie initiale et simulée à partir du champ inversé pour le cas 2 avec des mailles de 500 m x 500 m.

5.3.4. Limites de contraste de perméabilité

A l'échelle de résolution de 100x100 m sur des champs peu contrastés, il devient difficile de retrouver la structure du champ de perméabilité si le contraste est inférieur à deux ordres de grandeur comme le montre la structure du cas 3. Cependant cette limitation reste acceptable dans la mesure où l'erreur commise sur un champ faiblement contrasté sera plus atténuée, de faible amplitude et générera en inversion une structure cohérente même si peu exacte spatialement. Malgré le fait que cette limite de résolution de 2 ordres de grandeurs peut paraître importante, elle l'est relativement moins que dans le cas d'un champ très contrasté où une large gamme de perméabilité peut avoir un fort impact sur la piézométrie.

5.3.5. Limite des modélisations réalisées

La modélisation d'un système est toujours réalisée en prenant en compte certaines hypothèses. Dans le cas présent trois hypothèses majeures peuvent avoir des effets importants :

Calculs en régime permanent

Les modélisations ont été réalisées en régime permanent. Lors de la réalisation de cartes piézométriques réelles ces conditions ne sont généralement pas strictement respectées même lors de prises de mesures piézométriques en conditions d'étiages. La réalisation de cartes en régime transitoire peut donc induire des pentes piézométriques différentes pouvant engendrer des différences dans les perméabilités estimées.

Contrôle de la piézométrie par la recharge et/ou par la topographie :

La forme de la piézométrie dans les aquifères est principalement influencée par deux facteurs : la recharge et la topographie. En fonction de la prédominance d'un des deux facteurs on parle de

contrôle par la recharge ou par la topographique. Les critères de leur influence relative sont précisés dans Haitjema et Mitchell-Bruker (2005). En Bretagne, en raison d'une recharge relativement importante et d'aquifères peu perméables et d'un chevelu de rivière important la position de la nappe est principalement contrôlée par la topographie. De ce fait pour obtenir la transmissivité de l'aquifère à partir de la piézométrie, il est nécessaire de filtrer son influence sur la piézométrie (Dewandel et al., 2017a).

Cependant dans le cas d'un aquifère très contrasté en termes de transmissivité certaines zones peuvent avoir un niveau piézométrique contrôlé majoritairement par la recharge et d'autres par la topographie ce qui rend particulièrement complexe le traitement du signal. Ceci a été observé sur les aquifères synthétiques simulés lorsque les champs de transmissivité étaient très contrastés, tel que le cas 1. Dans ce cas si dans la partie nord la piézométrie est principalement contrôlée par la recharge dans la partie sud elle est principalement contrôlée par la topographie.

Débordement

La modélisation de systèmes où la surface piézométrique est en très forte relation avec la topographie est particulièrement difficile à réaliser. En effet la différence d'altitude entre deux mailles (100 m x 100 m et 500 m x 500 m) dans les systèmes étudiés peut être suffisamment importante ou générer à l'échelle de la maille des débordements locaux. Lors de débordements la pente n'est plus représentative de la perméabilité et l'estimation de la transmissivité n'est plus possible. Bien que ces contraintes de modélisation ont fortement limité les capacités d'analyse sur les modèles où la topographie était prédominante sur la surface piézométrique, les champs de perméabilité déduits reproduisent de façon convenable les champs initiaux.

5.4. CONCLUSION

Les travaux menés ont permis de développer une méthode d'inversion basée sur les ratios pente piézométrique/pente topographique, et de montrer l'intérêt d'une inversion simple, notamment de sa capacité à donner des informations sur la structure de l'aquifère et ses valeurs de perméabilité. Ceci valide numériquement les travaux précédents (cf. Dewandel et al. 2017a), et justifie de ce fait leurs applications sur les bassins versants du Nançon et de la Maudouve-Noë sèche ; voir chapitre suivant).

Les inversions des champs de perméabilité réalisées sur des cartes piézométriques générées à partir de champs de perméabilité synthétiques ont montré des résultats satisfaisants. Même s'il n'est pas possible de retrouver de manière exacte le champ de perméabilité, ces inversions permettent : 1) d'évaluer la structure du champ de perméabilités, 2) de fournir une répartition spatiale de celui-ci et 3) de donner les ordres de grandeur des perméabilités rencontrées.

L'expérience menée ici montre l'intérêt de la méthode pour l'identification à partir de mesures simples (piézométrie) d'une structure du champ de perméabilité. Ces résultats aident à la compréhension des bassins versants et propose une base robuste pour la réalisation de modèles numériques.

Les inversions réalisées l'ont été en connaissant en tout point la piézométrie dans le système. Il conviendrait donc d'évaluer l'applicabilité du système en ne prenant qu'un nombre limité de points de mesures dans chacun des cas. Le nombre de points de mesures nécessaire à la résolution d'un champ de perméabilité est dépendant de la longueur de corrélation du système (c.à.d. la portée des variogrammes de la perméabilité). En comparaison des mesures réalisées sur le terrain, il serait intéressant, pour le futur, d'évaluer avec un nombre de mesures similaires aux

campagnes de terrain réalisées (80-100 points de mesures) la capacité de résolution des champs testés précédemment.

6. Régionalisation des paramètres hydrodynamiques : la perméabilité des aquifères

Comme discuté précédemment, il existe plusieurs techniques afin d'estimer la perméabilité des aquifères de socle par exemple à partir de données de débit d'exploitation de forages ou du gradient piézométrique établi à partir de carte piézométrique détaillée (Dewandel et al., 2012, 2017a ; voir aussi chapitre précédent). Dans les cas présentés (bassin du Nançon et de la Maudouve-Noë Sèche), les données recueillies au niveau des forages n'étant pas suffisantes en terme de densité, il a été choisi d'utiliser la méthode basée sur l'évolution du gradient piézométrique afin d'estimer le champ de perméabilité des aquifères.

Tout d'abord, ce chapitre présente le principe de la méthode, son application aux deux bassins versants, et la comparaison des cartes aux valeurs issues d'autres techniques (par exemple à partir de l'évolution spatiale du débit des cours d'eau), de mesures directes issues d'essai par pompage et indirectes issues de l'interprétation des sondages RMP.

6.1. PRINCIPE DE LA METHODE

Cette méthode a été développée récemment afin d'estimer le champ de perméabilité dans un aquifère de socle (Dewandel et al., 2017a) dans un secteur où il n'y a pas d'ouvrage exploité et où l'on dispose d'une importante densité de piézomètres d'observation permettant l'établissement de cartes piézométriques détaillées. La méthode proposée pour évaluer le champ de transmissivité, ou de perméabilité, est basée sur le concept que les variations à grande échelle de la charge hydraulique peuvent donner des informations sur les propriétés à grande échelle de l'aquifère. Dans le cas où l'aquifère est naturellement drainé (absence de pompage dans les eaux souterraines), où le flux vertical souterrain peut être négligé, où le niveau de la nappe est en état pseudo-permanent et est principalement contrôlé par la topographie plutôt que par la recharge de l'aquifère (Haitjema et Mitchell-Bruker, 2005), on peut supposer que le gradient de la nappe dépend à la fois de la pente topographique et de la transmissivité horizontale de l'aquifère.

A titre d'exemple, dans le cas d'une topographie relativement plane et où l'écoulement des eaux souterraines est horizontal, l'application de l'équation de continuité le long d'une même ligne de courant (loi de Darcy ; $Q = T_1 \text{grad}h_1 = T_2 \text{grad}h_2 \dots$; T_i : transmissivité du compartiment i et $\text{grad}h_i$ le gradient hydraulique) montre de faibles gradients hydrauliques là où la transmissivité est élevée et de forts gradients là où elle est faible. Par conséquent, lorsque la topographie varie peu la variation du gradient hydraulique dépend en première approximation des variations de la transmissivité de l'aquifère, en fait de manière inversement proportionnelle au gradient hydraulique. Par contre, dans le cas où les variations d'altitude sont non négligeables, il faudra, avant d'obtenir des informations sur la transmissivité, « éliminer » l'influence de l'altitude sur la piézométrie, à l'aide en général, d'une relation linéaire piézométrie-altitude. Une fois cette tendance enlevée, la pente de la piézométrie résiduelle est calculée puis comparée de manière statistique aux données de transmissivité locales afin de produire un champ de transmissivité, ou de perméabilité si l'information sur l'épaisseur de l'aquifère est disponible (voir Dewandel et al., 2017a pour plus de détails).

Puis, on cherchera à évaluer la meilleure relation empirique possible entre les deux distributions statistiques (transmissivité [ou perméabilité] mesurée et calculée à partir du gradient) tout en respectant les propriétés statistiques de la transmissivité (ou perméabilité) mesurée. Pour que l'analyse soit pertinente, il faut que les deux ensembles de données décrivent la plus large

gamme possible de transmissivités que l'on peut rencontrer dans le système étudié. Enfin, la transmissivité (ou perméabilité) calculée est spatialisée et la pertinence de la carte produite jugée sur la base des mesures locales de transmissivité (ou de perméabilité). Ce qui est pertinent puisque ces mesures directes ne rentrent pas dans l'établissement de la carte. La présente méthodologie a été appliquée au Massif de péridotites de Tiébaghi en Nouvelle Calédonie (3,5 km²; Dewandel et al., 2017a), la comparaison entre les valeurs de transmissivité calculées et celles déduites de 28 essais hydrauliques montre une erreur inférieure à 20% dans 71% des cas ($\text{Log}T \pm 0,4$), et une erreur inférieure à 10% ($\text{Log}T \pm 0,2$ en moyenne) dans 39% des cas, malgré un champ de transmissivité variant sur 5 à 6 ordres de grandeur. Cette méthode, simple, montre des résultats très pertinents. Cependant, elle peine à reproduire les valeurs locales extrêmes (valeurs très fortes et très faibles). Elle est néanmoins capable de fournir des informations sur l'hétérogénéité des aquifères et donc de définir les secteurs où les formations géologiques sont les plus et les moins perméables.

La présente méthodologie a été appliquée sur les deux bassins versants de cette étude.

6.2. APPLICATION AU BASSIN DU NANÇON

6.2.1. Relation piézométrie - topographie et calcul du gradient de la piézométrie résiduelle

La Figure 46 présente la relation entre la piézométrie et l'altitude pour la carte piézométrique d'août 2017⁸. A titre indicatif, les mesures piézométriques ponctuelles (celles qui ont servi à établir la carte) sont présentées. Un maillage de 500x500 mètres a été choisi pour les calculs, un maillage plus petit n'étant pas réaliste compte-tenu du nombre de mesures ponctuelles (99 mesures pour 57 km²). La suite consiste à enlever l'influence de l'altitude (cf. droite de régression sur cette figure) aux données de la carte piézométrique pour obtenir la piézométrie résiduelle, puis analyser son gradient. Dans ce cas, les valeurs de forts gradients indiquent des zones peu transmissives et des valeurs faibles des zones fortement transmissives. Afin de rendre compatible l'analyse de ce gradient avec la perméabilité, celui-ci est divisé par l'épaisseur de l'aquifère ($\text{Pente}/\text{Ep. aquifère}$), déduite de l'information géologique et de la carte piézométrique (cf. §2.1). La Figure 47 présente la carte du Log de ce paramètre et sa distribution statistique. L'analyse variographique de ce paramètre montre qu'il est relativement bien structuré dans l'espace (portée aux environs de 2 000 m), malgré un effet pépité qui correspond à environ 30% de la variance totale. Cet effet indique qu'il peut y avoir une forte variabilité de ce paramètre à courte distance, traduisant vraisemblablement le passage de formation perméable à peu perméable sur de courtes distances.

⁸ L'analyse n'a été conduite que sur l'étiage de 2017, car cet étiage est plus 'sévère' que celui de 2018 et par ce que l'on dispose de plus de mesures locales de la piézométrie (voir § 2.2.1).

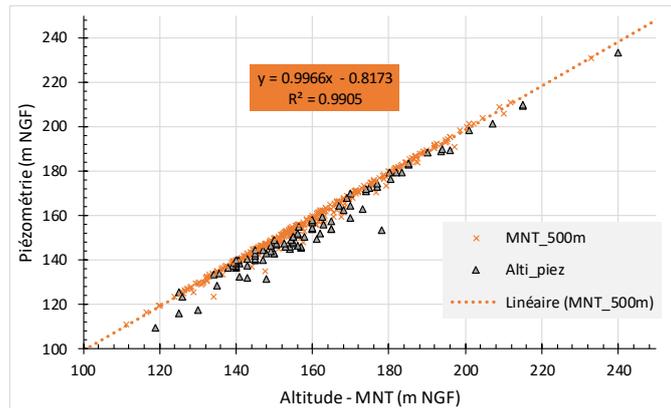


Figure 46 : bassin du Nançon relation entre la piézométrie et l'altitude. Orange : relation issue de la carte piézométrique d'août 2017 (maillage 500x500 m), en gris mesures ponctuelles. MNT : modèle numérique de terrain.

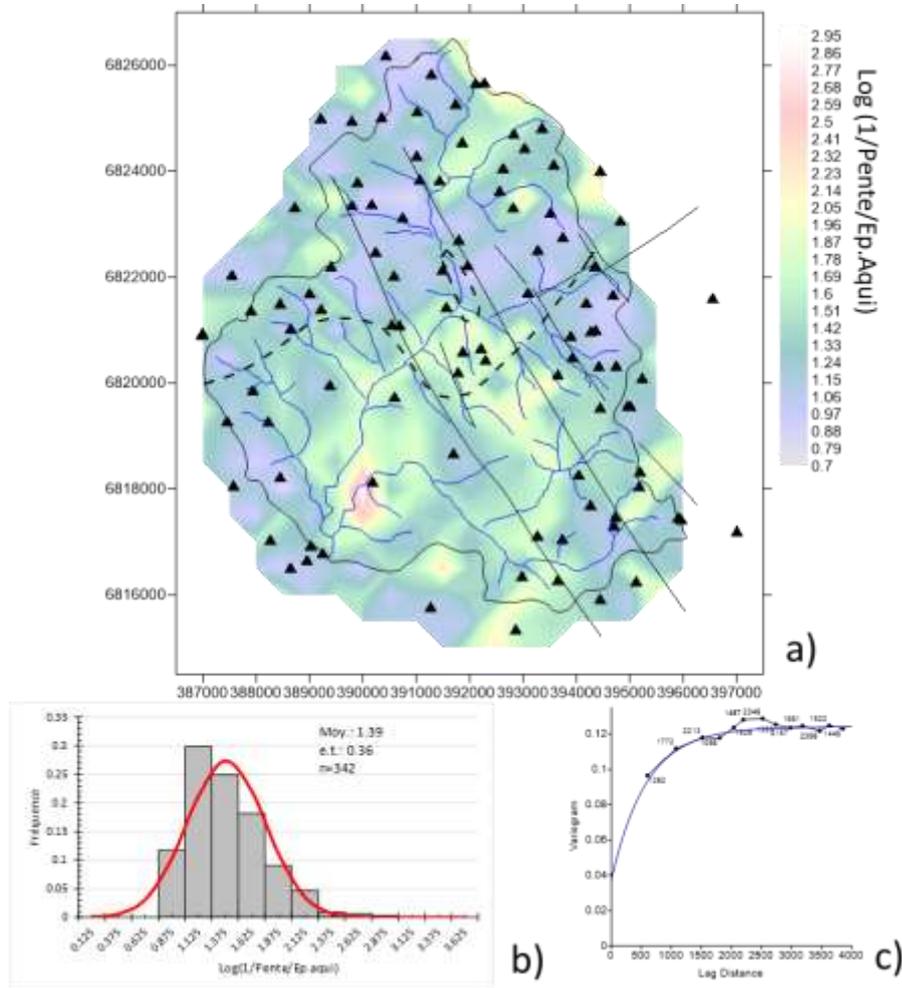


Figure 47 : bassin du Nançon, $\text{Log}(1/\text{Pente}/\text{Ep.aquifère})$ à partir de la piézométrie d'août 2017 (cellules de 500x500m).

a) carte triangles noirs : mesures ponctuelles, trait noir : tracé des failles, b) distribution. Moy. : moyenne, e.t. : écart type, n : nombre de données, c) variogramme (modèle : exponentiel, variance : 0,087, portée : 580 m, pépite : 0,037).

6.2.2. Régionalisation du champ de perméabilité

Comme nous l'avons vu précédemment, on ne dispose pas d'assez d'information locale sur la perméabilité de cet aquifère et il n'a pas été possible de réaliser d'autres tests hydrauliques. Cependant, à l'échelle de la Bretagne, nous disposons d'une base de données qui a permis de construire la distribution de la perméabilité dans les formations granitiques de Bretagne (Figure 15a). Les quelques mesures dont nous disposons sur le bassin du Nançon sont cohérentes avec cette distribution. Elle peut donc être utilisée pour évaluer le champ de perméabilité à partir de la carte de la Figure 47, avec l'hypothèse que la distribution de perméabilité au sein de l'aquifère du bassin du Nançon est peu différente de celles des granitoïdes de Bretagne. Les comparaisons aux mesures ponctuelles et les essais numériques conduits plus tard (modèles maillés ; cf. chapitre 7) permettront de valider ou non cette hypothèse.

Suivant la procédure expliquée au § 6.1, la meilleure relation statistique entre les deux distributions (Figure 15a, Figure 47b) est : $K_{\text{calc.}} = 2,72 \times 10^{-7} \times (1/\text{Pente}/\text{Ep.}\text{Aqui}) - 2,9 \times 10^{-6}$. $K_{\text{calc.}}$ étant la perméabilité calculée à partir du rapport $(1/\text{Pente}/\text{Ep.}\text{Aqui})$, avec un coefficient de corrélation entre les deux distributions de $r^2 = 0,96$ (Figure 48b). Bien qu'empirique, cette relation satisfait pour partie loi de Darcy car elle suppose une relation linéaire entre la perméabilité et le gradient. La constante, $-2,9 \times 10^{-6}$, faible au regard des autres paramètres, traduit le fait que certaines valeurs extrêmes n'ont pas pu être prises en compte (valeurs de gradient extrêmement faibles essentiellement) possiblement due à des « erreurs » d'interpolation de la piézométrie. Ces valeurs extrêmes correspondent à environ 10% des données. Elle peut aussi montrer la limite de l'exercice lorsqu'il s'agit d'obtenir des valeurs de perméabilité sur des zones singulières très perméables. Néanmoins la géométrie de ces zones pourra tout de même être évaluée.

La carte de perméabilité déduite de cette approche est présentée en Figure 48a. L'analyse variographique du log de la perméabilité (calculée) montre qu'elle est moyennement structurée dans l'espace (effet pépite supérieur à 50% de la variance totale, Figure 48c). La portée s'établit aux environs de 2 000 – 2 500 m montrant que les secteurs d'une perméabilité voisine couvrent des surfaces de l'ordre de quelques km². Les valeurs de perméabilité couvrent 4 ordres de grandeur (10^{-7} à 10^{-4} m/s) pour une valeur moyenne à l'échelle du bassin versant de $3,1 \times 10^{-6}$ m/s. Même si cette carte n'a pas vocation à être exacte, elle permet d'identifier des secteurs plus perméables que d'autres. Néanmoins pour les secteurs où il n'y a pas de mesures piézométriques (par exemple en forêt de Fougères, secteur de NA11a, NAN04 sur la carte) les valeurs sont à prendre avec précaution.

Afin de confronter cette carte aux données de terrain, une première validation a été menée en comparant les données locales de la carte (grille de 500x500 m) aux quelques valeurs de perméabilité déduites d'essais par pompage et aux valeurs de perméabilité déduites par méthode RMP (voir localisation sur la Figure 48a). Il en ressort :

- pour les perméabilités déduites d'essais par pompage (5 valeurs), une erreur absolue de 8,0%, soit une estimation de la carte à $\pm 0,43$ en LogK ;
- pour les valeurs de RMP (16 valeurs), une erreur relative moyenne de 12,5%, soit une estimation de la carte à $\pm 0,64$ en LogK. Dans ce cas, le calcul d'erreur relative à la moyenne a été préféré, car la perméabilité déduite de la RMP est une estimation et non une valeur absolue.

Ces résultats montrent que la technique de régionalisation utilisée, malgré l'utilisation d'une distribution de perméabilité des granitoïdes à l'échelle de la Bretagne et non au niveau du bassin versant, donne une carte satisfaisante. De plus, elle montre aussi une bonne cohérence avec les estimations RMP, ce qui est aussi un résultat satisfaisant pour cette méthode géophysique.

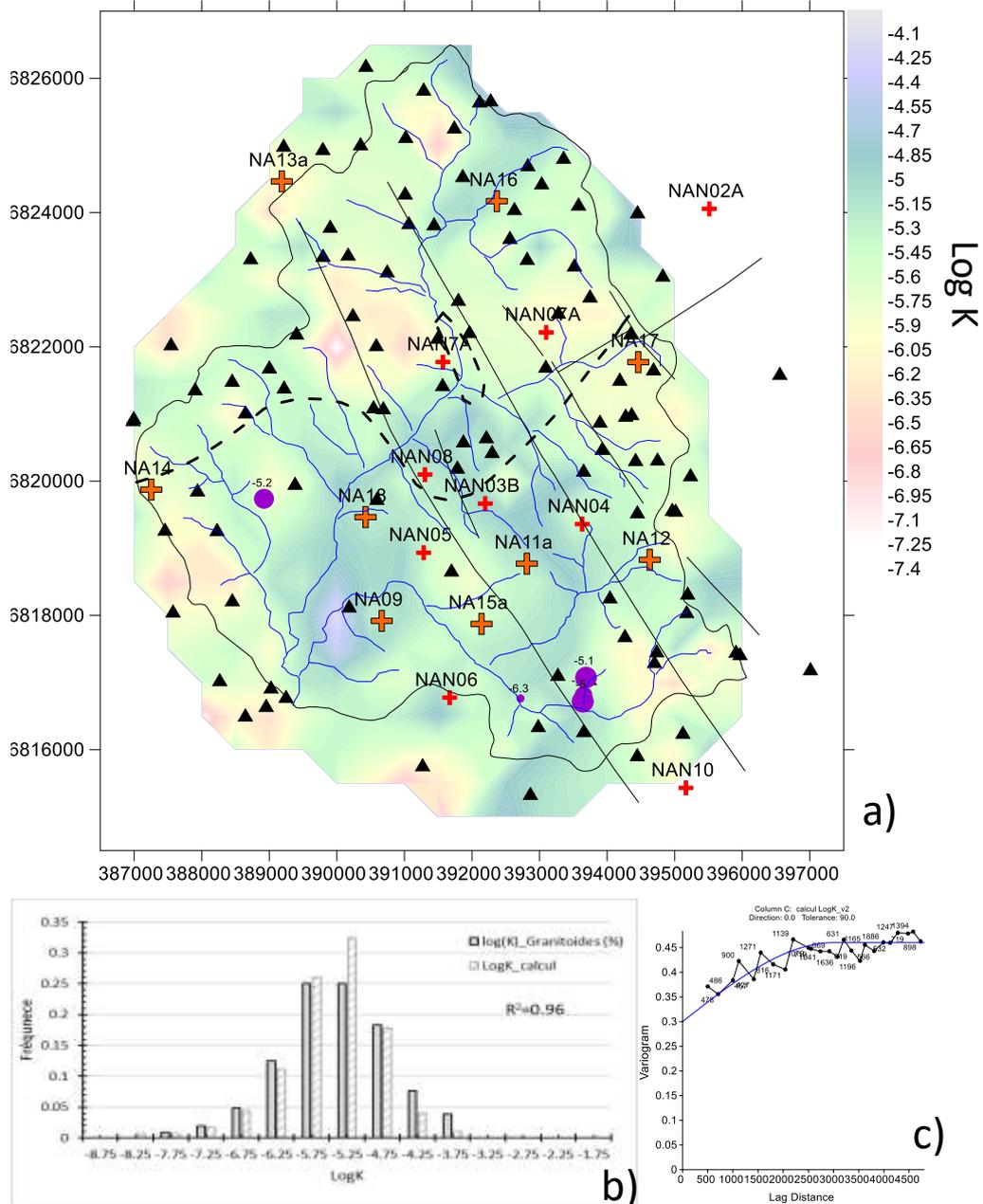


Figure 48 : bassin du Nançon, carte de perméabilité calculée à partir de la piézométrie d'août 2017 (cellules de 500x500m).

a) carte. Triangles noirs : mesures ponctuelles piézométriques, croix : mesures RMP (orange : 2018 ; rouge : projet SILURES), ronds violets : valeurs de perméabilité déduites d'essais par pompage (la taille du rond est proportionnelle à la valeur), trait noir : tracé des failles, b) établissement de la meilleure relation statistique entre les deux distributions (LogK_granitoïdes : perméabilité en Log des granitoïdes de Bretagne, LogK_calcul : perméabilité en Log calculée à partir du ratio $[1/Pente/Ep.aquifère]$), $r^2=0,96$, c) variogramme du Log de la perméabilité calculée (modèle : sphérique, variance : 0,16 portée : 3 000 m, pépite : 0,3).

6.2.3. Estimation de la perméabilité à l'échelle de sous bassins versants

a) Principe de la méthode

La méthode utilisée dérive de travaux précédents où, à partir de mesures de débit à l'étiage sur différents tronçons d'un cours d'eau, il est possible de faire une estimation de la perméabilité de l'aquifère drainé (Dewandel et al., 2004). La Figure 49 présente un schéma en coupe d'un aquifère drainé par un cours d'eau, où la base de l'aquifère se confond avec celle de la position du cours d'eau.

Selon cette configuration, le débit du cours d'eau a pour expression :

$$Q = 2l \frac{0.862Kh^2}{L}$$

où K est la perméabilité de l'aquifère (m/s), h la charge hydraulique, l la longueur de cours d'eau pérenne (m) et L la largeur de l'aquifère. En utilisant la densité de drainage d'un cours d'eau ($dr=l/A=1/2L$; A étant la superficie du bassin versant, en m^2), l'équation précédente devient :

$$Q = 3.448 K dr^2 h^2 A$$

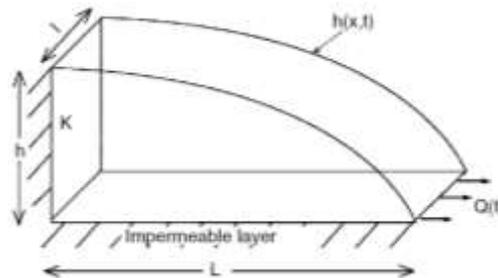


Figure 49 : schéma en coupe d'un aquifère drainé par un cours d'eau, configuration où la base de l'aquifère se confond avec celle de la position du cours d'eau (schéma de l'aquifère de type Boussinesq, 1904).

Cette relation montre que si la charge hydraulique (ou le gradient hydraulique) et la densité de drainage sont identiques en tout point du bassin versant, les mesures de débit le long du cours d'eau représentées en fonction de leurs surfaces de bassin versant associées s'aligneront suivant une droite dont la pente renseignera sur la valeur de la perméabilité (Dewandel et al., 2014). C'est d'ailleurs ce que montre approximativement les mesures de débits réalisés sur les deux bassins (Figure 14).

b) Résultat

Les valeurs de perméabilité de 22 sous-bassins versants ont pu être estimées à partir des mesures de débit spatiales réalisées en août 2017. On notera que dans les équations précédentes h est connue puisqu'elle correspond à la carte piézométrique (août 2017), de même que dr et A qui sont des paramètres géomorphologiques des bassins versants. Les surfaces des sous-bassins jaugés sont comprises entre 0,9 et 57 km^2 (taille totale du bassin). Les valeurs de perméabilités déduites sont comprises entre 10^{-6} et 10^{-5} m/s (moyenne : 5×10^{-6} m/s) et montre une distribution log-normale (Figure 50b) qui n'est pas sans rappeler celle des granitoïdes de Bretagne (Figure 15a) avec une dispersion moindre à cause du changement d'échelle. Ainsi, ceci

justifie l'utilisation de la distribution des perméabilités des granitoïdes à l'échelle de la Bretagne pour l'élaboration de la carte de perméabilité.

Les valeurs de perméabilité calculée à partir des mesures de débit à l'étiage pour chaque sous-bassins ont été comparées aux valeurs moyennes des perméabilités déduites de la piézométrie des mêmes bassins (Figure 50c). L'erreur relative moyenne est de 7,6%, soit une estimation de la carte à $\pm 0,43$ en LogK, ce qui est acceptable.

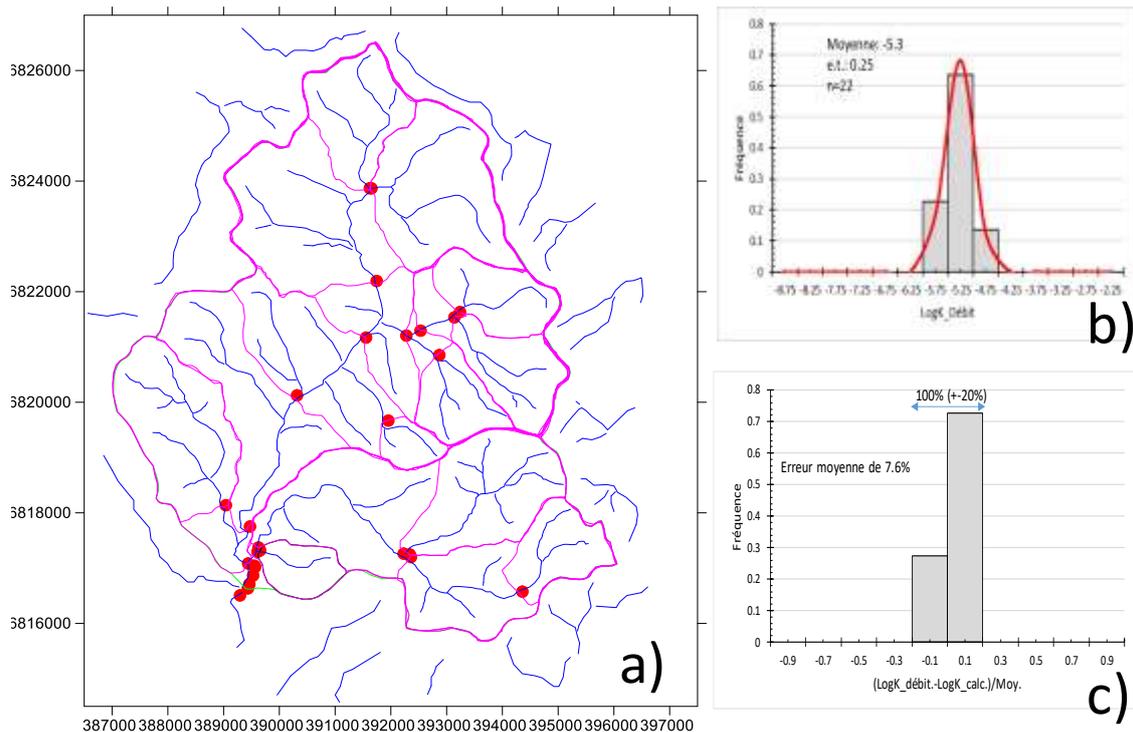


Figure 50 : bassin du Nançon, calcul de la perméabilité des sous-bassins versants et comparaison à la carte déduite de la piézométrie (août 2017).

- a) localisation des points de mesures du débit du cours d'eau (en rose : découpage en 22 sous-bassins),
 b) distribution des valeurs de perméabilité en échelle Log ($n=22$), c) comparaison à la carte de perméabilité déduite de l'analyse sur la base de la piézométrie.

6.3. APPLICATION AU BASSIN DE LA MAUDOUVE-NOË SECHE

Cette partie présente l'essentiel des résultats sur la régionalisation de la perméabilité à partir des données piézométriques acquises en août 2018 sur le bassin de la Maudouve-Noë Sèche ; les informations complémentaires figurent en annexe 1 (relation piézométrie-topographie ; carte et distribution de $\text{Log}[1/\text{Pente}/\text{Ep.aquifère}]$; figures 1.6 et 1.7). La méthode utilisée est la même que pour le bassin versant du Nançon et la carte de régionalisation est obtenue à la même échelle (cellules de 500x500m).

L'analyse variographique du log de la perméabilité (calculée) montre qu'elle est moyennement structurée dans l'espace (effet pépite proche de 50% de la variance totale, Figure 51). La portée

s'établit aux environs de 3 000 m montrant que les secteurs d'une perméabilité voisine couvrent des surfaces de l'ordre de quelques km². Les valeurs de perméabilité (Figure 51) couvrent 4 ordres de grandeur (10⁻⁷ à 10⁻⁴ m/s) pour une valeur moyenne à l'échelle du bassin versant de 2,8x10⁻⁶ m/s, soit des valeurs très proches du Nançon.

Cette carte a aussi été confrontée, pour une première validation, aux valeurs de perméabilité déduites des essais par pompage, aux estimations RMP et à celles déduites de l'analyse du débit des cours d'eau (voir localisation sur la Figure 12). Il en ressort :

- pour les perméabilités déduites d'essais par pompage -3 valeurs dans un secteur proche, une erreur absolue de 16,9%, soit une estimation de la carte de perméabilité sur ce secteur à ±0,84 en LogK. Cette erreur relativement forte peut être expliquée par l'absence de point de suivi piézométrique sur ce secteur ;
- pour les valeurs de RMP (7 valeurs exploitables sur le bassin), une erreur relative moyenne de 4,5%, soit une estimation de la carte à ±0,25 en LogK ;
- pour les estimations à partir du débit des cours d'eau (comparaison à la moyenne de la carte d'un sous bassin donné ; 8 valeurs), une erreur relative moyenne de 6,1%, soit une estimation de la carte à ±0,33 en LogK.

Comme pour le bassin du Nançon, ces comparaisons montrent des estimations acceptables suggérant que les cartes de perméabilité proposées pour les deux bassins sont réalistes et représentatives des propriétés des aquifères rencontrés. La carte déduite sera testée par approche numérique (cf. chapitre 7).

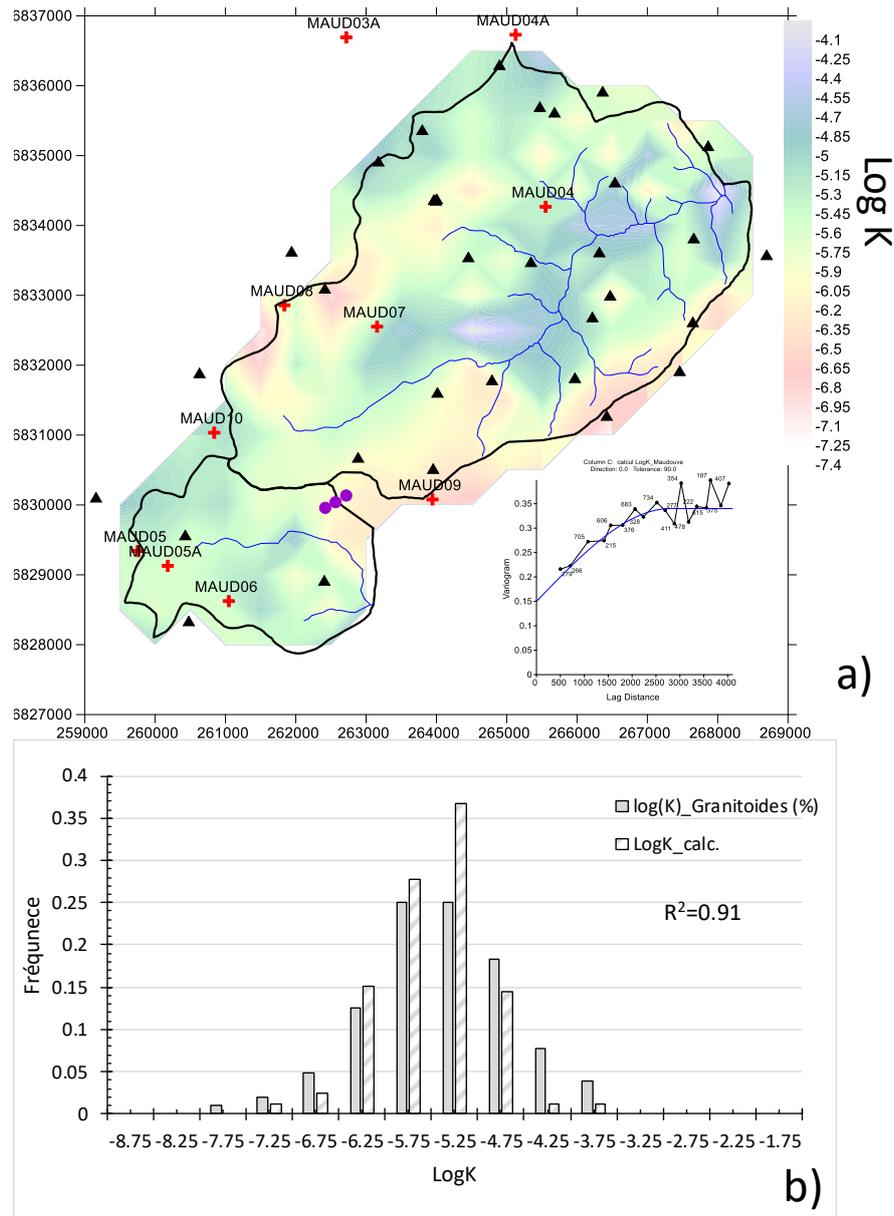


Figure 51 : bassin de la Maudouve-Noë Sèche, carte de perméabilité calculée à partir de la piézométrie d'août 2018 (cellules de 500x500 m).

a) carte. Triangles noirs : mesures piézométriques ponctuelles, croix : mesures RMP (projet SILURES), ronds violets : estimations de la perméabilité par essai de pompage ; l'insert présente le variogramme du Log de la perméabilité calculée (modèle : sphérique, variance : 0,19 portée : 2 800 m, pépité : 0,15) b) établissement de la meilleure relation statistique entre les deux distributions (LogK_granitoïdes : perméabilité en Log des granitoïdes de Bretagne, LogK_calc. : perméabilité en Log calculée à partir du ratio $[1/Pente/Ep.aquifère]$), $r^2=0,91$.

6.4. CONCLUSION

L'application de la méthode de régionalisation de la perméabilité à partir de cartes piézométriques détaillées des aquifères de socle des bassins versants du Nançon et de la Maudouve-Noë Sèche montre des résultats cohérents vis-à-vis des autres sources d'informations disponibles sur ce paramètre de l'aquifère : estimations locales issues des essais par pompage, estimations par méthode RMP et à partir du débit des cours d'eau. Les cartes de perméabilité produites montrent une variation de la perméabilité des aquifères sur 4 ordres de grandeur (10^{-7} à 10^{-4} m/s) pour une valeur moyenne estimée à environ 3×10^{-6} m/s pour les deux bassins versants. Bien que n'ayant pas vocation à être parfaitement exactes, ces cartes servent de prime abord à décrire l'hétérogénéité spatiale de ce paramètre et montrent que les secteurs d'une perméabilité voisine couvrent des surfaces de l'ordre de quelques km^2 . Ces cartes sont testées par modélisation hydrodynamique maillée en régime permanent (modèle MARTHE ©brgm), ce qui va permettre de rendre compte de la pertinence de ces cartes et de tester la sensibilité de l'approche menée.

7. Modélisation hydrodynamique en régime permanent : pertinence des champs de perméabilité issus de la régionalisation

Les cartes de perméabilité déduites de la méthode de régionalisation sur les bassins versants du Nançon et de la Maudouve-Noë Sèche montrent des résultats cohérents vis-à-vis des autres sources d'informations disponibles sur ce paramètre de l'aquifère. L'objectif de ce chapitre est de rendre compte de leur pertinence et de tester la sensibilité de la méthode de régionalisation au travers de modélisations numériques des bassins versants en régime permanent. Les modèles utilisent les informations topographiques, géologiques et piézométriques, ainsi que les mesures de débit spatiales des cours d'eau (chapitre 2).

Les modélisations ont été plus poussées sur le bassin du Nançon – car disposant d'une densité de données plus fournie, afin de rendre compte de plusieurs méthodes d'exploitation de la carte de régionalisation de la perméabilité produite. Sur le bassin de la Maudouve-Noë Sèche la modélisation a eu pour unique objectif de tester la sensibilité de la carte produite.

7.1.1. Construction du modèle hydrodynamique du Nançon

Le modèle hydrodynamique du bassin de Nançon a été construit en utilisant le logiciel Marthe du BRGM (Thiéry, 2015). Le modèle s'étend sur une superficie de 60,75 km² et couvre la totalité du bassin du Nançon. L'aquifère y est représenté par une seule couche regroupant les altérites et le socle fracturé pour rester conforme avec le champ de perméabilité obtenu par méthode de régionalisation qui intègre l'ensemble altérites - socle fracturé. Les argiles de Landéan situés au centre du bassin n'ont pas été prises en compte. Le domaine est discrétisé en maille de 500 mètres de côté.

La géométrie du modèle a été établie à partir du modèle numérique du terrain à la grille de 50 m et des cartes des épaisseurs des altérites et de l'horizon fracturé à l'échelle du bassin réalisées dans le cadre du projet SILURES (Figure 4). La carte de l'épaisseur de l'ensemble altérite-socle fracturé est présentée sur la Figure 52.

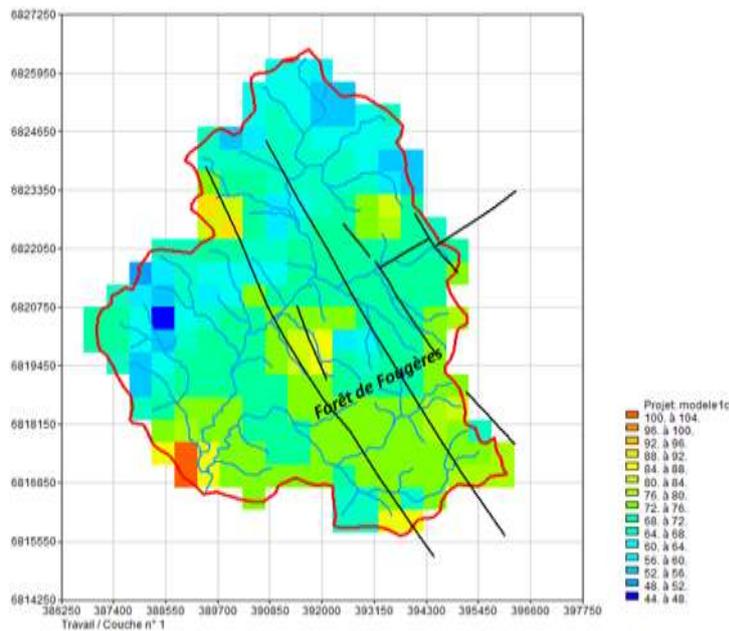


Figure 52 : carte des épaisseurs de l'ensemble altérites/socle fracturé et localisation des failles (en noir), de la limite du bassin versant (en rouge) et du tracé des cours d'eau (en bleu).

Les conditions aux limites appliquées au modèle sont du type flux nul, en accord avec la carte piézométrique établie en août 2017 (Figure 11). Autrement dit il n'y a pas échange de flux d'eau avec les bassins adjacents. Par contre, le débordement de la nappe est possible quand la surface piézométrique est intersectée par la cote topographique.

Le modèle ne prend pas en compte de manière explicite l'écoulement dans les rivières par contre, il permet de calculer le flux de débordement de la nappe qui rejoint les cours d'eau. Les failles ne sont pas prises en compte dans le modèle, c.à.d. elles ne sont ni des limites étanches ni des drains.

Une recharge homogène à l'échelle du bassin a été considérée soit un flux de recharge de 96 mm/an, cette valeur a été estimée à partir du débit d'étiage mesuré à l'exutoire du bassin en août 2017 rapporté à la surface du bassin et en considérant les prélèvements en nappe.

Les prélèvements d'eau à l'échelle du bassin de Nançon sont estimés à 166,3 m³/h dont 147,5 m³/h par les drains localisés dans la forêt de Fougères (Figure 4). Vu que ces drains captent des sources et des écoulements de sub-surface au sein des altérites, les volumes d'eau qui y sont prélevés ne sont pas pris en compte dans la modélisation en tant que flux prélevé à la nappe. Par contre, ils représentent un manque à gagner pour le débit des cours d'eau. Les autres prélèvements sont pris en compte et totalisent un prélèvement d'environ 18,6 m³/h.

Le calcul est réalisé en régime d'écoulement permanent et le modèle calcule en sortie le bilan d'eau à l'échelle du bassin versant, la carte piézométrique et le débit de débordement de la nappe.

7.1.2. Simulations réalisées

Pour le bassin du Nançon, trois simulations ont été réalisées :

- une simulation utilisant directement le champ de perméabilité obtenu par méthode de régionalisation (Figure 48) ;
- une simulation utilisant un champ de perméabilité uniforme (valeur moyenne) ;
- et une simulation utilisant deux zones de perméabilité homogène dont les valeurs sont obtenues par optimisation automatique.

7.1.3. Simulation basée sur le champ de perméabilité obtenu par la méthode de régionalisation

Pour cette simulation, notée par la suite simulation 1, le champ de perméabilité de l'aquifère introduit dans le modèle est celui obtenu par la méthode de régionalisation (Figure 53 ; identique à la Figure 48). Globalement, les valeurs de perméabilité sont élevées au niveau des vallées humides et faibles sur les plateaux. La perméabilité varie globalement entre $1,2 \times 10^{-6}$ m/s et $1,3 \times 10^{-5}$ m/s sur une grande partie du bassin (environ 82% de la surface totale).

Pour cette simulation, le bilan d'eau calculé par le modèle à l'échelle du bassin versant montre que le débit alimentant la nappe par la recharge est d'environ 672 m³/h dont 18,6 m³/h sont repris à la nappe par les prélèvements et 653,6 m³/h quittent la nappe par débordement pour rejoindre les cours d'eau.

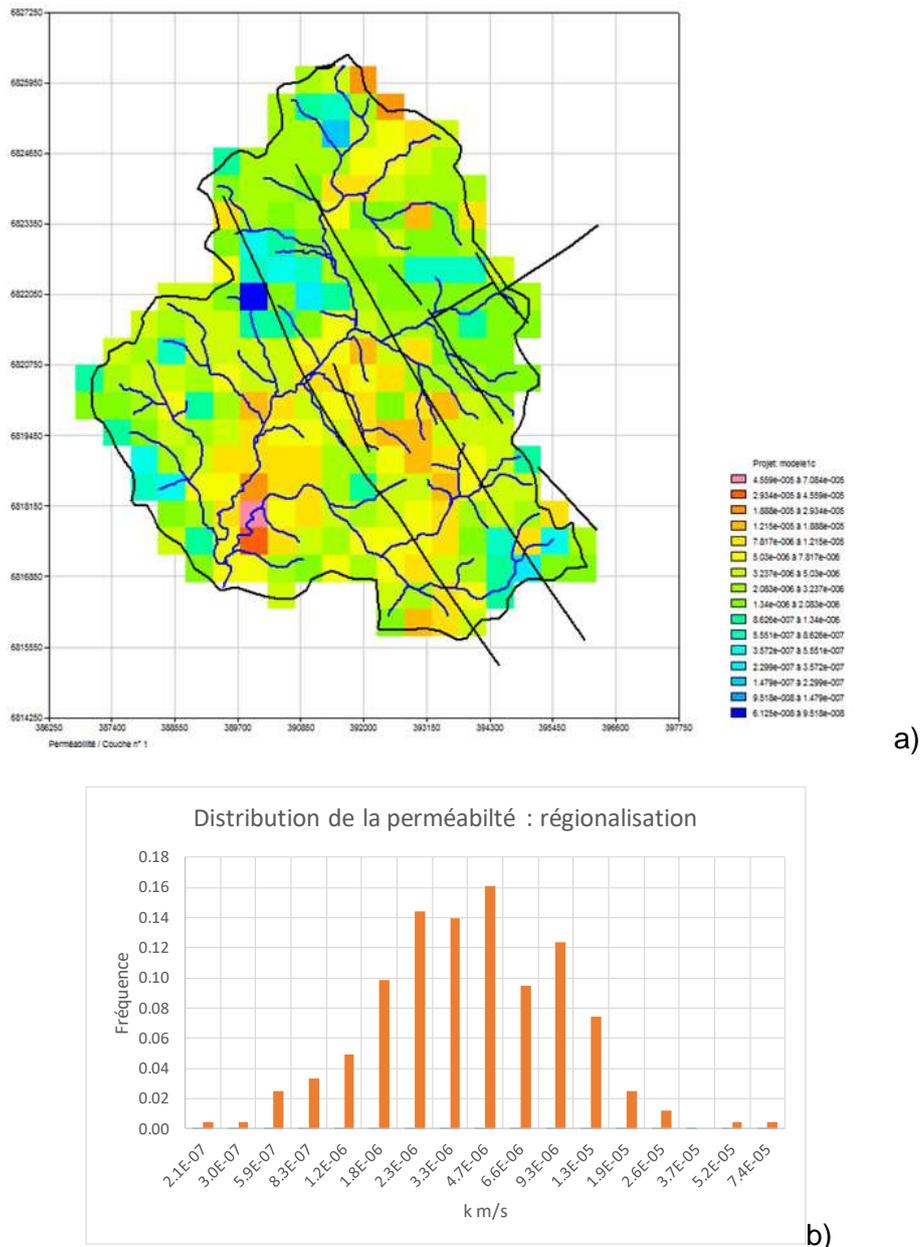


Figure 53 : champ de perméabilité obtenu par méthode de régionalisation, identique à la figure 48 (a) et distribution fréquentielle des valeurs de perméabilité (b).

7.1.4. Évaluation de la carte de perméabilité obtenue par méthode de régionalisation

Les critères d'évaluation considérés dans cette analyse sont :

- la restitution par le modèle des principales directions d'écoulement à l'échelle du bassin ;
- l'écart entre la piézométrie calculée et celle observée (c.à.d. celle utilisée pour obtenir le champ de perméabilité régionalisé) ;
- et l'écart entre le débit de débordement simulé et le débit des cours d'eau mesuré à l'échelle des sous-bassins jaugés.

La Figure 54 montre la surface piézométrique calculée par le modèle ainsi que les directions d'écoulement à l'échelle du bassin. Avec le champ de perméabilité brut, on arrive déjà à reproduire une piézométrie qui ressemble bien à la réalité en terme d'ordre de grandeur, sauf localement sur certains secteurs (celui de la Forêt de Fougères en particulier et l'exutoire du bassin) pour lesquels le modèle sous-estime le niveau piézométrique d'une dizaine de mètres. Les directions d'écoulements sont cohérentes avec celles de la carte piézométrique interpolée à partir de points d'observation, à l'exception de quelques secteurs comme celui de la forêt de Fougères où le modèle ne met pas en évidence un drainage de la nappe par les cours d'eau. Cependant, comme dans ce secteur (et celui l'exutoire) il n'existe pas de point d'observation de la piézométrie (Figure 11), la carte piézométrique sur ce secteur est peu fiable, comme la carte de perméabilité régionalisée.

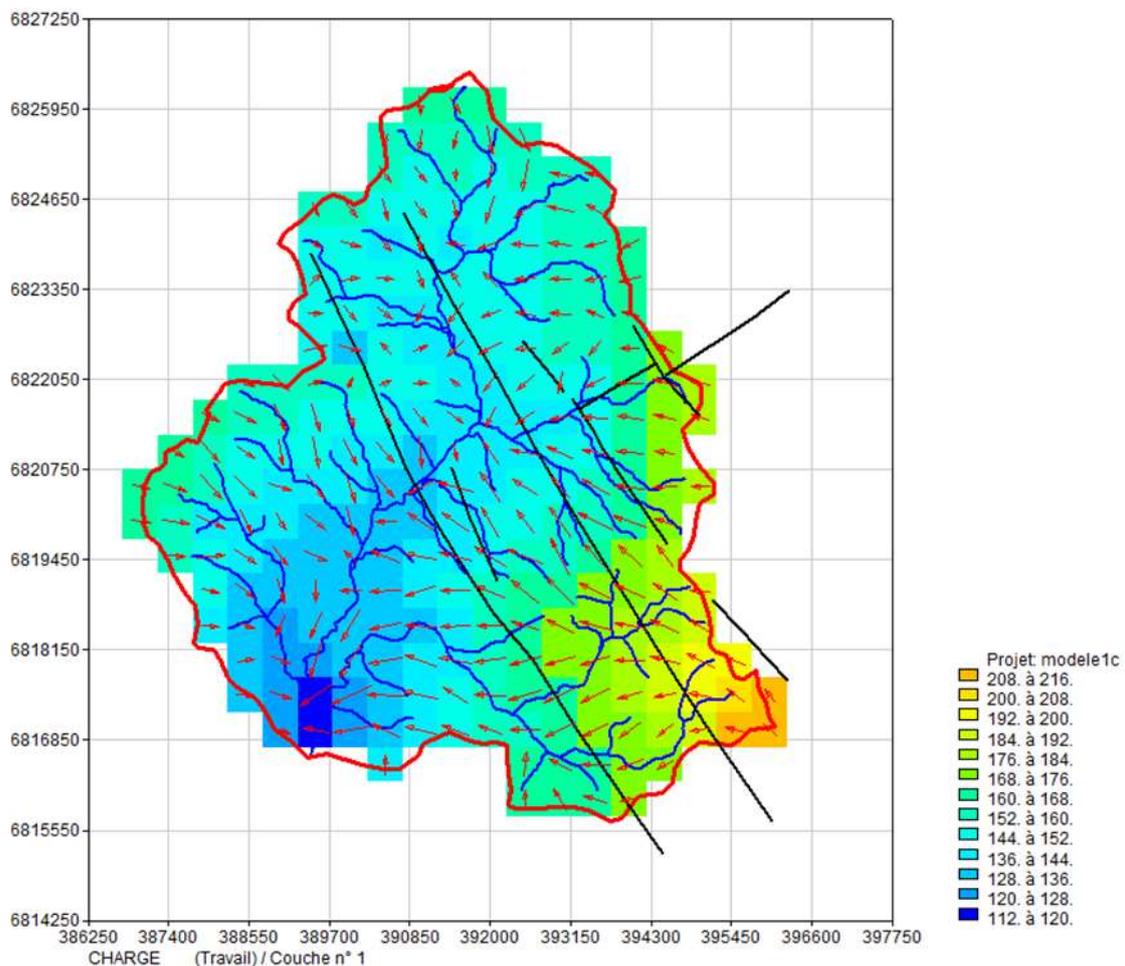
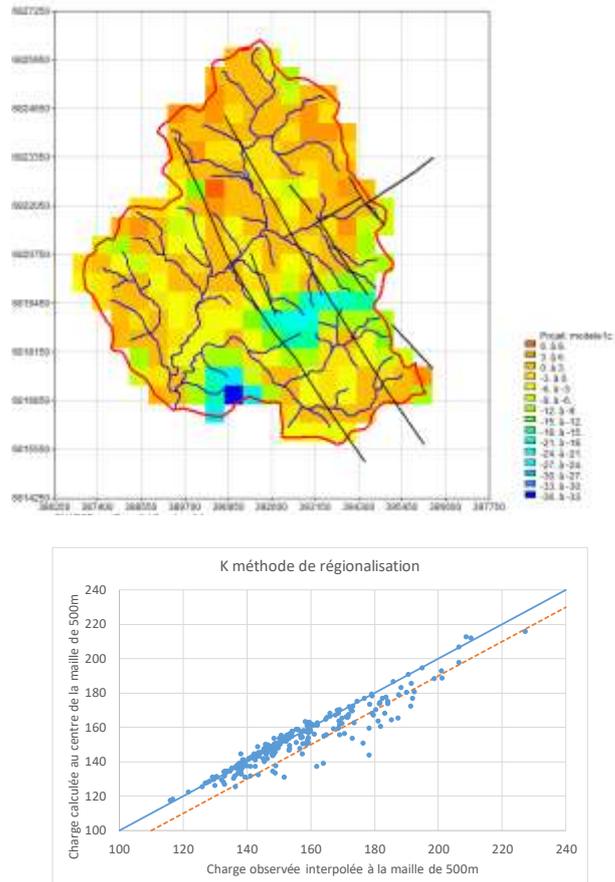


Figure 54 : piézométrie simulée par le modèle utilisant le champ de perméabilité obtenu par la méthode de régionalisation et direction d'écoulement (flèches rouges).

L'écart entre la charge simulée par le modèle et la charge interpolée à partir des mesures réalisées en août 2017 (Figure 55) montre que la piézométrie calculée à partir du champ de perméabilité régionalisé est largement sous-estimée au niveau de la forêt Fougères et au sud à l'exutoire du bassin (l'écart dépasse 20 m et atteint localement 30 m à l'exutoire du bassin). Ce résultat qui signifie que la méthode de régionalisation tend à surestimer la perméabilité dans ces zones à cause de l'absence de points d'observation de la piézométrie. Ailleurs, les écarts sont moins importants. Ils varient entre -14m et 6,5 m, avec un biais moyen de -2 m. Cette sous-estimation est confirmée dans le diagramme de dispersion présenté en Figure 55 et par les

critères statistiques présentés dans le tableau ci-dessous, avec une racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) sur la piézométrie de 7 m (Tableau 4) sur l'ensemble du bassin. Si on retire de l'analyse les mailles pour lesquelles l'écart entre la piézométrie observée et simulée dépasse 10 m, ce qui correspond aux secteurs de la forêt de Fougères et à l'exutoire (soit 32 mailles sur 243 mailles), le RMSE obtenu est 3,7 m ; ce qui est de prime abord un bon résultat.



	H moyenne (m)	Écart type(m)	Biais (m)	RMSE (m)	Écart type d'erreur
Carte piézo obs	156.2	18.8	-	-	-
Simulation 1 K régionalisée	153	17	-3.2	7.1*	6.4
Simulation 2 K uniforme	151.3	15	-4.8	8.5	7.06
Simulation 3, optimisation sur 2 zones de k	156.8	18.6	0.7	1.8	1.7

*Tableau 4 : critères statistiques sur la charge hydraulique pour les simulations utilisant la carte de perméabilité régionalisée, une perméabilité uniforme à l'échelle du bassin et 2 zones de perméabilité homogène. * RMSE= 3 m si on exclue les secteurs où il n'y a pas de mesures piézométriques.*

Mise à part, la zone amont de la forêt de Fougères où aucun débordement n'est calculé par le modèle à cause des niveaux de nappe simulés très bas, la carte du débit des débordements de la nappe (Figure 56) montre un comportement conforme au fonctionnement du système. En effet, le débordement se fait essentiellement le long des cours d'eau. Les débits de débordement au niveau des sous-bassins pour lesquels on dispose d'un jaugeage ponctuel réalisé lors de la campagne de mesures sont comparés à ceux calculés par le modèle (Tableau 5 et annexe 4 tableau 4.2). Globalement les débits de débordement calculés et observés sont comparables pour les bassins amonts situés au nord et à l'est et au sud-ouest (BV1, BV2, BV5 et BV8). Par contre, pour le BV4, l'écart de débit est important et de 130 m³/h. Il pourrait être expliqué par plusieurs éléments :

- 1) des prélèvements dans la nappe sous-estimés dans le modèle. En effet, au nord de Fougères, l'ensemble des prélèvements en nappe recensés en 2017 et pris en compte dans le modèle représente seulement 18,7 m³/h alors que sur la figure 4a, en rive droite du Nançon, on dénombre plusieurs prélèvements en nappe avec des volumes prélevés de l'ordre de 14 à 28 m³/h. Par ailleurs, les volumes d'eau prélevés dans le Nançon (s'ils existent à ce niveau) ne sont pas pris en compte dans le modèle car non connus ;
- 2) présence d'un plan d'eau non pris en compte dans le modèle (exemple de la tourbière des Landemarais qui s'étend sur 26 ha). De ce fait, les débordements de la nappe qui alimentent ces plans d'eau rejoignent la rivière ;
- 3) une surestimation de la recharge dans cette zone ;
- et 4) enfin il est probable que les failles, non prises en compte dans le modèle, jouent un rôle de drain dans cette zone permettant d'alimenter les drains captés plus bas (drains 4, 5 et 6 de la forêt de Fougères), avec un volume prélevé de 147,5 m³/h non pris en compte dans le modèle.

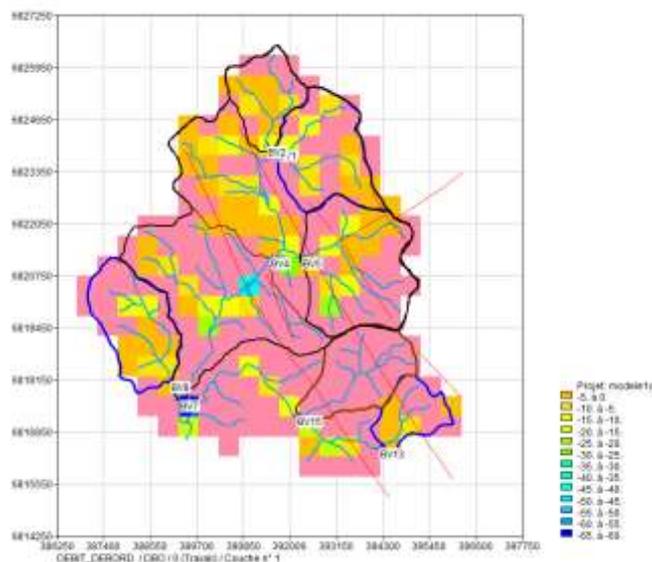


Figure 56 : localisation et valeurs du débit de débordement de la nappe (en m³/h) en régime permanent (août 2017) ; les contours des polygones correspondent à certains sous-bassins pour lesquels on dispose d'un débit de jaugeage ponctuel mesuré.

Sous bassin	Q_obs juil2017_m3/h	Q_debord_sim m3/h
BV1	51.5	60.6
BV2	27.7	41.5
BV4	169.2	296.6
BV5	82.1	86.1
BV7	307.1	419.0
BV8	61.92	54.83
BV13	15.5	10.9
BV15	35.6	0.0
BV18	406.1	476.5

Tableau 5 : comparaison des débits de débordement calculés (simulation 1) et observés à l'aval des sous-bassins pour lesquels un jaugeage ponctuel a été réalisé lors de la campagne de mesures de juillet 2017.

7.1.5. Simulation utilisant une perméabilité homogène à l'échelle du bassin

Afin d'évaluer la plus-value du champ de perméabilité proposée par régionalisation par rapport à l'utilisation d'une perméabilité uniforme à l'échelle du bassin (perméabilité moyenne du champ de perméabilité obtenu par régionalisation), une autre simulation (simulation 2) a été réalisée dans les mêmes conditions que la simulation précédente en considérant une valeur perméabilité de $4,93 \times 10^{-6}$ m/s.

Sur la Figure 57 sont reportés, d'une part l'écart entre la piézométrie calculée en utilisant une perméabilité homogène à l'échelle du bassin et la piézométrie observée et, d'autre part, le diagramme de dispersion correspondant. Elle montre qu'avec une perméabilité uniforme, l'écart

piézométrique est de +/- 3m sur les vallées, néanmoins, la piézométrie est largement sous-estimée sur les plateaux et certaines vallées sèches. Les tendances sont semblables à la simulation 1 cependant, d'après les critères statistiques établis pour les deux simulations (Tableau 4) les résultats obtenues en utilisant un champ de perméabilité spatialisé par méthode de régionalisation sont meilleurs en terme de biais, écart quadratique moyen (RMSE), etc.

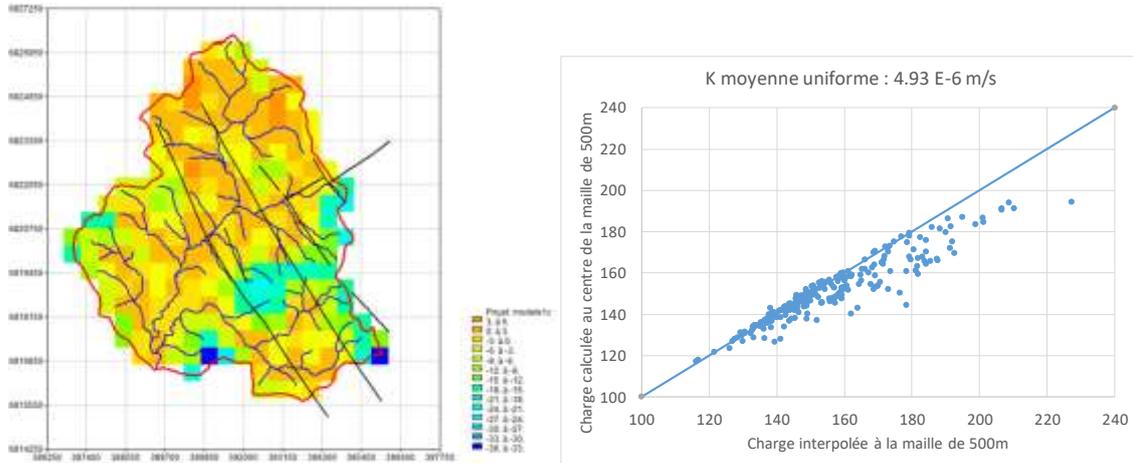


Figure 57 : écart entre la charge simulée par le modèle utilisant une valeur de perméabilité uniforme à l'échelle du bassin (simulation 2) et la charge observée interpolée à la maille du modèle (gauche) ; la figure de droite représente le diagramme de dispersion entre valeurs calculées et observées.

7.1.6. Optimisation des valeurs de perméabilité régionalisées en lien avec la lithologie de l'aquifère

Suite aux résultats des deux simulations précédentes, nous avons poussé l'analyse pour voir si des zones de perméabilité homogène se dégagent sur la base de la distribution spatiale de la perméabilité obtenue, de la géomorphologie du bassin (vallée et plateau) et de la géologie. Une fois les zones de perméabilité homogènes identifiées, une optimisation de la valeur de la perméabilité dans chaque zone a été réalisée à l'aide du logiciel Marthe. Les valeurs de perméabilité pour chacune des zones ont été déterminées par un schéma d'optimisation basé sur la méthode de Newton qui minimise une fonction objective composée d'une somme pondérée de l'écart entre la piézométrie simulée et celle observée. Les détails sont reportés dans Thiéry (1994). L'objectif est ici de voir s'il est possible de représenter ce système aquifère par des zones de perméabilité homogène sur la base d'une carte de perméabilité régionalisée, de la géomorphologie et de la géométrie du profil d'altération (socle fracturé à l'affleurement, ou couvert par les altérites).

Dans un premier temps, à l'aide du logiciel Marthe, un calage automatique du champ de perméabilité a été réalisé par modélisation inverse (Thiéry, 1993) en contraignant le système par les valeurs extrêmes de la perméabilité obtenue par régionalisation. La méthode se base sur les gradients de charge, le principe consiste à ajuster dans chaque maille du modèle la valeur de la transmissivité pour réduire l'erreur entre la charge calculée et la charge dans la maille interpolée à partir des mesures. Cette méthode n'est applicable qu'en régime permanent et permet de calculer un champ de perméabilité en supposant que la recharge est connue.

Comme données d'entrée, nous avons utilisé la carte de charge interpolée. En début de simulation, la perméabilité est supposée constante sur tout le domaine et correspond à la perméabilité moyenne testée en simulation 2 (4×10^{-6} m/s). L'intervalle de variation de la perméabilité est fixé sur la base des résultats de la perméabilité régionalisée : valeur minimale

(6×10^{-8} m/s), valeur maximale (7×10^{-5} m/s), et l'optimisation est faite en donnant un poids de 100% à la carte de la piézométrie observée interpolée à la maille de 500m. Le modèle utilisé est identique à celui des simulations précédentes (géométrie, conditions aux limites, prélèvements...), cependant, dans ce cas on cherche à calculer un champ de perméabilité par modélisation inverse.

Ce travail est nécessaire pour déterminer la distribution fréquentielle du champ de perméabilité qui permet d'avoir la meilleure restitution de la piézométrie observée et d'en déduire des zones ayant des perméabilités homogènes. On aurait pu utiliser directement la carte de perméabilité régionalisée pour définir ces zones de perméabilités homogènes sauf que cette dernière surestime la perméabilité dans les zones avec peu ou pas de données d'observation, ce qui impacte la distribution fréquentielle du champ de perméabilité.

La Figure 58 montre le champ de perméabilité obtenu par modélisation inverse et la distribution fréquentielle des valeurs de la perméabilité. La distribution du champ de perméabilité calculé est assez homogène avec plus de 95% des valeurs comprises entre 6×10^{-6} m/s et 6×10^{-7} m/s. La valeur minimale est de 2×10^{-7} m/s, maximale de $1,8 \times 10^{-5}$ m/s et moyenne de $1,36 \times 10^{-6}$ m/s, soit sensiblement plus faible que celle du champ régionalisé (3×10^{-6} m/s). Globalement 65% des valeurs sont dans l'intervalle [$1,2 \times 10^{-6}$ – $3,3 \times 10^{-6}$ m/s] et 30 % dans l'intervalle [8×10^{-7} - 3×10^{-7} m/s].

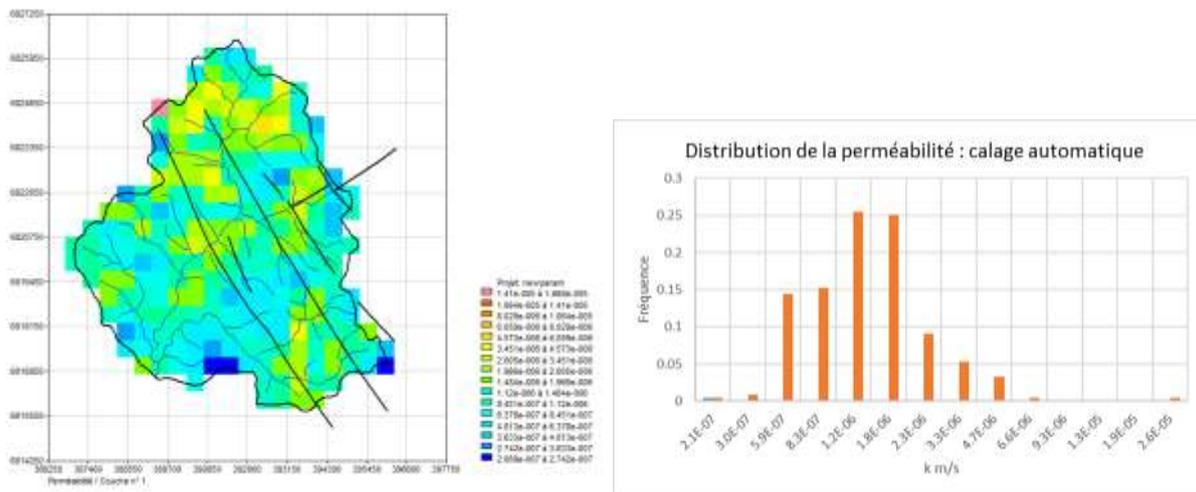


Figure 58 : champ de perméabilité obtenu par modélisation inverse (à gauche) et distribution fréquentielle de la perméabilité (à droite).

La Figure 59 compare le champ obtenu pour modélisation inverse avec celui proposé par la méthode de régionalisation (en Log de perméabilité). L'écart moyen absolu est de 2,5% avec sur 93% de la surface du bassin un écart inférieur ou égal à 5% ce qui correspond à $\text{Log}K \pm 0,29$. Ceci montre que la méthode de régionalisation a permis de proposer une distribution de champ de perméabilité relativement proche de celui obtenu par modélisation inverse, ce dernier étant certainement celui le plus proche de la réalité. Par ailleurs, on remarque que dès que la densité de points de mesures piézométriques diminue, les écarts augmentent (forêt de Fougère, aval du bassin) montrant que lorsque l'on dispose de suffisamment d'information sur la piézométrie la méthode de régionalisation propose des estimations relativement robustes (écart inférieur à 3,5% sur 75% du bassin soit $\text{Log}K \pm 0,20$).

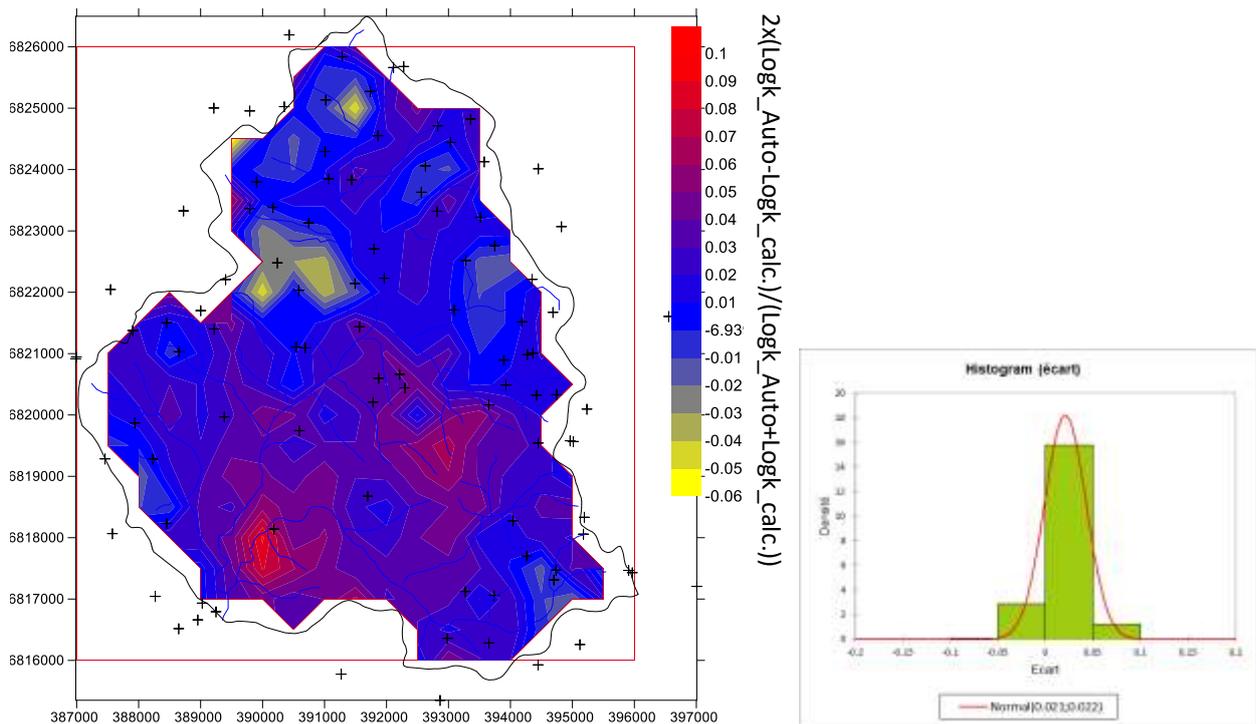


Figure 59 : comparaison entre le champ de perméabilité (en Log) issu de la méthode de régionalisation et celui obtenu par modélisation inverse. Gauche : carte de l'écart (rouge : surestimation par la méthode de régionalisation, jaune : sous-estimation), les croix représentent les points de mesures piézométriques. Droite : distribution statistique de l'écart (moy. : 0,025 ; 5% d'écart pour 93% de la surface).

Dans un deuxième temps, et sur la base de la distribution fréquentielle des perméabilités obtenues (Figure 58 à droite, deux zones de perméabilité homogène ont été identifiées). Ces deux zones sont représentées sur la Figure 60a à côté de la carte des épaisseurs d'altérites et la cote topographique. La zone 1 correspond globalement aux vallées où le socle fracturé affleure et la zone 2 concorde avec les têtes de sous-bassins et les plateaux ainsi que les zones ayant une épaisseur importante d'altérites sauf en forêt de Fougères. Notons, que ce découpage entre zones plus perméables au niveau des vallées et moins perméables au niveau des zones de plateaux était déjà visible sur la carte de perméabilité issue de la méthode de régionalisation (§ 7.1.3 ; Figure 53).

Une fois les deux zones de perméabilité définies, une optimisation sous contrainte de la perméabilité de chacune des 2 zones a été réalisée avec le logiciel Marthe. La contrainte pour la zone 1 est une perméabilité comprise entre une valeur minimale de 1×10^{-6} m/s et une valeur maximale de 2×10^{-5} m/s et pour la zone 2, la perméabilité est comprise entre une valeur minimale de 1×10^{-8} m/s et une valeur maximale de 9×10^{-7} m/s.

Après optimisation, les valeurs de perméabilité obtenues sont pour la zone 1 de $2,1 \times 10^{-6}$ m/s et pour la zone 2 de $3,3 \times 10^{-7}$ m/s. La perméabilité moyenne de l'aquifère est donc plus élevée là où la nappe est située au sein de la zone fracturée, et plus faible là où elle est située au sein des altérites.

Les résultats de la simulation 3 utilisant ce champ de perméabilité avec 2 zones montrent que les directions d'écoulement sont respectées. Le diagramme de dispersion (Figure 61) montre une bonne restitution de la piézométrie observée avec des critères statistiques très satisfaisants

(Tableau 4). Le biais est de 0,67 m et l'erreur quadratique moyenne sur la piézométrie (RSME) de 1,8 m.

Comme pour la simulation 1 les débits de débordement de la nappe à l'exutoire de certains sous-bassins sont comparés aux mesures ponctuelles (Tableau 6). Pour cette simulation 3, les débits de débordement calculés et observés sont comparables pour de nombreux sous-bassins (BV1, BV2, BV5, BV8, BV13 et BV15). Pour le BV4, un écart de débit important est toujours constaté (105 m³/h), les explications possibles sont celles reportées plus haut. Une comparaison des débits de débordement calculés (simulations 1 et 3) et observés de l'ensemble des sous-bassins jaugés lors de la campagne de mesures de juillet 2017 est reportée en annexe 4 tableau 4.2.

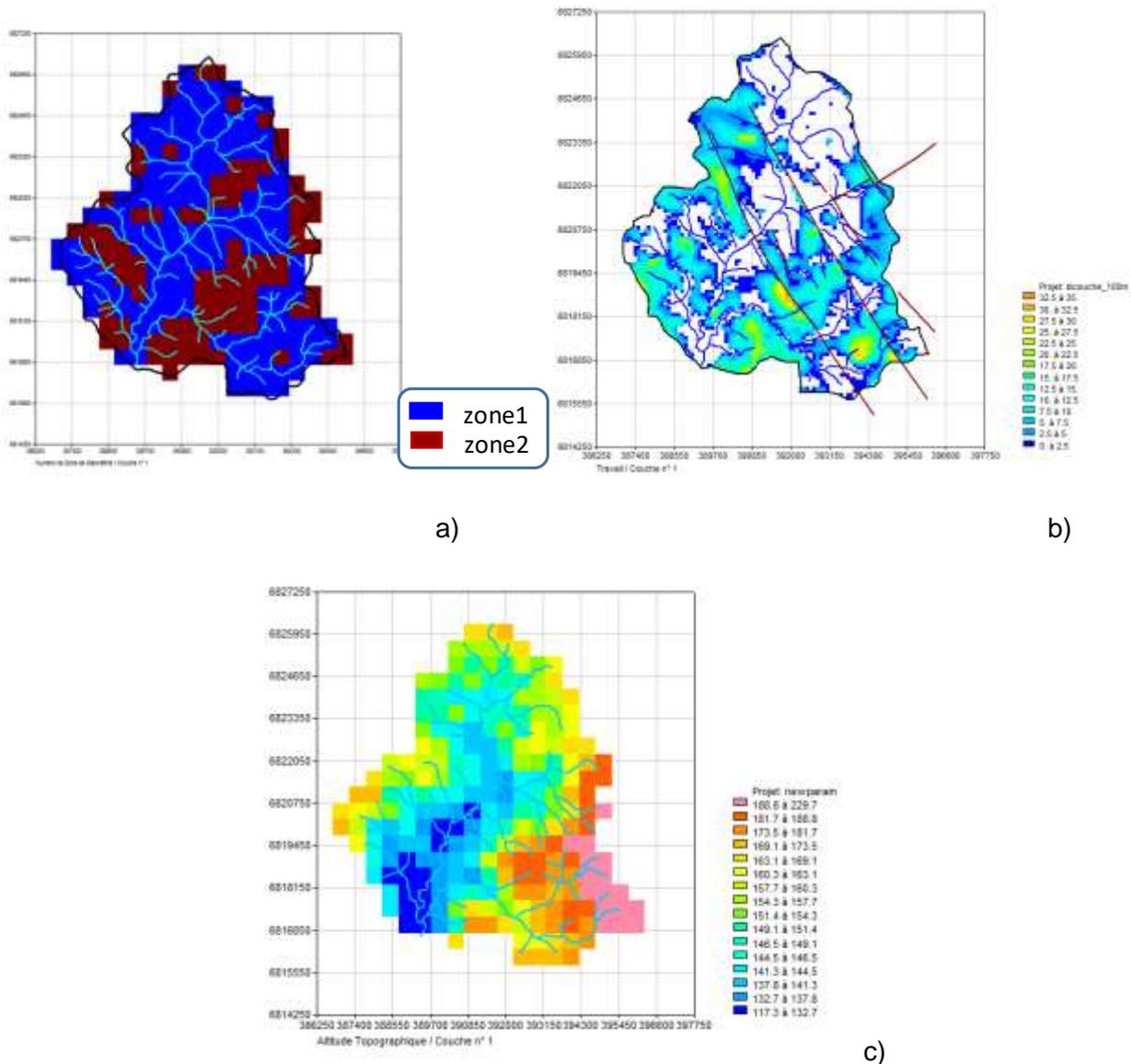


Figure 60 : (a) zones de perméabilité homogène définies pour l'optimisation, (b) carte de l'épaisseur des altérites, et (c) carte de la côte topographique. Maille : 500x500 m.

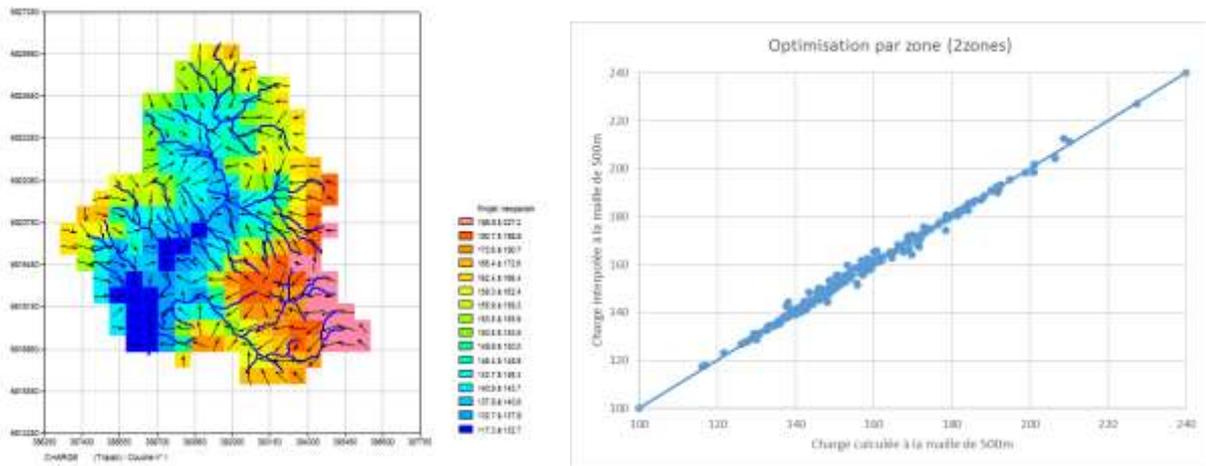


Figure 61 : (gauche) direction des écoulements de la nappe sur fond de charge calculée pour la simulation 3 et (droite) diagramme de dispersion entre valeurs calculées et observées

sous bassin	Q_obs juil2017_m3/h	Q_debord sim m3/h
BV1	51.48	54.3
BV2	27.72	40.8
BV4	169.2	276
BV5	82.08	80.45
BV7	307.08	384.76
BV8	61.92	58.91
BV13	15.48	20.9
BV15	35.64	47.12
BV18	406.08	449.7

Tableau 6 : comparaison des débits de débordement calculés (simulation 3) et observés à l'aval des sous-bassins pour lesquels un jaugeage ponctuel a été réalisé lors de la campagne de mesures de juillet 2017.

7.1.7. Modélisation MARTHE du bassin de la Maudouve – Noë Sèche

De façon similaire au bassin du Nançon une modélisation sur le bassin de la Maudouve- Noë Sèche a été conduite (voir en annexe 5). Le but de cette modélisation est de tester le champ de perméabilités produit par la méthode de régionalisation (§ 6.3 ; Figure 51).

Les résultats de la modélisation montrent que :

- les directions d'écoulement à l'échelle du bassin sont bien respectées et que la nappe est bien drainée par les cours d'eau ;
- le débordement de la nappe se fait essentiellement le long des cours d'eau et que globalement les débits de débordement calculés et observés sont comparables pour les sept sous-bassins où l'on dispose de mesures ;
- et que le biais moyen sur la piézométrie est de -2,9 m, soit un RMSE de 6,5 m, ce qui est compte tenu de la densité d'observation un bon résultat.

Les critères montrent que l'utilisation de la carte régionalisée de perméabilité donne en l'état des résultats satisfaisants compte tenu de la densité des données d'observation (piézométrie). Néanmoins, comme pour le bassin du Nançon, la méthode de régionalisation surestime localement les valeurs de la perméabilité. Ceci est vraisemblablement lié à la distribution des perméabilités utilisés (issue d'une base de données et non de mesures in situ sur le bassin ; cf. § 7.2).

7.2. CONCLUSION

Afin d'évaluer le champ de perméabilité obtenue par méthode de régionalisation, un modèle numérique du bassin versant du Nançon a été construit. Ce modèle hydrodynamique permet de calculer, en utilisant le champ de perméabilité régionalisé, la surface piézométrique de la nappe en régime d'écoulement permanent ainsi que les débits de débordement de la nappe. L'évaluation se base sur trois critères : 1) la capacité du modèle à restituer les directions d'écoulement mis en évidence par la carte piézométrique, 2) l'écart entre la piézométrie simulée par le modèle et celle observée (campagne de mesure d'août 2017) en se basant sur des critères statistiques calculés comme le biais et l'erreur quadratique moyenne et 3) la comparaison des débits de débordement de la nappe simulé à l'exutoire des sous-bassins pour lesquels des jaugeages ponctuels des rivières ont été réalisés. Il en ressort que :

1. avec le champ de perméabilité brut, les directions d'écoulement sont cohérentes avec celle de la carte piézométrique établie à partir d'observations sauf dans le secteur de la forêt de Fougères ;
2. la méthode de régionalisation a tendance à surestimer la perméabilité, en particulier sur les secteurs où il n'y a pas de mesure piézométrique. Rappelons que la méthode de régionalisation utilise la distribution des perméabilités issue d'une base données sur l'ensemble des granitoïdes de Bretagne (Figure 15) et non de valeurs de perméabilités acquises sur le bassin étudié. Il est donc possible que la moyenne de celle-ci soit plus importante que celle du bassin du Nançon. En conséquence, cette surestimation induit une piézométrie calculée à partir du champ de perméabilité régionalisé en moyenne sous-estimée avec une erreur quadratique moyenne (RMSE) sur la piézométrie de 7m sur l'ensemble du domaine. Néanmoins, la RMSE passe à 3,7 m lorsque les secteurs où aucune mesure piézométrique n'est disponible sont écartés, ce qui est un bon résultat.
3. Les débits de débordement de la nappe sont comparables aux jaugeages effectués dans de nombreux sous-bassins malgré les hypothèses considérées (failles, et drains superficiels (forêt de Fougères), recharge homogène sur le bassin, faibles prélèvements d'eau).

Par ailleurs, une simulation a été réalisée en utilisant en entrée du modèle une valeur de perméabilité moyenne de 4×10^{-6} m/s à l'échelle du bassin (valeur moyenne du champ de perméabilité obtenu par méthode de régionalisation) pour évaluer la valeur ajoutée du champ régionalisé. Les résultats montrent des tendances semblables à la simulation précédente en terme de sous-estimation de la piézométrie, néanmoins les critères statistiques sur la piézométrie obtenus en utilisant un champ de perméabilité spatialisé par méthode de régionalisation sont meilleurs en terme de biais et d'écart quadratique moyen.

Le champ de perméabilité régionalisé a servi à contraindre l'établissement d'un champ de perméabilité par méthode de modélisation inversion. Dans ce cas, les valeurs du champ de perméabilité régionalisé servent à contraindre à l'inversion (valeurs moyenne, minimale,

moyenne) et à la définition de deux zones, définies à partir de la distribution fréquentielle de la perméabilité et d'informations qualitatives comme le profil d'altération et la topographie. L'utilisation de ce champ à deux zones de perméabilité homogène obtenu par méthode d'inversion automatique a permis d'aboutir à des résultats très satisfaisants en terme de restitution de la piézométrie observée avec des critères statistiques meilleurs : un biais de 0,67m et une erreur quadratique moyenne de 1,8m sur la piézométrie. Cette simulation montre que la perméabilité moyenne de l'aquifère est plus élevée là où la nappe est située au sein de la zone fracturée, et plus faible là où elle est située au sein des altérites ; ce qui est finalement attendu.

Enfin, une modélisation (en régime permanent) sur le bassin de la Maudouve – Noë Sèche a été conduite afin de tester uniquement la sensibilité de la carte de régionalisation de la perméabilité déduite de la carte piézométrique. Les résultats sont aussi très convaincants, et montrent, notamment un biais entre la carte piézométrique calculée et observée (-2,9 m ; RMSE : 6,5 m) et une bonne restitution des débits des cours d'eau.

L'ensemble des résultats, sur les deux bassins versants, sont très encourageants et ouvrent des perspectives sur l'utilisation d'informations qualitatives pour mieux prendre en compte et contraindre la variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques de ces aquifères.

8. Conclusion générale

Le projet MORPHEUS, Méthodologie de Régionalisation des Propriétés Hydrogéologiques des aquifères de Socle, s'inscrit dans la poursuite des travaux initiés au BRGM sur les aquifères de socle. Ce programme R&D a permis de tester des méthodes de spatialisation des propriétés hydrodynamiques à une échelle beaucoup plus fine, interne aux aquifères, que celles proposées dans les précédents travaux (projets SILURES Bretagne ; Mougin et al., 2008, 2015). Ces techniques permettent de donner des informations plus précises sur la variation spatiale des propriétés hydrogéologiques telles que la perméabilité (ou transmissivité), la porosité, mais aussi la recharge au sein même des entités aquifères. Les méthodes et approches préalablement développées ont été testées, dans la mesure des données disponibles, sur des aquifères de socle Breton, le bassin versant du Nançon (57 km², granites ; département d'Ille-et-Vilaine) et dans une moindre mesure sur le bassin de la Maudouve-Noë Sèche (40 km², granites et migmatites ; département des Côtes d'Armor). Sur ce territoire, des bases de données librement accessibles (comme la Banque de données du Sous-Sol [BSS]) et des mesures de terrain d'acquisition facile (piézométrie, débit de cours d'eau) ont été mobilisées pour voir s'il était possible d'obtenir des champs de perméabilité et de porosité satisfaisants sur les bassins versants proposés.

8.1. POROSITE EFFICACE

La méthode proposée diffère de celles mises en œuvre dans le cas d'études précédentes en Inde. La méthode proposée ici repose sur l'analyse de la carte de fluctuation piézométrique à l'étiage, de la fluctuation spatiale du débit des cours d'eau et des prélèvements dans l'aquifère (pompages) à la même période. La méthode a été appliquée sur le bassin versant du Nançon, bassin disposant du jeu de données nécessaire pour conduire cette analyse. Les données de la carte de porosité, établie pour la zone où la nappe fluctue (carte de porosité 2D), ont été comparées aux estimations déduites par méthode RMP. La comparaison des données, en fonction de la position au sein du profil d'altération, montre des résultats très satisfaisants. Les données sont aussi concordantes avec les estimations faites sur des bassins versants en Inde dans des granites.

A partir de ces données, une spatialisation en 3D du champ de porosité a été conduite en procédant à une cartographie du champ porosité des différents niveaux du profil d'altération. En moyenne et à l'échelle du bassin versant, les altérites ont une porosité de 2% environ, les 5 premiers mètres de zone fracturée de 1,4%, et la zone fracturée sous-jacente (épaisseur moyenne de 32 m) de 0,3%. Ce champ 3D a permis de faire une estimation du stock d'eau présent dans l'aquifère. Il correspond à une lame d'eau d'environ 400 mm, dont 240 mm au sein de la zone fracturée. Cette estimation diffère de l'estimation précédente (environ 2 fois moins, Mougin et al., 2008), et est expliquée par l'absence de connaissance, à l'époque, du facteur de correction sur la teneur RMP et des méthodes de spatialisation.

8.2. RECHARGE

L'approche multi-méthodes mise en œuvre à l'aide de l'outil ESPERE (©brgm) a permis de faire une évaluation de la recharge annuelle sur le bassin versant du Nançon à partir des suivis du débit du cours d'eau et du niveau piézométrique d'un forage. Sur la période de 2005-2018, la valeur moyenne de la recharge sur le bassin, toutes méthodes confondues, est estimée à 200 mm/an \pm 35 mm. Ce résultat est cohérent des estimations qui ont été faites par modélisation pluie-niveau-débit (Gardénia ©brgm), avec une infiltration totale de 260 mm/an en moyenne. Par contre, cette modélisation a permis de préciser que le flux de recharge vers l'aquifère profond,

décrivant le fonctionnement de la zone fracturée, est de l'ordre de 100 mm/an en moyenne. Ceci suggère que l'approche multi-méthodes intègre dans son calcul l'ensemble des flux d'infiltration dans un bassin versant et donc en partie ceux responsables des écoulements de sub-surface qui ne sont pas nécessairement représentatifs de l'aquifère s.s.

A partir de la carte de porosité (celle où la nappe fluctue) et de la carte de fluctuation piézométrique en période de recharge (2017-2018 ; bassin du Nançon) l'ébauche d'une carte de recharge de l'aquifère à l'échelle du bassin versant a été réalisée (env. 50 mm/an en moyenne). Si cette carte permet de visualiser les secteurs plus propices à la recharge, elle n'est cependant que partielle car elle n'intègre pas la totalité des flux de recharge qui sont sortis de l'aquifère durant cette période (flux sortant par les cours d'eau et par les prélèvements en nappe). Il semblerait, même si ce n'est pas forcément vrai partout, que les secteurs où l'épaisseur d'altérites est importante favorisent la recharge. En effet, ces secteurs moins pentus offrent une capacité de rétention plus importante des pluies efficaces du fait de la porosité et de l'épaisseur des altérites, et favorisent l'infiltration comparé aux secteurs où le profil d'altération est décapé. En intégrant le débit des cours d'eau écoulé durant la période de recharge, on obtient une recharge annuelle aux environs de 120 mm/an pour l'année hydrologique 2017-2018. Une valeur proche du flux d'infiltration vers l'aquifère profond déduit de la modélisation Gardénia.

8.3. PERMEABILITE

Une approche théorique a été menée en modélisant des bassins versants synthétiques où divers champs de perméabilité ont été prescrits. Les champs de perméabilité déduits de l'analyse des cartes piézométriques générées par le modèle -analyse des gradients en conjonction de la distribution statistique des perméabilités, ont montré des résultats satisfaisants. Cependant, même si la technique ne permet pas de retrouver de manière exacte le champ de perméabilité, elle permet d'évaluer la structure du champ de perméabilités, de fournir une répartition spatiale de celui-ci et de donner les ordres de grandeur des perméabilités rencontrées. L'expérience menée montre l'intérêt de la méthode pour l'identification de la structure du champ de perméabilité à partir de simples mesures de la piézométrie, et justifie son application sur les bassins versants du Nançon et de la Maudouve-Noë sèche.

L'application de la méthode de régionalisation de la perméabilité à partir de cartes piézométriques détaillées des aquifères de socle des bassins versants du Nançon et de la Maudouve-Noë Sèche montre des résultats cohérents vis-à-vis des autres sources d'informations disponibles : essais par pompage, estimations par méthode RMP et à partir du débit des cours d'eau. Les cartes de perméabilité produites montrent une variation de la perméabilité des aquifères sur 4 ordres de grandeur (10^{-7} à 10^{-4} m/s) pour une valeur moyenne d'environ 3×10^{-6} m/s pour les deux bassins versants. Bien que n'ayant pas vocation à être parfaitement exactes, ces cartes servent de prime abord à décrire l'hétérogénéité spatiale de ce paramètre et montrent que les secteurs d'une perméabilité voisine couvrent des surfaces de l'ordre de quelques km^2 . Ces cartes ont été testées par modélisation hydrodynamique maillée en régime permanent (modèle MARTHE ©brgm), ce qui a permis de rendre compte de leur pertinence et de tester la sensibilité de l'approche menée.

Pour le bassin du Nançon, trois types de modélisations hydrodynamiques ont été menées, une simulation impliquant le champ de perméabilité brut, une utilisant un champ uniforme (valeur moyenne) et une utilisant deux zones de perméabilité homogène dont les valeurs sont obtenues par optimisation automatique. Pour ce dernier cas, les zones ont été déduites d'un champ perméabilité obtenu par modélisation inverse en contraignant le système par les valeurs extrêmes de la perméabilité obtenue par régionalisation (champ brut). Les modèles ont été évalués à partir de leur capacité à reproduire la surface piézométrique, les directions d'écoulement associées et

les débits des sous-bassins pour lesquels des jaugeages ponctuels des cours d'eau sont disponibles.

Ces modélisations montrent que le champ de perméabilité brut reproduit les directions d'écoulement (sauf dans le secteur de la forêt de Fougères à cause du manque de données). La méthode de régionalisation a tendance à surestimer la perméabilité, en particulier sur les secteurs où il n'y a pas de mesure piézométrique. Ceci s'explique aussi par l'utilisation d'une distribution de perméabilité issue d'une base de données sur l'ensemble des granitoïdes de Bretagne et non des valeurs de perméabilités acquises sur le bassin étudié. Il est donc possible que la moyenne de celle-ci soit plus importante que celle du bassin du Nançon. En conséquence, cette surestimation induit une piézométrie calculée à partir du champ de perméabilité régionalisé en moyenne sous-estimée avec une erreur quadratique moyenne (RMSE) sur la piézométrie de 7 m sur l'ensemble du domaine. Néanmoins, la RMSE passe à 3,7 m lorsque les secteurs où aucune mesure piézométrique n'est disponible sont écartés, ce qui est un bon résultat. Enfin, les débits de débordement de la nappe sont comparables aux jaugeages effectués dans de nombreux sous-bassins.

La simulation utilisant une valeur de perméabilité moyenne à l'échelle du bassin montre des tendances semblables à la simulation précédente (sous-estimation de la piézométrie), néanmoins les critères statistiques sur la piézométrie obtenue sont moins bons que dans le cas précédent.

La comparaison entre le champ obtenu pour modélisation inverse (un champ de perméabilité « théorique ») avec celui proposé par la méthode de régionalisation montre que la méthode de régionalisation propose une distribution du champ de perméabilité relativement proche de celui obtenu par modélisation inverse. L'écart moyen absolu entre les deux champs est de 2,5%, ce qui correspond à $\text{Log}K \pm 0,14$. Cette analyse souligne le fait que dès que l'on dispose de suffisamment d'information sur la piézométrie la méthode de régionalisation propose des estimations relativement robustes.

Enfin, le champ brut a servi à contraindre l'établissement d'un champ de perméabilité par méthode d'inversion. Dans ce cas, les valeurs du champ de perméabilité régionalisé servent à contraindre à l'inversion (valeurs moyenne, minimale, moyenne) et à la définition de deux zones. L'utilisation de ce champ à deux zones, dont les perméabilités sont obtenues par méthode d'inversion automatique, a permis d'aboutir à des résultats très satisfaisants en terme de restitution de la piézométrie observée (RMSE : 1,8m). Cette simulation montre que la perméabilité moyenne de l'aquifère est plus élevée là où la nappe est située au sein de la zone fracturée, et plus faible là où elle est située au sein des altérites ; ce qui est finalement attendu. Ce résultat est très encourageant et ouvre des perspectives sur l'utilisation d'informations qualitatives pour contraindre la régionalisation des paramètres hydrodynamiques.

Sur le bassin de la Maudouve-Noë Sèche, seule une modélisation avec le champ de perméabilité brut a été réalisée. Malgré, une densité de points piézométriques environ deux fois moindre, les résultats sont pertinents et montrent que l'on arrive déjà à reproduire assez bien la carte piézométrique observée (biais : -2,9 m ; RMSE : 6,5 m) et les mesures de débits le long des cours d'eau. L'exercice mené sur ce bassin versant montre qu'une seule campagne de mesures piézométrie – débits des cours d'eau a permis d'obtenir une évaluation relativement robuste du champ de perméabilité.

Pour conclure, la méthode de régionalisation permet de produire un champ de perméabilité qui, même si on peut douter de la réalité de la valeur estimée de la perméabilité en un point donné, montre une bonne cohérence des zones à fortes et faibles perméabilités. Ce qui est pris, ici, comme un avantage pour réaliser la modélisation numérique de la surface piézométrique où la création de zones à perméabilités différentes permet une modélisation relativement robuste.

L'autre avantage de la méthode de régionalisation de la perméabilité est que, contrairement à l'inversion du champ de perméabilité par modèle mathématique, il n'est pas nécessaire d'imposer de flux de recharge ou d'autres conditions aux limites, des conditions souvent difficiles à estimer, ni même de géométrie (dans ce cas régionalisation de la transmissivité), autant de conditions qui peuvent influencer le champ de perméabilité déduit de l'inversion. L'utilisation conjointe de la méthode de régionalisation et de l'inversion numérique permet donc de réduire les incertitudes. Cette remarque est d'ailleurs aussi valable pour l'évaluation du champ porosité.

8.4. PERSPECTIVES

Afin d'aller plus loin, Il serait intéressant dans le futur de tester ces approches sur d'autres bassins versants et notamment des bassins versants de taille plus imposante, de l'ordre de 1 000 km² ou plus. Les investigations menées sur le bassin de la Maudouve-Noë sèche (40 km²) ont permis de montrer qu'en 2 à 3 semaines de terrain, il était possible de réaliser de nombreuses mesures piézométriques et de débits de cours d'eau, suffisantes pour réaliser un premier jet de carte de perméabilité. Tout porte donc à croire que la réalisation de ce type de mesures sur des secteurs beaucoup plus vastes (1 000 km²) semble faisable dans un délai raisonnable. Les autres méthodes de mesures (par ex. RMP, tests hydrauliques) ou techniques d'analyses (par ex. estimations de perméabilité à partir de débit de cours d'eau) pourront servir à compléter l'information et, le cas échéant, à la valider.

Une étape supplémentaire pour la modélisation sera de faire des réalisations en transitoire, intégrant de ce fait le champ de porosité. Ces modélisations permettront d'une part de juger de la pertinence du champ de porosité issu de la méthode proposée, et in fine de s'attaquer à la problématique du transport.

Les exemples montrés ici sont donnés pour des milieux de socle, donc plutôt peu perméables et peu poreux, où l'on s'attend, dû à la forte hétérogénéité du système, à avoir de fortes variations locales du gradient hydraulique à cause des fortes variations de transmissivité. Mais qu'en est-il des aquifères beaucoup plus perméables, plus poreux, les variations du gradient hydraulique sont-elles suffisamment importantes pour déceler des changements de transmissivité ? Si d'un point de vue théorique rien n'empêche l'utilisation de ces méthodes pour des milieux plus perméables et plus poreux, comme des alluvions, celles-ci doivent y être testées.

Une autre question importante est de définir la densité de mesures requises en termes, par exemple, d'information sur la piézométrie et de nombre de tests hydrauliques pour utiliser ces méthodes de façon raisonnable. Sur le bassin du Nançon, 84 mesures piézométriques ont servi à l'établissement des différents champs de paramètres hydrogéologiques, soit une densité d'environ 1,75 points par km². Les résultats sont cohérents suggérant que la densité de mesures est suffisante pour ce cas (bassin versant granitique relativement homogène). Pour la Maudouve-Noë Sèche, la densité est beaucoup plus faible, environ deux fois moindre (0,8 points par km² ; 33 mesures pour 40 km²), les résultats sont naturellement moins précis mais permettent déjà d'avoir une idée de la répartition des perméabilités pour ce bassin (granitique). La définition de la densité de mesures suffisante est un point essentiel sur lequel nous devons travailler. Elle devrait dépendre de l'hétérogénéité de l'aquifère, des aquifères très hétérogènes devant nécessiter, a priori, d'un réseau d'observation plus dense. Les outils géostatistiques sont attendus pour répondre à cette question.

9. Bibliographie

Aboufirassi M. and Marino M.A., 1984. Cokriging of aquifer transmissivity from field measurements of transmissivity and specific capacity. *Math. Geol.*, 16 (1), 19–35.

Ahmed S. and de Marsily G., 1987. Comparison of geostatistical methods for estimating transmissivity using data on transmissivity and specific capacity. *Water Resour. Res.* 23 (9), 1717–1737.

ANAFORÉ, projet BRGM, ARS-DREAL, AELB, Région Bretagne en cours de réalisation, ANALYSE multicritère des données des FORAGES les plus productifs de Bretagne pour réserver certaines nappes à l'alimentation en eau potable.

Arnaud L., 2017. Estimation prélèvements / ressource dans le cadre de la DCE : compléments méthodologiques pour les eaux souterraines. Rapport final. BRGM/RP-67212-FR, 31 p., 22 ill.

Ayraud V., Aquilina L., Labasque T., Pauwels H., Molenat J., Pierson-Wickmann A.C., Durand V., Bour O., Tarits, C., Le Corre P., Fourre E., Merot P.J. and Davy P., 2008. Compartmentalization of physical and chemical properties in hard-rock aquifers deduced from chemical and groundwater age analyses. *Appl. Geochem.*, 2008, 23 (9), 2686-2707.

Boisson, A., N. Guiheneuf, J. Perrin, O. Bour, B. Dewandel, A. Dausse, M. Viossanges, S. Ahmed and J.C. Marechal, 2015. Determining the vertical evolution of hydrodynamic parameters in weathered and fractured South Indian crystalline-rock aquifers: insights from a study on an instrumented site, *Hydrogeology Journal*, DOI 10.1007/s10040-014-1226-x.

Boussinesq J. 1904. Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources. *Journal de Mathématiques Pures et Appliquées* 10: 5–78, 363–394.

Caballero, Y., Lanini, S., Seguin, J.-J., Charlier, J.-B., Ollivier, C. (2015) – Caractérisation de la recharge des aquifères et évolution future en contexte de changement climatique. Application au bassin Rhône Méditerranée Corse. Rapport de fin de 1ère année. BRGM/RP-64779-FR, 159 p., 102 ill., 3 CD.

Caballero, Y., Lanini, S., L. Zerouali, V. Bailly-Comte, (2016) – Caractérisation de la recharge des aquifères et évolution future en contexte de changement climatique. Application au bassin Rhône Méditerranée Corse. Rapport final. BRGM/RP-65807-FR, 188 p., 159 ill., 3 CD.

Carrera J., Alcolea A., Medina A., Hidalgo J. and Slooten L.J., 2005. Inverse problem in hydrogeology. *Hydrogeol Journal*, 13, 206–222.

CASPAR, 2013. Projet BRGM-OSUR, AELB... Caractérisation des Aquifères Semi-Profonds Armoricaux, cf. <http://sigesbre.brgm.fr/CASPAR.html>.

Chandra S., Ahmed S., Ram A. and Dewandel B., 2008. Estimation of hard rock aquifers hydraulic conductivity from geoelectrical measurements: A theoretical development with field application. *J. of Hydrology*, 357, 218– 227.

Chilton P.J., and Foster S.S.D., 1995. Hydrogeological characterization and water-supply potential of basement aquifers in tropical Africa. *Hydrogeology J.*, 3 (1), 36-49.

Courtois N., Lachassagne P., Wyns R., Blanchin R., Bougairé, F.D., Somé S. and Tapsoba A., 2010. Large-scale mapping of hard-rock aquifer properties applied to Burkina Faso, *Ground Water*, 48 (2), 269-283.

Darko, Ph.K. and Krásný J., 2007. Regional transmissivity distribution and groundwater potential in hard rock of Ghana. In: Krásný J. & Sharp J.M. (eds.): *Groundwater in fractured rocks*, IAH Selected Papers, 9, 1-30. Taylor and Francis.

de Marsily G, Lavedan G., Boucher M. and Fasanino G., 1984. Interpretation of interference tests in a well field using geostatistical techniques to fit the permeability distribution in a reservoir model. In: Verly et al. (ed) *Proc. Geostatistics for Natural Resources Characterization. Part 2*. D. Reidel Pub. Co.: pp 831–849.

de Marsily G., Delay F., Gonçalves J., Renard Ph., Teles V. and Violette S., 2005. Dealing with spatial heterogeneity. *Hydrogeology Journal*, 13, 161-183.

Dewandel B., Jeanpert J., Ladouche B., Join J.-L., Maréchal J.-C., 2017a. Inferring the heterogeneity, transmissivity and hydraulic conductivity of crystalline aquifers from a detailed water-table map. *J. Hydrol.*, 550, 118–129. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.03.075>.

Dewandel B., Caballero Y., Perrin J., Boisson A., Dazin F., Ferrant S., Chandra S., Maréchal J.-C., 2017b. A methodology for regionalizing 3-D effective porosity at watershed scale in crystalline aquifers. *Hydrological Processes*; 1–19. doi:10.1002/hyp.11187.

Dewandel, B., Maréchal, J.C., Bour, O., Ladouche, B., Ahmed, S., Chandra, S., Pauwels, H., 2012. Upscaling and regionalizing hydraulic conductivity and effective porosity at watershed scale in deeply weathered crystalline aquifers. *Journal of Hydrology*, 416–417, 83–97. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.11.038.

Dewandel B., Lachassagne P., Zaidi F.K. and Chandra S., 2011. A conceptual hydrodynamic model of a geological discontinuity in hard rock aquifers: example of a quartz reef in granitic terrain in South India. *J of Hydrology*, 405, 474–487.

Dewandel B., Perrin J., Ahmed S., Aulong S., Hrkal Z., Lachassagne P., Samad M. and Massuel S.. 2010. Development of a tool for managing groundwater resources in semi-arid hard rock regions. Application to a rural watershed in south India. *Hydrological Processes*, 24, 2784-2797.

Dewandel B., Lachassagne P., Wyns R., Maréchal J.C. and Krishnamurthy N.S., 2006. A generalized hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *J. of Hydrology*, 330, 260-284, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.03.026.

Dewandel B., Lachassagne P. and Qattan A., 2004. Spatial measurements of stream baseflow, a relevant methodology for aquifer characterisation and permeability evaluation. Application to a Hard-rock aquifer, the Oman ophiolite. *Hydrological Processes*, 18, 3391-3400.

Dhakate R., Singh V.S., Negi B.C., Chandra S. and Ananda Rao V., 2008. Geomorphological and geophysical approach for locating favourable groundwater zones in granitic terrain, Andhra Pradesh, India. *J. of Env. Management*, 88, 1373-1383.

Frohlich R.K., Fisher J.J. and Summerly E., 1996. Electrical hydraulic conductivity correlation in fractured crystalline bedrock: central landfill, Rhode Island, USA. *J. Appl. Geophys.*, 35, 249–259.

- Genevier, M., Dewandel, B., Frissant, N., Bodéré, G., 2013. Ressource en eau souterraine dans les formations métamorphiques de Corse. Phase 2 : évaluation et cartographie de la ressource en eau souterraine. BRGM/RP-63031-FR, 105 p.
- Guihéneuf, N., Boisson, A., Bour O., Dewandel, B., Perrin, J., Dausse, A., Viossanges, M., Chandra, S., Ahmed, S., Maréchal, J.C., 2014. Groundwater flows in weathered crystalline rocks: impact of piezometric variations and depth-dependent fracture connectivity. *J Hydrol* 511:320–334.
- Gustard A. (1983). Regional variability of soil characteristics for flood and low flow estimation. *Agricultural Water Management*, 2-3, pp 255-268.
- Gustard A., Bullock A., Dixon J.M. (1992). Low flow estimation in the United Kingdom. Wallingford Institute of Hydrology (IH Report No. 108).
- Haitjema H.M., Mitchell-Bruker S., 2005. Are water tables a subdued replica of the topography? *Ground Water*, 43, 781–786. doi: 10.1111/j.1745-6584.2005.00090.x
- Houston J.F.T. and Lewis R.T.. 1988. The Victoria Province drought relief project, II. Borehole yield relationships. *Ground Water*, 26(4), 418-426.
- Howard, K.W.F., Hughes M., Charlesworth D.L. and Ngobi G.. 1992. Hydrogeologic evaluation of fracture permeability in crystalline basement aquifers of Uganda. *Applied Hydrogeology*, 1, 55-65.
- Hsieh P.A. 1998. Scale effects in fluid flow through fractured geological media, in *Scale Dependence and Scale Invariance in Hydrology*, ed. G. Sposito, 335–353, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.
- INRA, DoneSol version 3.4.3, US 1106 InfoSol, Orléans, Version du 1er mai 2014. <https://dw3.gissol.fr/>
- Jones P.H. and Buford T.B., 1951. Electrical logging applied to groundwater exploration. *Geophysics* 16, 115–139.
- Kelley W.E., 1977. Geoelectrical sounding for estimating hydraulic conductivity. *Ground Water* 15, 420–425.
- Kolterman C.E. and Gorelick S.M., 1996. Heterogeneity in sedimentary deposits: a review of structure-imitating, process-imitating, and descriptive approaches. *Water Resour. Res.* 32, 2617–2658.
- Kool J.B., Parker J.C. and van Genuchten M.T, 1987. Parameter estimation for unsaturated flow and transport models. A Review. *J. of Hydrol.* 91, 255–293.
- Krásný, J., 1993. Classification of transmissivity magnitude and variation. *Ground Water*, 31(2), 230-236.
- Krásný, J., 2000. Geologic factors influencing spatial distribution of hard rock transmissivity. Sililo O et al (eds): *Groundwater : Past Achievements and Future Challenges*. Proc. 30 IAH Congress, 2000, 187-191, Cape Town, Balkema, Rotterdam.

- Krásný J. and Sharp J.M., 2007. Hydrogeology of fractured rocks from particular fractures to regional approaches: state-of-the-art and future challenge. In: Krásný J. & Sharp J.M. (eds.): Groundwater in fractured rocks, IAH Selected Papers, 9, 1-30. Taylor and Francis.
- Kuusela-Lahtinen A., Niemi A. and Luukkonen A. 2003. Flow dimension as an indicator of hydraulic behaviour in site characterization of fractured rock. *Ground Water*, 41 (3), 33-341.
- Lachassagne P., Wyns R., Bérard P., Bruel T., Chéry L., Coutand T., Desprats J.F., and Le Strat P., 2001. Exploitation of high-yield in hard-rock aquifers: Downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones. *Ground Water*, 39 (4), 568-581.
- Lachassagne, P. Wyns, R., Dewandel, B., 2011. The fracture permeability of hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova*, Vol 23, No. 3, 145–161. doi: 10.1111/j.1365-3121.2011.00998.x
- Lachassagne, P. Wyns, R., Dewandel, B., 2015. The conceptual model of hard rock aquifers and its practical applications. Extended abstract at « Vingtèmes journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie de l'Association Internationale des Hydrogéologues » : Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles La Roche-sur-Yon, France, juin 2015.
- Lanini, S., Caballero, Y., Seguin, J.-J., Maréchal, J.C., (2016), ESPERE, a multiple-method Microsoft Excel application for estimating aquifer recharge. *Groundwater*, 54, n°2, pp.155-156.
- Le Borgne T., Bour O., de Dreuzy J.R., Davy P. and Touchard F., 2004. Equivalent mean flow models for fractured aquifers: insights from a pumping tests scaling interpretation. *Water Resour. Res.*, 40, W03512, 1-12.
- Le Borgne T., Bour O., Paillet F.L and Caudal J.P., 2006. Assessment of preferential flow path connectivity and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in fractured aquifer. *J. of Hydrology*, 328, 347-359.
- Le Cointe, P., L. Arnaud, S. Beranger, Y. Caballero, S. Lanini (2019) – Réponse des Eaux souterraines au CHangement climatique dans le bassin AdouR-GaronNE (RECHARGE). Rapport final. BRGM/RP-67149-FR, 142 p., 52 ill., 12 tab., 7 ann.
- Leveinen J., Rönkä E., Tikkanen J. and Karro E. (1998) – Fractional flow dimensions and hydraulic properties of a fracture-zone aquifer, Leppävirta, Finland. *Hydrogeology J.*, 6, 327-340.
- Li W., Englert A., Cirpka O.A., Vanderborght J., Vereecken H. (2007) – Two-dimensional characterization of hydraulic heterogeneity by multiple pumping tests. *Water Resour. Res.*, 43 W04433, 1-13.
- Lyne V. & Hollick M. (1979), Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling, in: Institute of Engineers Australia National Conference, p. 89-93.
- Madrucci V., Taioli F., de Araujo C.C., 2008. Groundwater favourability map using GIS multicriteria data analysis on crystalline terrain, Sao Paulo State, Brazil. *J. Hydrol.*, 357, 153-173.
- Maréchal J.C., Dewandel B., and Subrahmanyam K., 2004. Contribution of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fissured layer of a hard rock aquifers. *Water Resour. Res.*, 40, W11508.

Maréchal J.C., Dewandel B., Ahmed S. and Galeazzi L., 2006. Combining the groundwater budget and water table fluctuation methods to estimate specific yield and natural recharge. *J. of Hydrology*, 329, 1-2, 281-293, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.02.022.

Maréchal J.C., Dewandel B., Ahmed S. and Lachassagne P., 2007. Hard-rock aquifers characterization prior to modelling at catchment scale: an application to India. In: Krásný J. & Sharp J.M. (eds.): *Groundwater in fractured rocks*, IAH Selected Papers, 9, 1-30. Taylor and Francis.

Mougin B., Thomas E., Jégou J-P. (2002) - SILURES Bassins versants - Dourduff (29), Maudouve et Noë Sèche (22), Oust (56), Yvel (56) - Etat d'avancement de l'année 1 – Rapport BRGM/RP-51891-FR.

Mougin, B., Thomas E., Mathieu, F., Blanchin R. Wyns, R., Jégou J-P., 2005. SILURES bassins versants, Dourduff (29), Maudouve et Noë Sèche (22), Oust (56), Yvel (56), Rapport Final année 2, BRGM/RP-53742-FR.

Mougin B. et Thomas E. (2006) - SILURES Bassin versant Ille-et-Vilaine - Bassin du Nançon - Rapport d'avancement de l'année 1 - BRGM/RP-55113-FR.

Mougin, B., D. Allier, R. Blanchin, A. Carn, N. Courtois, C. Gateau, E. Putot, collaboration J-P. Jégou, P. Lachassagne, P. Stollsteiner et R. Wyns (2008) - SILURES Bretagne - Rapport final - Année 5 - BRGM/RP-56457-FR.

Mougin, B., Baltassat, J-M., Blanchin, R., Putot, E., Schroëtter, J-M., Wyns, R., 2008. SILURES bassin versant Ille-et-Vilaine, bassin du Nançon, Rapport Final année 2, BRGM/RP-56318-FR.

Mougin, B., F. Lucassou, O. Morel, J-M. Schroëtter, B. Marmu, L. Guillemain, avec la collaboration de H. Pesqueux, A. Cuillerier et G-V. Tagne Kamgue (2013) – SIGES Bretagne : constitution d'un Système d'Information pour la Gestion des Eaux Souterraines en région Bretagne. Rapport final BRGM/RP-61885-FR.

Mougin, B., A. Dheilly, E. Thomas, R. Blanchin, N. Courtois, P. Lachassagne, R. Wyns, D. Allier et E. Putot (2015) – Cartographie régionale au 1/250 000 de l'épaisseur des altérites et de l'horizon fissuré utile (projet SILURES Bretagne). 20èmes journées techniques du CFH de l'AIH, « Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles », La Roche-sur-Yon, 11-13 juin 2015. Oral p.66 des actes du Colloque. HAL Id : hal-01180206. DOI: 10.13140/RG.2.1.1405.5525.

Mougin, B., E. Thomas, F. Mathieu, J-M. Baltassat, J-M. Schroetter, R. Blanchin, R. Wyns, B. Bourguine, E. Putot et F. Lucassou (2015) – Calcul des volumes d'eau souterraine sur 12 bassins versants bretons en zone de socle et apports sur les temps moyens de résidence des eaux souterraines. 20èmes journées techniques du CFH de l'AIH, « Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles », La Roche-sur-Yon, 11-13 juin 2015. Poster P3-8 p.104 des actes du Colloque. HAL Id : hal-01180210. DOI: 10.13140/RG.2.1.3175.0245

Mougin, B., F. Lucassou, F. Husson, J-M. Schroëtter, O. Morel, L. Guillemain, avec la collaboration de A. Winckel, F. Koch, M. Crenner, E. Naud, C. Reuzé, M. Priou (2016) - SIGES Bretagne phase 2 (Système d'Information pour la Gestion des Eaux Souterraines) - Amélioration du contenu existant et élaboration de contenus complémentaires. Rapport final BRGM/RP-65483-FR.

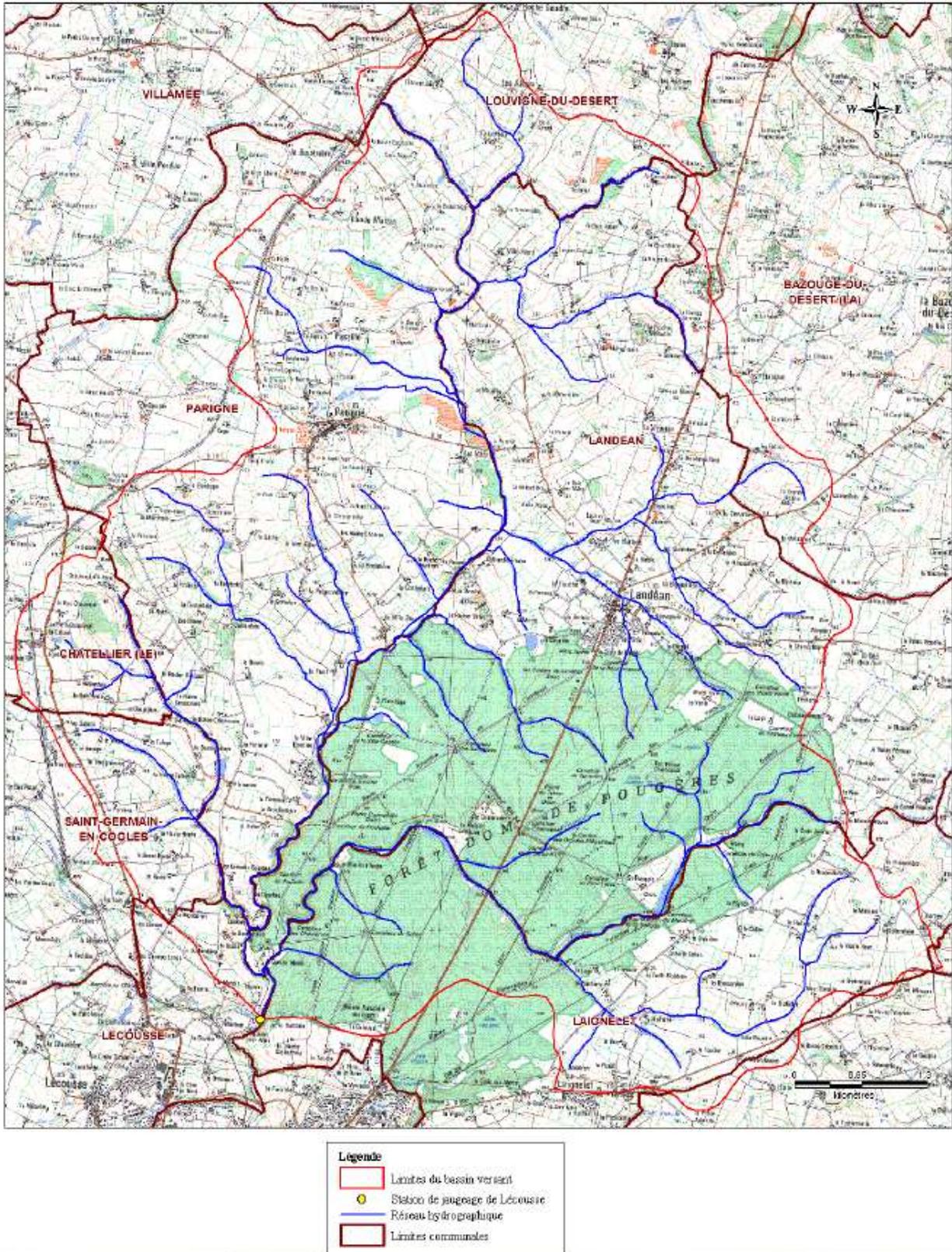
- Nastev M., Savard M., Lapcevic P. Lefebvre R. and Martel R., 2004. Hydraulic properties and scale effects investigation in regional rock aquifers, south-western Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal*, 12, 257–269.
- Neuman S.P., 1973. Calibration of distributed parameter groundwater flow models viewed as a multiple-objective decision process under uncertainty. *Water Resour. Res.*, 9(4):1006–1021.
- Paillet F.L., 1998. Flow modelling and permeability estimations using borehole flow logs in heterogeneous fractured formation. *Water Resour. Res.*, 34 (5), 997-1010.
- Pardo-Iguzquiza E., Chica-Olmo M., Garcia-Soldado M.J. and Luque-Espinar J.A., 2009. Using semivariogram parameter uncertainty in hydrogeological applications. *Ground Water*, 47 (1), 25-34.
- Patriarche D., Castro M.C. and Goovaerts P., 2005. Estimating regional hydraulic conductivity fields –A comparative study of geostatistical methods. *Math. Geology*, 37 (6), 587-613.
- Pebesma et Graeler, 2019, R Package 'gstat : Spatial and Spatio-Temporal Geostatistical Modelling, Prediction and Simulation. <https://CRAN.R-project.org/package=gstat>.
- Pebesma, E.J., 2004. Multivariable geostatistics in S: the gstat package. *Computers & Geosciences*, 30: 683-691.
- Pickens J.F., Grisak G.E., Avis J.D., Belanger D.W. and Thury M. 1987. Analysis and interpretation of borehole hydraulic tests in deep boreholes; principles model development, and applications. *Water Resour. Res.*, 23 (7), 1341-1375.
- Pinson S., Bault V., (2019), Profondeur des entités hydrogéologiques et évaluation des contraintes à l'infiltration des eaux pluviales urbaines sur le territoire de rennes métropole. Projet Phoebus. Rapport final. BRGM/RP-68599-FR, 67 p., 45 ill., 2 ann
- Razack M. and Lasm T., 2006. Geostatistical estimation of the transmissivity in a highly fractured metamorphic and crystalline aquifer (Man-Danane Region, Western Ivory Coast). *J. of Hydrology*, 325, 164-178.
- Reddy D.V., Nagabhushanam P., Sukhija B.S. and Reddy A.G.S., 2009. Understanding hydrological processes in a highly stressed granitic aquifer in southern India. *Hydrol. Process.* 23, 1282–1294.
- Roques, C., Bour, O., Aquilina, L., Dewandel, B., Leray, S., Schroetter, J.M., Longuevergne, L., Le Borgne, T., Hochreutener, R., Labasque, T., Lavenant, N., Vergnaud-Ayraud, V., Mougin, B., 2014a. Hydrological behavior of a deep sub-vertical fault in crystalline basement and relationships with surrounding reservoirs. *Journal of Hydrology*, 509, 42–54. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.023>.
- Roques, C., Aquilina, L., Bour, O., Maréchal, J.C., Dewandel, B., Pauwels, H., Labasque, T., Vergnaud-Ayraud, V., Hochreutener, R., 2014b. Groundwater sources and geochemical processes in a crystalline fault aquifer. *Journal of Hydrology*, 519, 3110–3128. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.10.052>.
- Seguin J.J. (2016) – Méthodes d'évaluation de la recharge des nappes. Complément d'étude pour la caractérisation des pressions et impacts sur les eaux souterraines. BRGM/RP-65635-FR, 219 p., 106 ill., 49 tabl., 7 ann.

- Taylor R. and Howard K., 2000. A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: evidence from Uganda. *Hydrogeology J.*, 8 (3), 279-294.
- Thiébot, M., 2004. Transfert des nitrates dans un aquifère du socle armoricain. Rapport de synthèse relatif aux études menées sur le site expérimental de Maupertuis depuis 1999 (Le Foeil – Côtes D'Armor). Rapport de stage. Conseil Général des Côtes d'Armor / Direction de l'Agriculture et de l'Environnement. 50 pages.
- Thiéry, D., 1993. Automatic calibration of groundwater models by the head gradient method. Groundwater quality management (Proceeding of the CQM 93 Conference at Talling). IAHS Publ, no 220, 1994.
- Thiéry, D., 1994. Calibration of groundwater models by optimization of parameters in homogeneous geological zones. In *Stochastic and statistical Methods in Hydrology and Environmental Engineering*, Vol.2, 69-82. K.W. Hipel (ed.)
- Thiéry, D., 2015. Code de calcul MARTHE - Modélisation 3D des écoulements dans les hydro-systèmes - Notice d'utilisation de la version 7.5, BRGM/RP-64554-FR, Orléans, 2015a.
- Thiéry, D. 2014. Logiciel Gardénia, version 8.2. Guide utilisation. BRGM/RP-62797-FR. 137 p.
- Tsang Y.W., Tsang C.F., Hale F.V. and Dverstorp B., 1996. Tracer transport in a stochastic continuum model of fractured media, *Water Resour. Res.*, 32 (10), 3077–3092, doi:10.1029/96WR01397.
- Urish D.W., 1981. Electrical resistivity-hydraulic conductivity relationship in glacial outwash aquifers. *Water Resour. Res.*, 17 (5), 1401–1408.
- Vouillamoz J.M., Descloitres M., Toe G. and Legchenko A., 2005. Characterization of crystalline basement aquifers with MRS: comparison with boreholes and pumping tests data in Burkina Faso. *Near Surface Geophysics* 3 (3), 205–213.
- Vouillamoz J.M., Lawson F.M.A., Yalob N., Descloitres M., 2014. The use of magnetic resonance sounding for quantifying specific yield and transmissivity in hard rock aquifers: The example of Benin. *J. Appl. Geoph.* 107, 16–24. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.05.012>.
- Walker D.D., Gylling B., Strom A. and Selroos J.O., 2001. Hydrogeologic studies for nuclear-waste disposal in Sweden. *Hydrogeology J.*, 9 (5), 419-431.
- Wyns R., Gourry J.C., Baltassat J.M. and Lebert F., 1999. Caractérisation multiparamètres des horizons de subsurface (0-100 m) en contexte de socle altéré, in 2ème Colloque GEOFCAN, ed. I. BRGM, IRD, UPMC, 105-110, Orléans, France.
- Wyns R., Baltassat J.M., Lachassagne P., Legchenko A., Vairon J. and Mathieu F., 2004. Application of SNMR soundings for groundwater reserves mapping in weathered basement rocks (Brittany, France), *Bull. Soc. Géol. France*, 175 (1), 21-34.
- Yeh W.W.G., 1986. Review of parameter estimation procedures in groundwater hydrology: The inverse problem. *Water Resour. Res.*, 22, 95–108.
- Zimmerman D.A., de Marsily G., Gotway C.A., Marietta M.G., Axness C.L., Beauheim R.L., Bras R.L., Carrera J., Dagan G., Davies P.B., Gallegos D.P., Galli A., Gomez-Hernandez J.J., Grindrod P., Gutjahr A.L., Kitanidis P.K., Lavenue A.M., McLaughlin D., Neuman S.P., RamaRao B.S.,

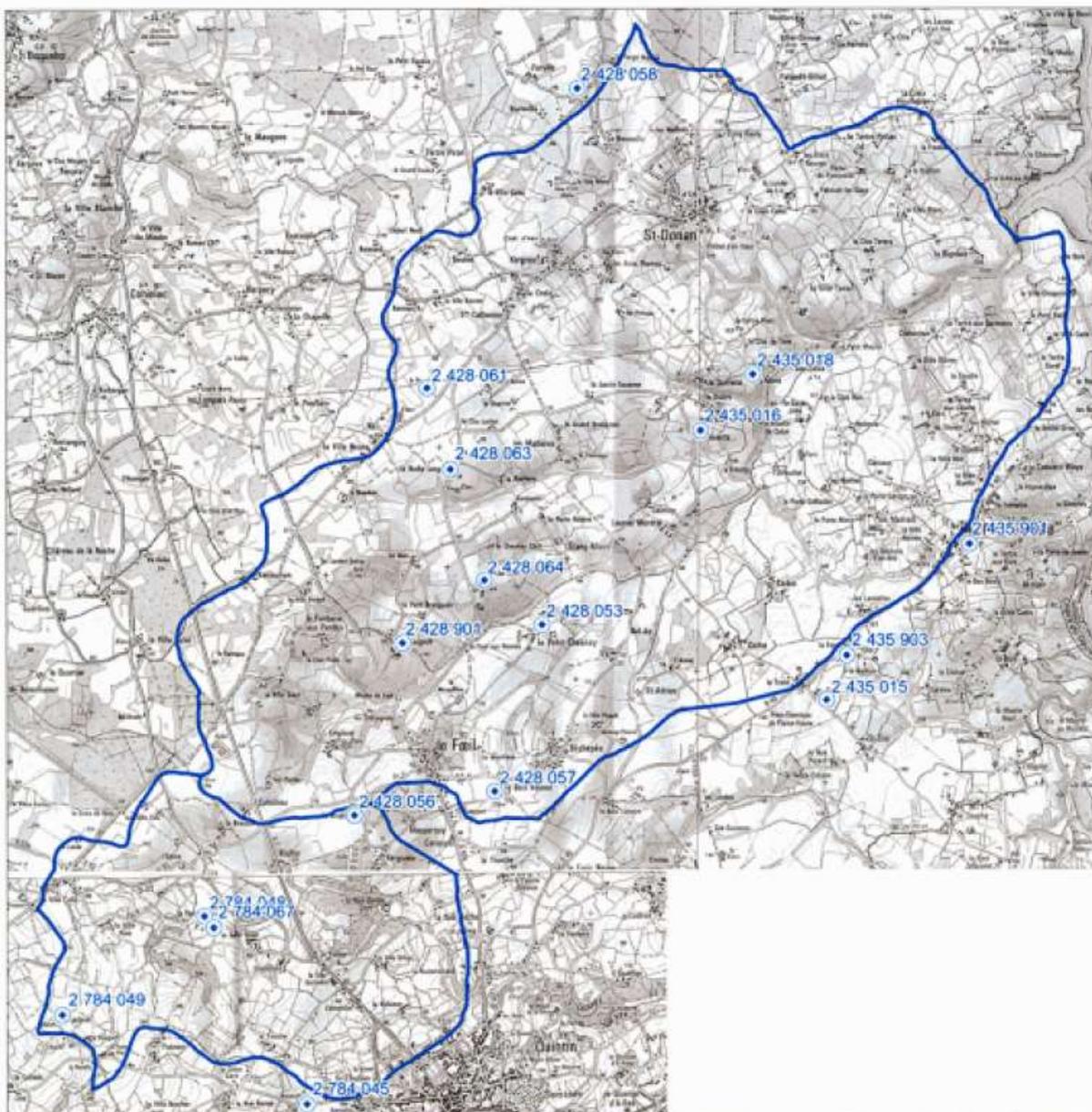
Ravenne C. and Rubin Y., 1998. A comparison of seven geostatistically based inverse approaches to estimate transmissivities for modeling advective transport by groundwater flow. *Water Resour. Res.* 34,(6), 1373–1413.

Annexe 1

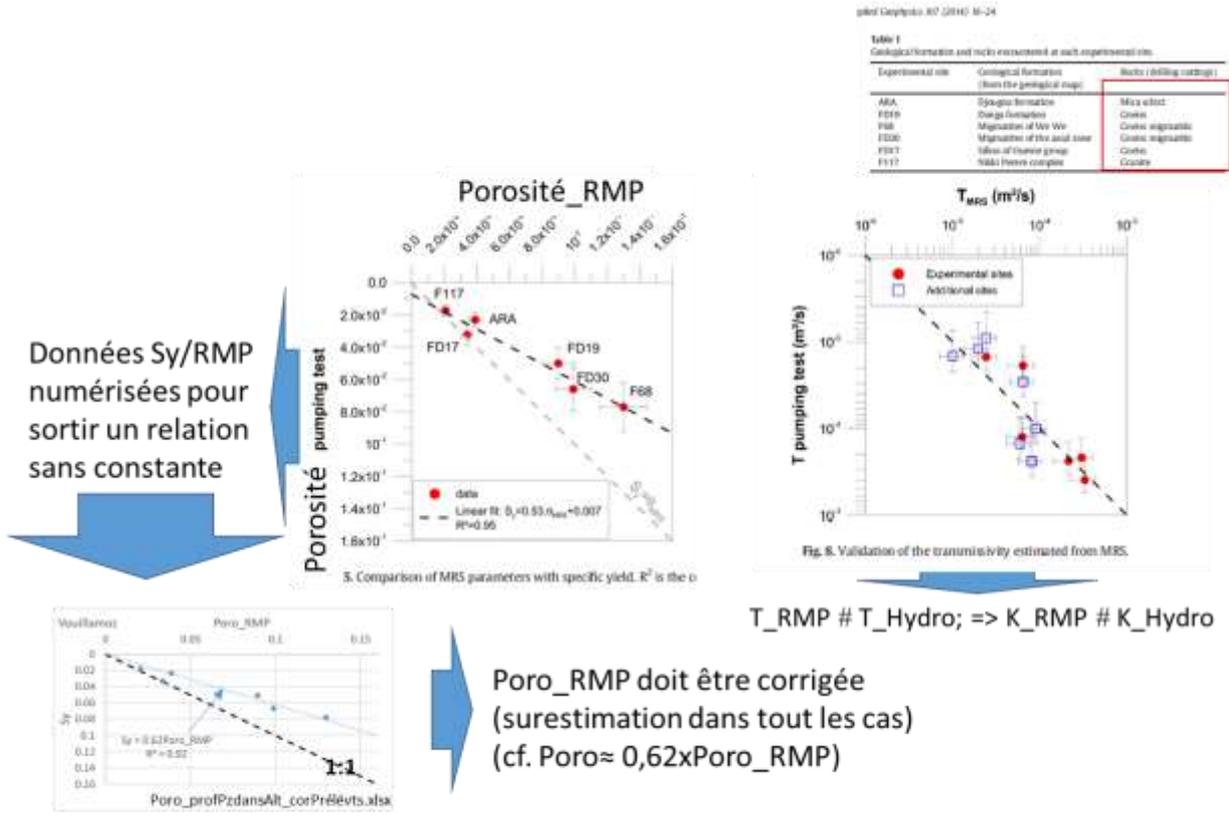
Données complémentaires



1.1 : Bassin versant du Nançon sur fond IGN, figure extraite du rapport BRGM/RP-55113-FR.

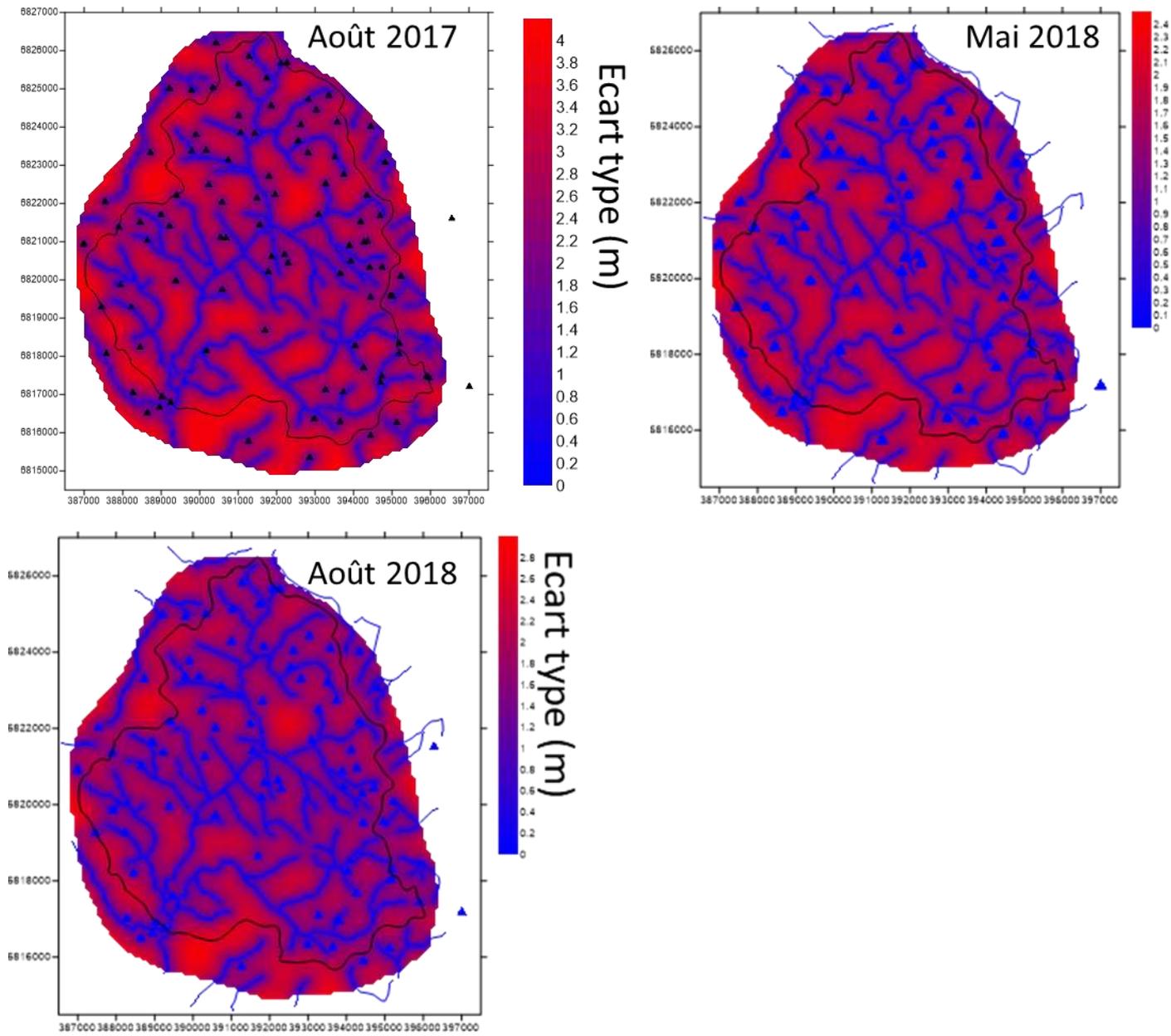


1.2 : Bassin versant de la Maudouve-Noë Sèche sur fond IGN, figure extraite du rapport BRGM/RP-51891-FR. Les points identifient les points d'eau utilisés dans cette étude précédente.

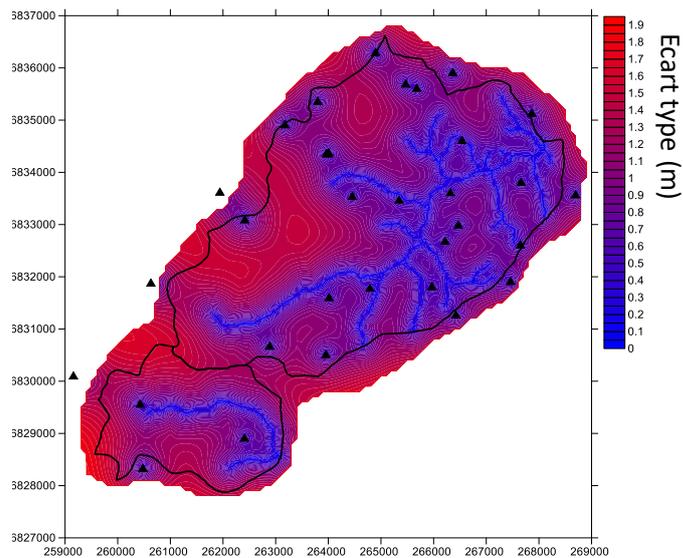


Vouillamoz J.M., Lawson F.M.A., Yalob N., Descloitres M., 2014. The use of magnetic resonance sounding for quantifying [specific yield and transmissivity in hard rock aquifers](#): The example of Benin. J. Appl. Geoph. 107, 16–24. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.05.012>.

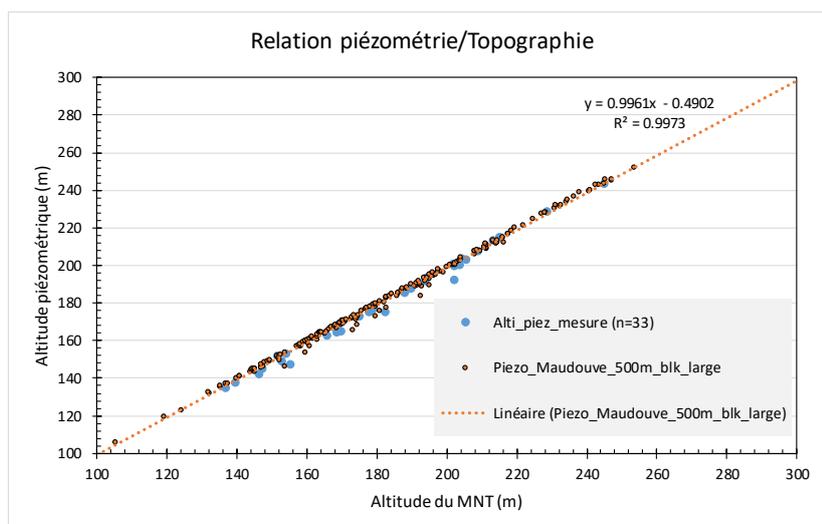
1.3 : Correction des estimations de porosité par méthode RMP, et relation Transmissivité RMP ($T_RMP=T_MRS$) et Transmissivité issue de pompage d'essai ($T_Hydro=T$ pumping test). K_RMP et K_Hydro : perméabilité RMP et perméabilité issue de pompage d'essai. Sy = porosité. Données issues de la publication mentionnée (2 graphiques du haut) et données issues de cette étude (graphique du bas).



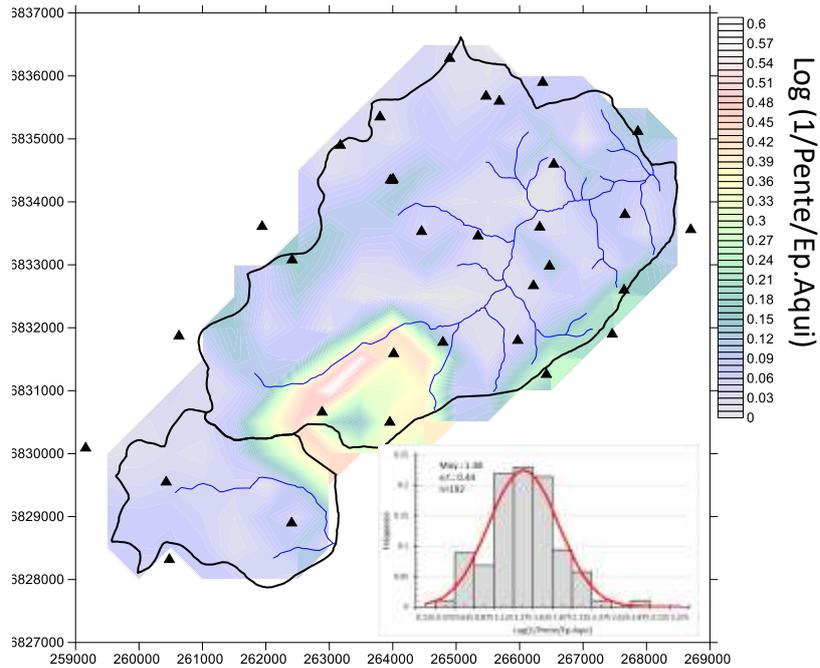
1.4 : Bassin du Nançon, cartes d'écart type issues du krigeage. Août 2017, mai et août 2018. Les triangles sont les points de mesures piézométriques ayant servi à l'établissement des cartes.



1.5 : Bassin de la Maudouve-Noë Sèche, carte d'écart type issue du krigeage. Août 2018. Les triangles sont les points de mesures piézométriques ayant servi à l'établissement de la carte.



1.6 : Bassin de la Maudouve-Noë Sèche, relation entre la piézométrie et l'altitude. Orange : relation issue de la carte piézométrique d'août 2018 (maillage 500x500 m), en bleu : mesures ponctuelles. MNT : modèle numérique de terrain.



1.7 : Bassin de la Maudouve-Noë Sèche, $\text{Log}(1/\text{Pente}/\text{Ep.aquifère})$ à partir de la piézométrie d'août 2018 (maillage 500x500 m), l'insert montre la distribution de ce paramètre. Triangles noirs : mesures piézométriques de terrain.

Identité du piézomètre

Numéro BSS : 02478X0122/PZ
Commune : Louvigné-du-Désert
Département : Mayenne
Localité : Clos de l'Église

Localisation (coordonnées au Lambert 2 étendu)

X= 347382 m
Y= 336837 m
Z= 139 m (piézométrie dans l'axe 100 000 000)
Parcèle : 0135
Position : en urbanisme
Cote IGN 100 000 : 13196 mètres
Carte géologique (1:50 000 ou 1:80 000) : 347 St-Hilaire
Station météorologique la plus proche : Louvigné du Désert (3162003)
Bassin versant homologué : Orlane (P11)

Plan de situation (carte IGN 1:25 000)

Photographie de l'ouvrage

Classe géologique et technique

Station administrative
Propriétaire du forage : BRGM
Propriétaire du terrain : M. Gérard LEVIGNIER
Type d'accès : Courtil de Bois

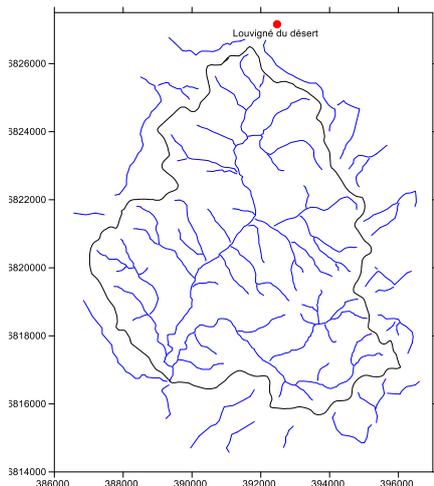
Désignation

Type matériel : Imperméable QTZ
Date installation du matériel : 17/12/2003
Mode de mesure : PTC

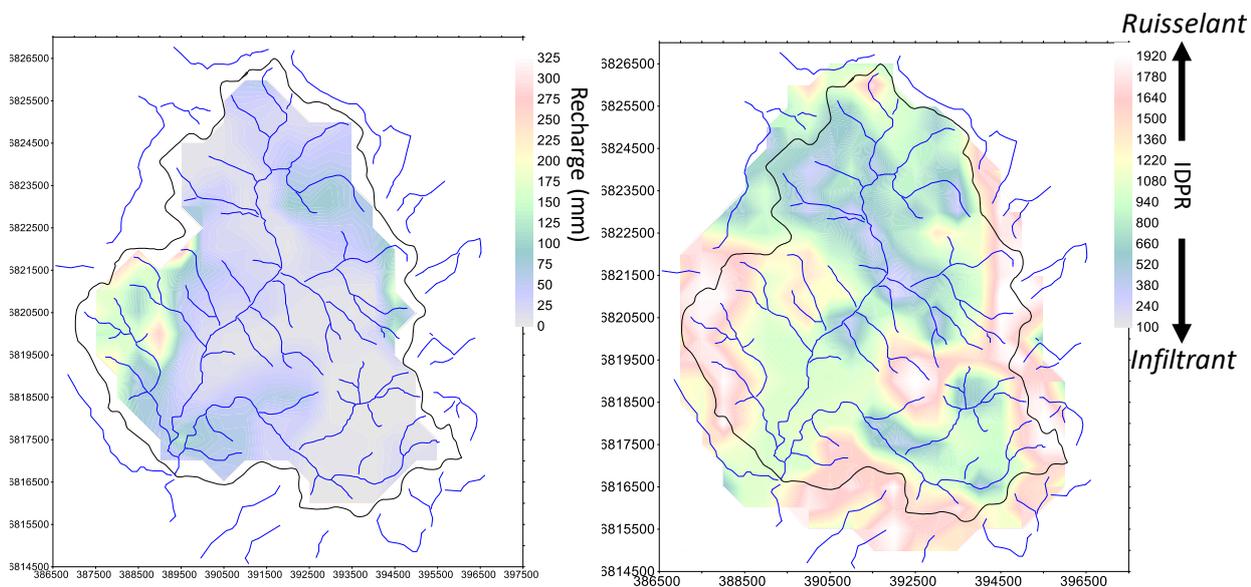
Disponibilité des mesures

Chimies piézométriques reportées sur AQES

1.8 : Fiche technique du piézomètre de Louvigné-du-Désert (n°BSS : 02478X0122/PZ), extrait du rapport RP-54576-Fr.



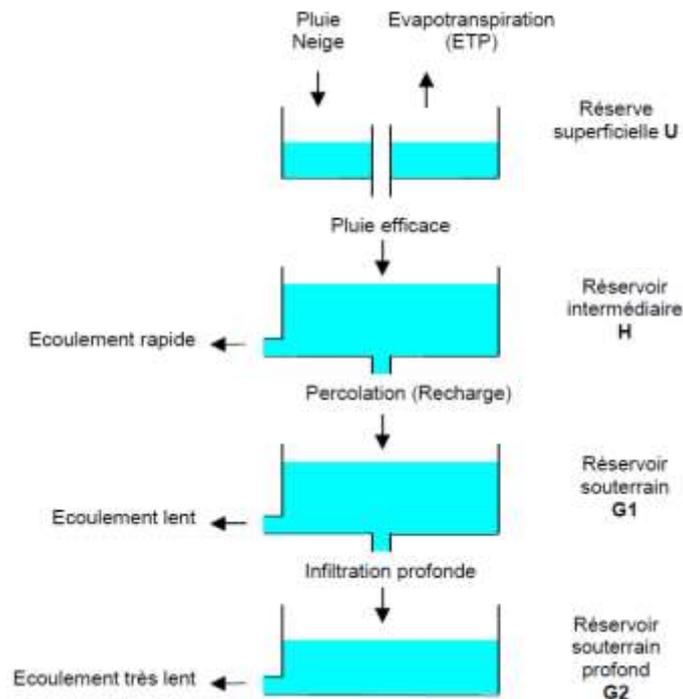
1.9 : Localisation du piézomètre de Louvigné-du-Désert par rapport au bassin du Nançon.



1.10 : Comparaison entre la carte de recharge et la carte de l'IDPR (IDPR 2018 ; source BRGM).

Annexe 2

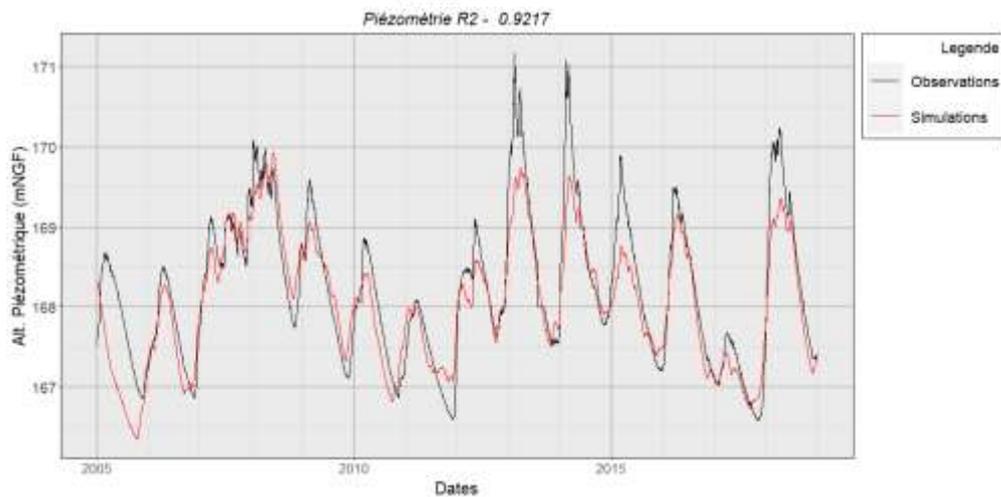
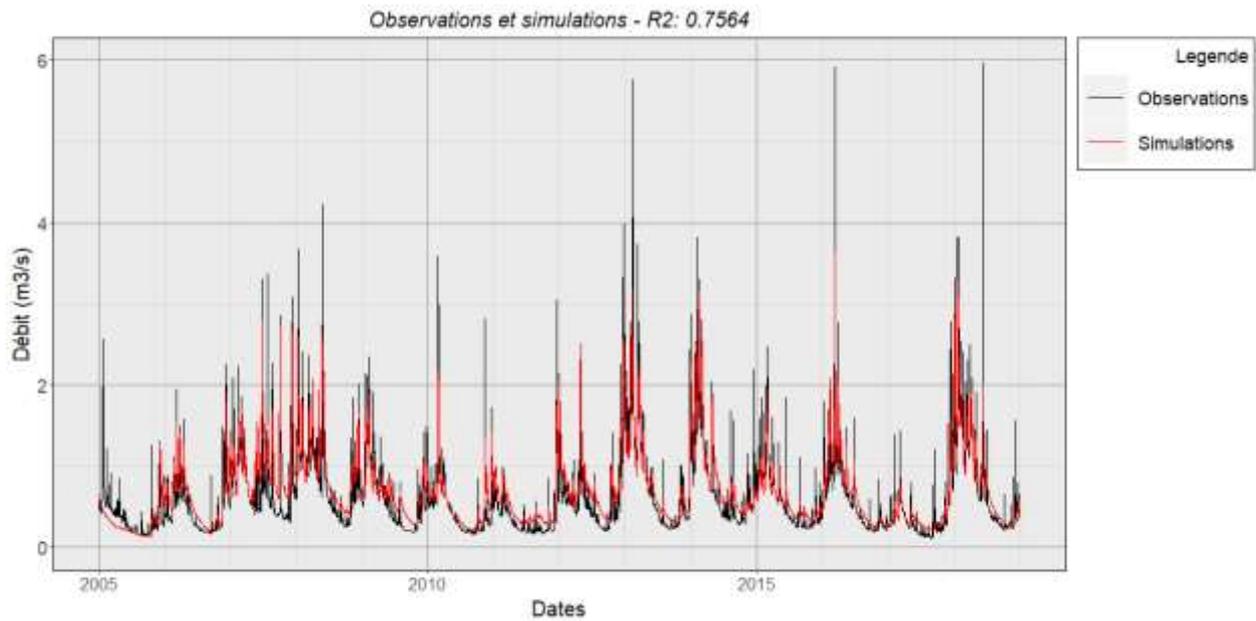
Modélisation Gardénia Nancon



2.1 : Schéma de calcul utilisé pour la modélisation avec Gardénia (Thiéry, 2014).

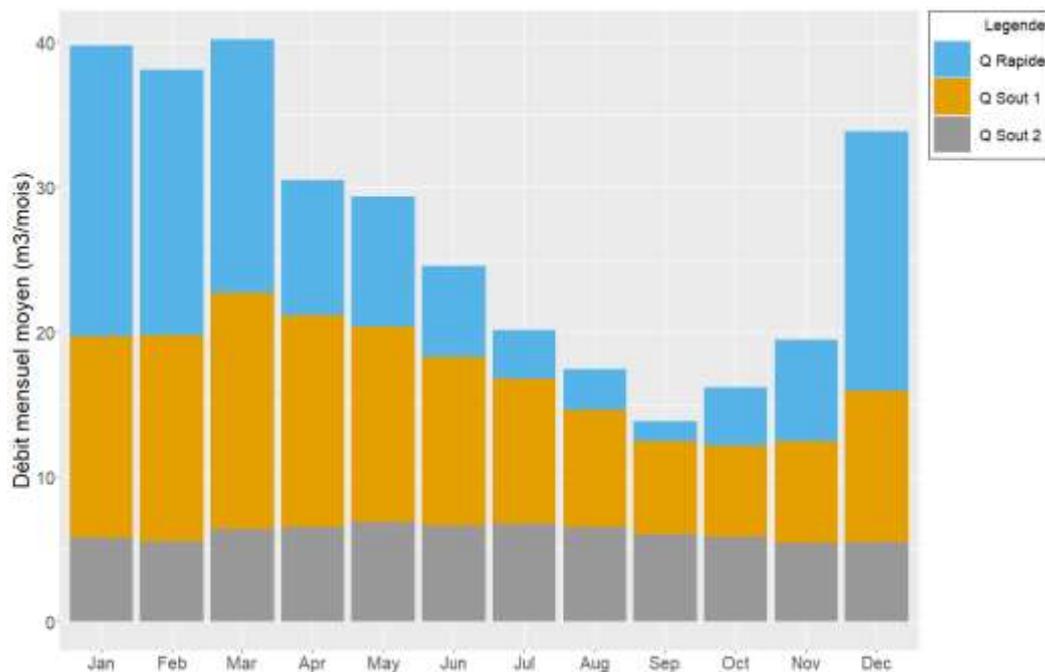
	Valeur	Unité		Valeur	Unité
Superficie	67	km ²	T1/2_Taris1	1.864	mois
Débit_extér	0	m ³ /s	T1/2_Perco2	3.379	mois ou mm
Coef_Emmag	0.02727	-	T1/2_Taris2	5.114	mois
Niv_Base	165.312	m	Retard	0	pas_temps
Corr_Pluv	0	%	Fact_Échan	0	%
Corr_ETP	0	%	Défic_init	0	mm
Défic_max	0	mm	Défic_ini_2	398.821	mm
Rsup_Progr	399.159	mm	Seuil_Débor	0	mm
Rui_Perco	36.018	mm	T1/2_Débor	0.0601	pas_temps
T1/2_Perco	0.5353	mois			

2.3 : Paramètres du modèle.



	Valeur	Unité		Valeur	Unité
Pluie	938.833	mm	Dif_Stock	-8.174	mm
ETR	604.284	mm	%Q Souterrain	63.289	-
Pluie Efficace	340.726	mm	%Q Rapide	36.926	-
Q Rapide	125.817	mm	Alim sout1	215.919	mm
Q Souterrain 1	139.989	mm	Alim sout2	77.449	mm
Q Souterrain 2	76.918	mm			

2.4 : Bilan.



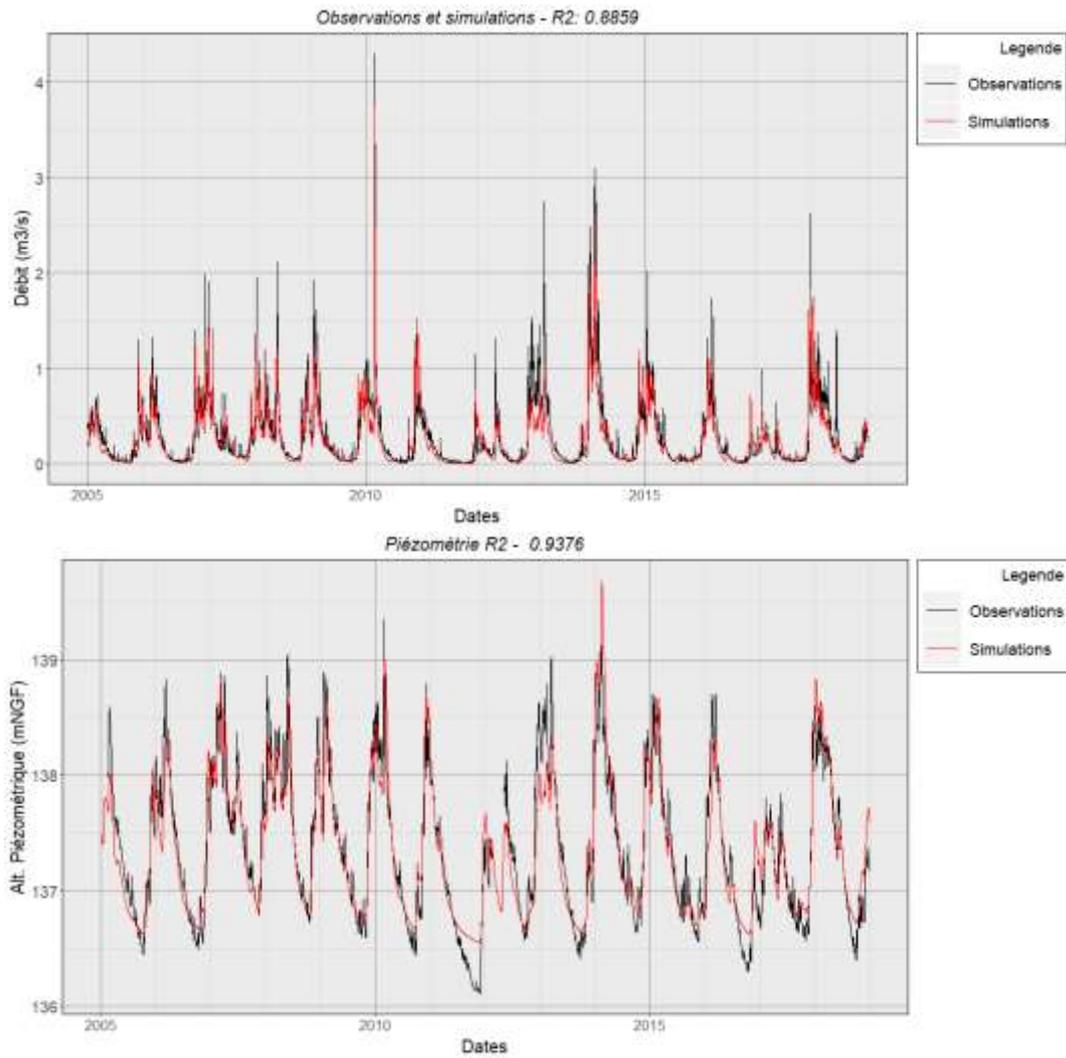
2.5 : Répartition des différents écoulements sur l'année (moyenne annuelle).

Annexe 3

Modélisation Gardenia Maudouve

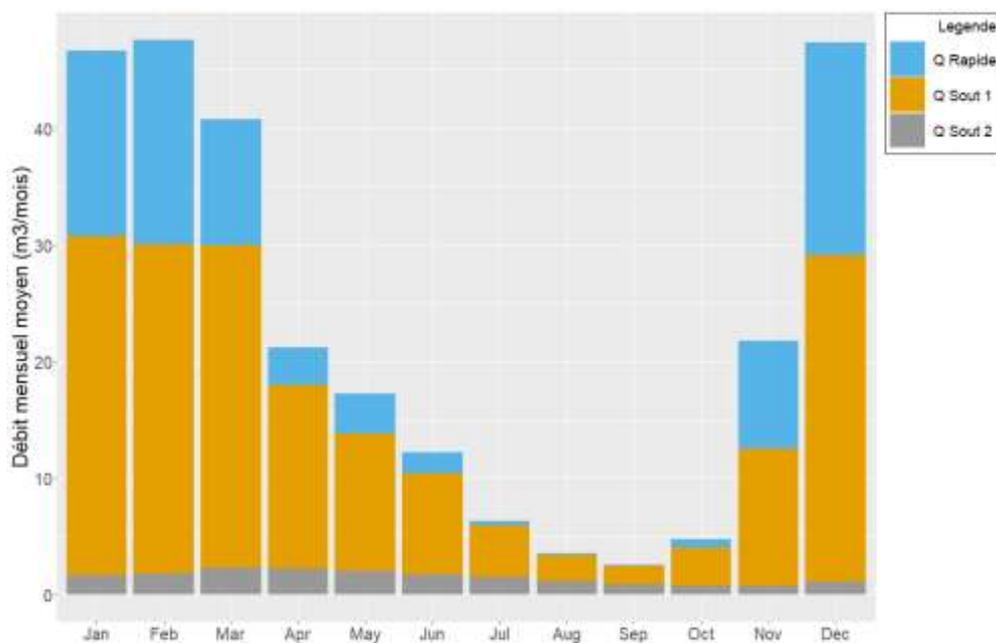
	Valeur	Unité		Valeur	Unité
Superficie	28.5	km ²	T1/2_Taris1	0.38	mois
Débit_extér	0	m ³ /s	T1/2_Perco2	3.7	mois ou mm
Coef_Emmag	1.50E-02	-	T1/2_Taris2	2.38	mois
Niv_Base	136.5	m	Retard	0	pas_temps
Corr_Pluv	0	%	Fact_Échan	0	%
Corr_ETP	0	%	Défic_init	0	mm
Déficit_max	0	mm	Défic_ini_2	0	mm
Rsup_Progr	104	mm	Seuil_Débor	0	mm
Rui_Perco	35.49	mm	T1/2_Débor	6.01E-02	pas_temps
T1/2_Perco	0.27	mois			

3.1 : Paramètres du modèle.



	Valeur	Unité		Valeur	Unité
Pluie	732.627	mm	Dif_Stock	0.1504	mm
ETR	459.44	mm	%Q Souterrain	69.501	-
Pluie Efficace	272.951	mm	%Q Rapide	30.509	-
Q Rapide	83.274	mm	Alim sout1	189.818	mm
Q Souterrain 1	171.664	mm	Alim sout2	18.107	mm
Q Souterrain 2	18.1	mm			

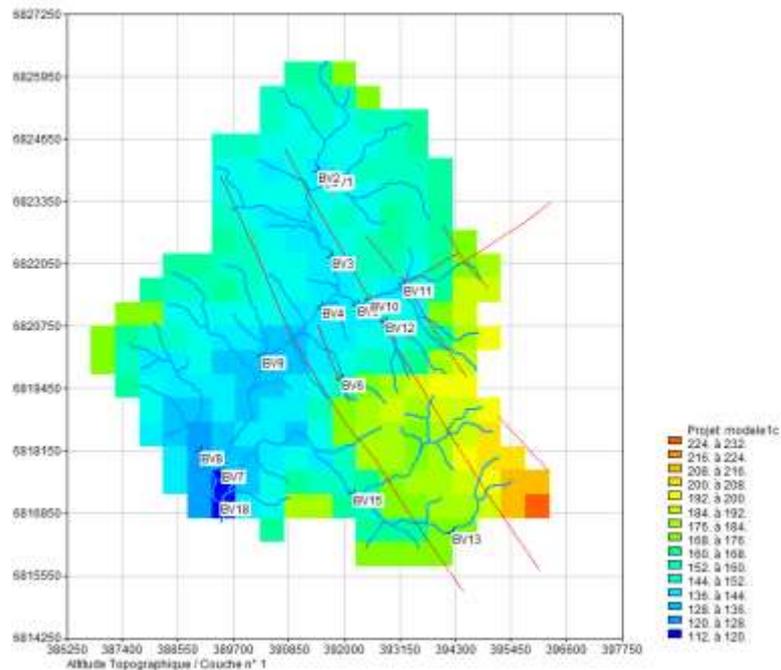
3.2 : Bilan.



3.3 : Répartition des différents écoulements sur l'année (moyenne annuelle).

Annexe 4

Modélisation MARTHE Nancon



4.1 : Localisation des points de jaugeage de juillet 2017.

Sous bassin	Q_obs juil2017_m3/h	Simulation1 : K régionalisée		Simulation3 : K deux zones	
		Q_debord sim m3/h		Q_debord sim m3/h	
BV1		51.48	60.63	54.3	
BV2		27.72	41.5	40.8	
BV3		106.56	164.52	160	
BV4		169.2	296.6	276	
BV5		82.08	86.11	80.45	
BV6		3.96	0	6.03	
BV7		307.08	419	384.76	
BV8		61.92	54.83	58.91	
BV9		249.12	358.4	325.38	
BV10		42.48	38.87	51.06	
BV11		17.28	17.76	17.6	
BV12		12.6	43.98	24.7	
BV13		15.48	10.87	20.9	
BV15		35.64	0	47.12	
BV16		31.32	154.4	173.3	
BV18		406.08	476.46	449.7	
BV26		349.92	58	62.5	

4.2 : Comparaison des débits de débordement calculés (simulations 1 et 3) et observés à l'aval des sous-bassins pour lesquels un jaugeage ponctuel a été réalisé lors de la campagne de mesures de juillet 2017.

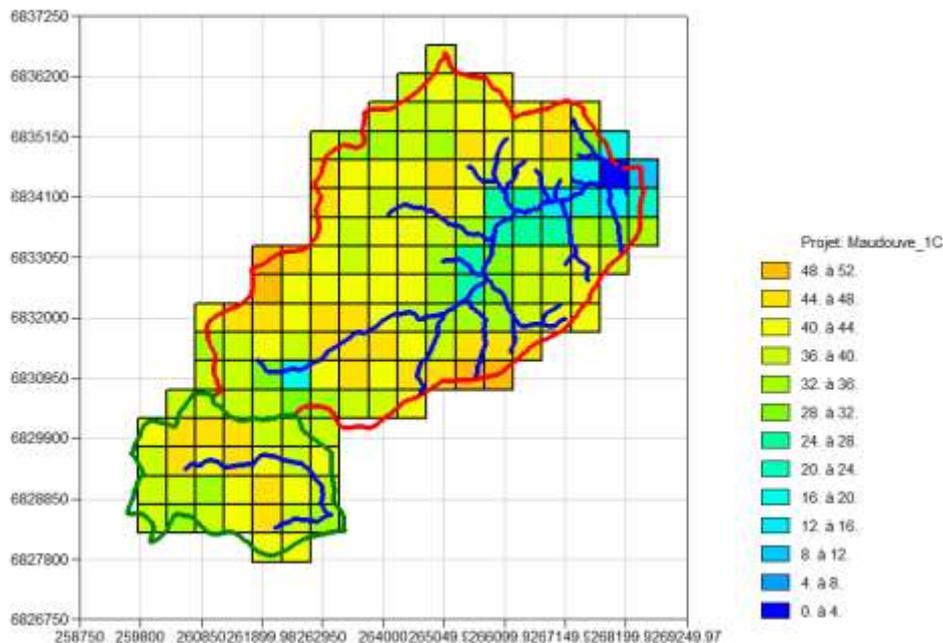
Annexe 5

Modélisation MARTHE du bassin de la Maudouve – Noë Sèche

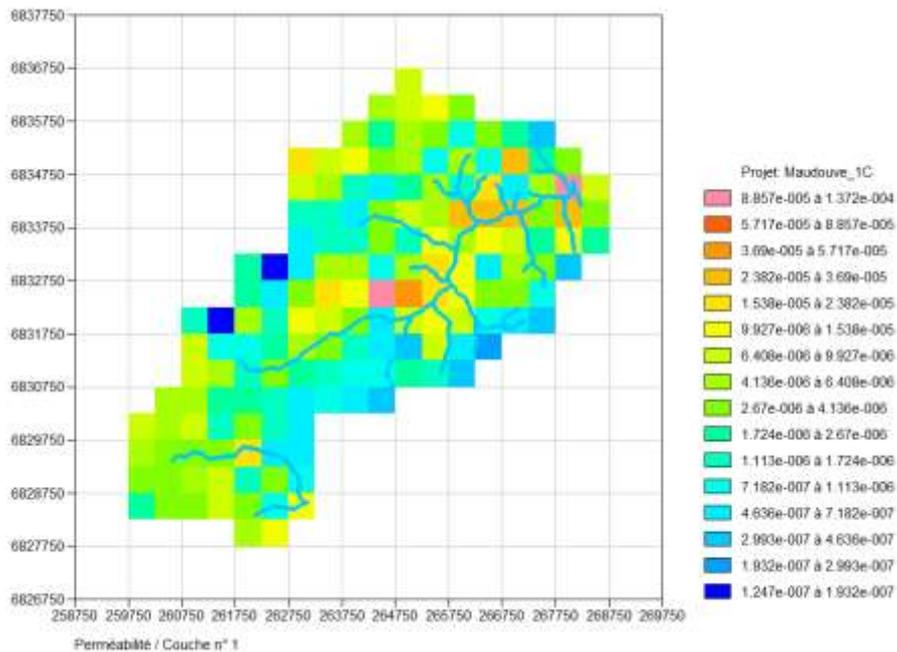
1- Construction du modèle hydrodynamique

Afin d'évaluer la carte des perméabilités du bassin de la Maudouve et de la Noë-sèche obtenue par régionalisation (§ 6.3 ; Figure 5.2), un modèle hydrodynamique maillé couvrant une superficie de 40,5 km² a été construit à l'aide du logiciel Marthe. L'aquifère y est représenté par une seule couche regroupant les altérites et le socle fracturé pour rester conforme avec le champ de perméabilité obtenu par méthode de régionalisation qui intègre l'ensemble altérites - socle fracturé. Comme pour le Nançon, la grille de calcul utilisée est de 500 m de côté.

La géométrie du modèle a été établie à partir du modèle numérique du terrain à la grille de 50 m et des cartes des épaisseurs des altérites et de l'horizon fracturé à l'échelle du bassin (§ 2.1.2 ; Figure 5.1). L'aquifère a une épaisseur moyenne de 38 mètres, la variabilité spatiale de l'épaisseur de l'aquifère est représentée sur la figure ci-dessous. La perméabilité obtenue par régionalisation a été introduite dans le modèle (Figure 5.2). Les valeurs de la perméabilité varient entre $1,3 \times 10^{-7}$ m/s et $1,3 \times 10^{-4}$ m/s.



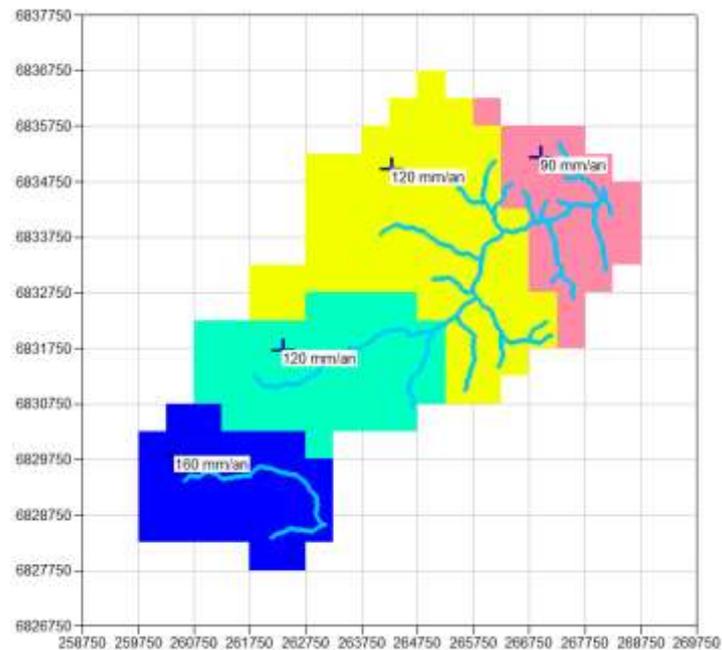
5.1 : carte des épaisseurs de l'ensemble altérites/socle fracturé et localisation des limites des bassins versant de la Maudouve (en rouge) et de la Noë sèche (en vert). En bleu le tracé des cours d'eau.



5.2 : champ de perméabilité obtenu par méthode de régionalisation pour les bassins de la Maudouve et de la Noë sèche.

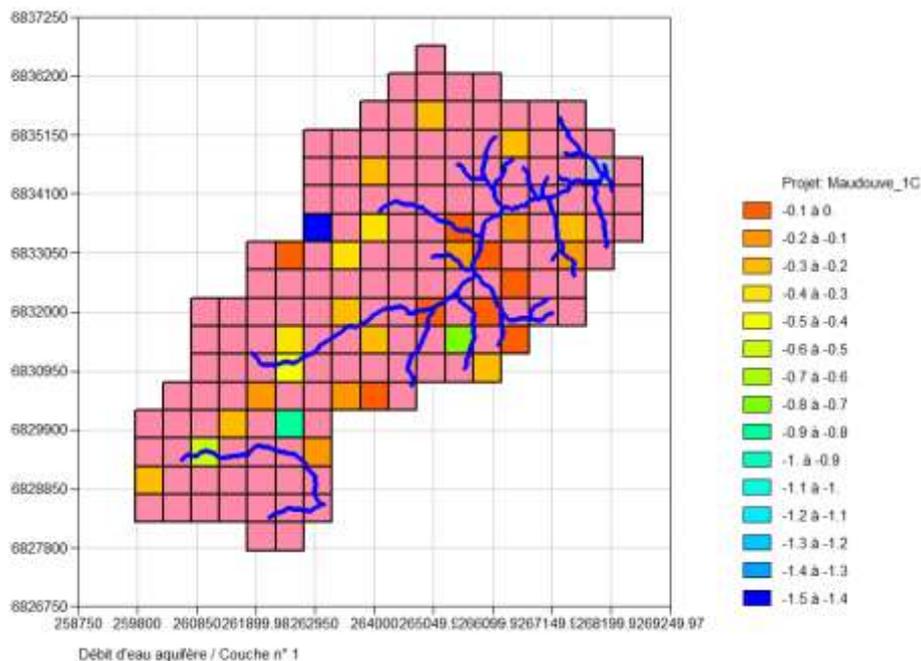
Les conditions aux limites extérieures du modèle sont du type flux nul, sauf aux exutoires de la Maudouve et de la Noë où une limite à potentiel imposé est appliquée. Par ailleurs, le débordement de la nappe est possible quand la surface piézométrique est intersectée par la côte topographique. Le modèle ne prend pas en compte de manière explicite l'écoulement dans les rivières par contre, il permet de calculer le flux de débordement de la nappe qui rejoint les cours d'eau.

Une recharge variable a été appliquée sur la base de ce qui a été estimé à partir du débit de base des cours d'eau mesuré lors de la campagne de jaugeage ponctuel (Août 2018 ; § 2.2.2). Quatre zones ont été identifiées (Figure 5.3) avec des valeurs de recharge variant entre 160 mm/an dans la Noë sèche et 90 mm/an à l'aval du bassin de la Maudouve. La recharge moyenne dans le modèle est de 122 mm/an.



5.3 : localisation des quatre zones de recharge et valeurs de recharge annuelle appliquée par zone.

Les volumes d'eau prélevés à la nappe dans le modèle représentent 8,25 m³/h (soit 72 252 m³/an), leur localisation spatiale est représentée sur la figure 5.4.



5.4 : volumes d'eau prélevés dans la nappe en m³/h.

Le calcul est réalisé en régime d'écoulement permanent, les résultats en sortie sont le bilan d'eau à l'échelle du bassin versant, la charge hydraulique et le débit de débordement de la nappe, ces derniers sont calculés de manière spatialisée.

Résultats

Bilan d'eau

Le bilan d'eau calculé par le modèle à l'échelle du bassin versant montre que le débit alimentant la nappe par la recharge représente 564 m³/h. Par ailleurs, 8,25 m³/h sont repris à la nappe par les prélèvements, 527,7 m³/h quittent le système par débordement pour rejoindre les cours d'eau et 28,1 m³/h quittent la nappe à l'exutoire du bassin de la Maudouve.

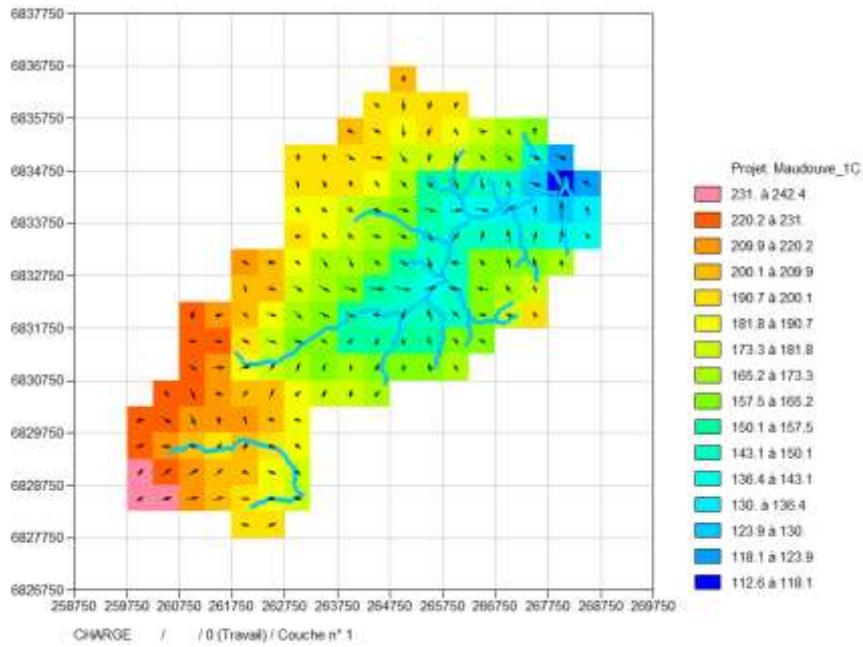
Évaluation de la carte de perméabilité obtenue par méthode de régionalisation

Les critères d'évaluation considérés dans cette analyse sont :

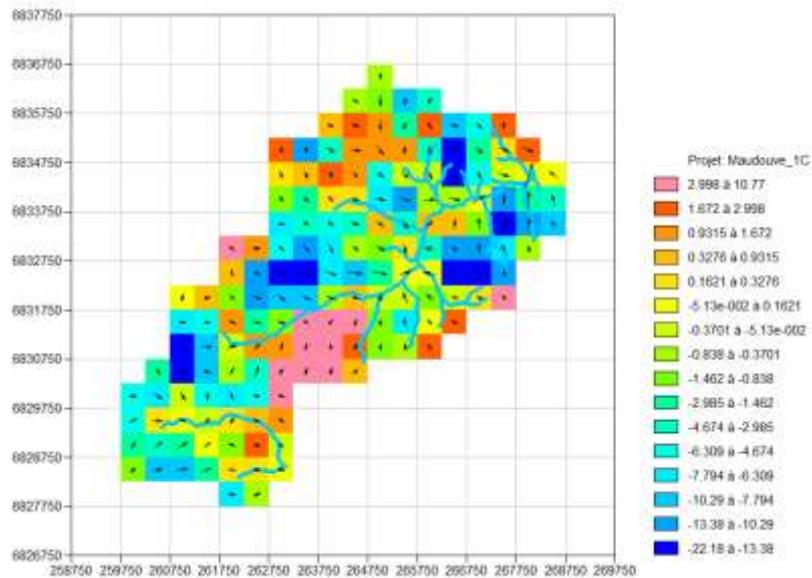
- la restitution par le modèle des principales directions d'écoulement à l'échelle du bassin ;
- l'écart entre la piézométrie calculée et celle observée. C'est cette dernière qui a été utilisée pour obtenir le champ de perméabilité régionalisé ;
- Et l'écart entre le débit de débordement simulé et mesuré à l'échelle des sous bassins jaugés.

La surface libre de la nappe calculée par le modèle montre que les directions d'écoulement à l'échelle du bassin sont bien respectées, la nappe est drainée par les cours d'eau. Le calcul de l'écart entre la charge hydraulique simulée est celle interpolée à la grille de 500m à partir des observations ainsi que le diagramme de dispersion (Figures 5.6 et 5.7) montrent que le modèle sous-estime globalement la piézométrie sauf en amont, en rive droite de la Maudouve où la piézométrie est surestimée. Le biais moyen sur la piézométrie est de -2,9 m et la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne RMSE est de 6,5 m ; ce qui est compte tenu de la densité d'observation un bon résultat.

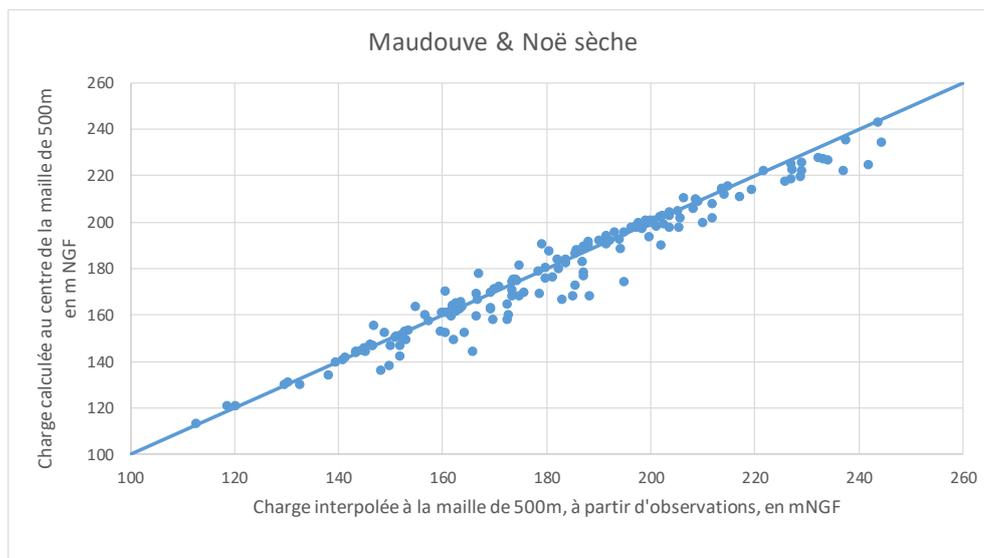
Les critères statistiques obtenus figurent dans le tableau ci-après (Tableau 5.1). Comme pour le bassin du Nançon, la méthode de régionalisation surestime localement les valeurs de la perméabilité. Ceci est vraisemblablement lié à la distribution des perméabilités utilisés (issue d'une base de données et non de mesures *in situ* sur le bassin ; cf. § 7.2).



5.5 : charge hydraulique et directions d'écoulement calculées par le modèle en régime permanent.



5.6 : écart en m entre la charge simulée au centre des mailles et la charge interpolée à partir des observations.



5.7 : écart en m entre la charge simulée au centre des mailles et la charge interpolée à partir des observations. diagramme de dispersion de la charge simulée par rapport à celle interpolée à partir des observations.

	H moyenne (m)	Écart type(m)	Biais moyen (m)	RMSE (m)	Écart type d'erreur
Carte piézo (observation)	181	28.2	-	-	-
Simulation K régionalisée	178	27.4	-2.9	6.5	5.84

Tableau 5.1 : critères statistiques permettant d'évaluer les charges hydrauliques calculées par le modèle en utilisant la carte de perméabilité régionalisée.

La carte représentant le débit de débordement de la nappe est présentée sur la figure 5.8. Le débordement se fait essentiellement le long des cours d'eau, néanmoins, les débordements calculés en rive droite de la partie amont du Maudouve sont dus à une surestimation par le modèle de la piézométrie. Les débits mesurés à l'aval des sous-bassins pour lesquels on dispose d'un jaugeage ponctuel réalisé lors de la campagne de mesures sont comparés aux débits de débordement de la nappe calculés par le modèle (Tableau 5.2). Globalement les débits de débordement calculés et observés sont comparables pour l'ensemble des sous-bassins.

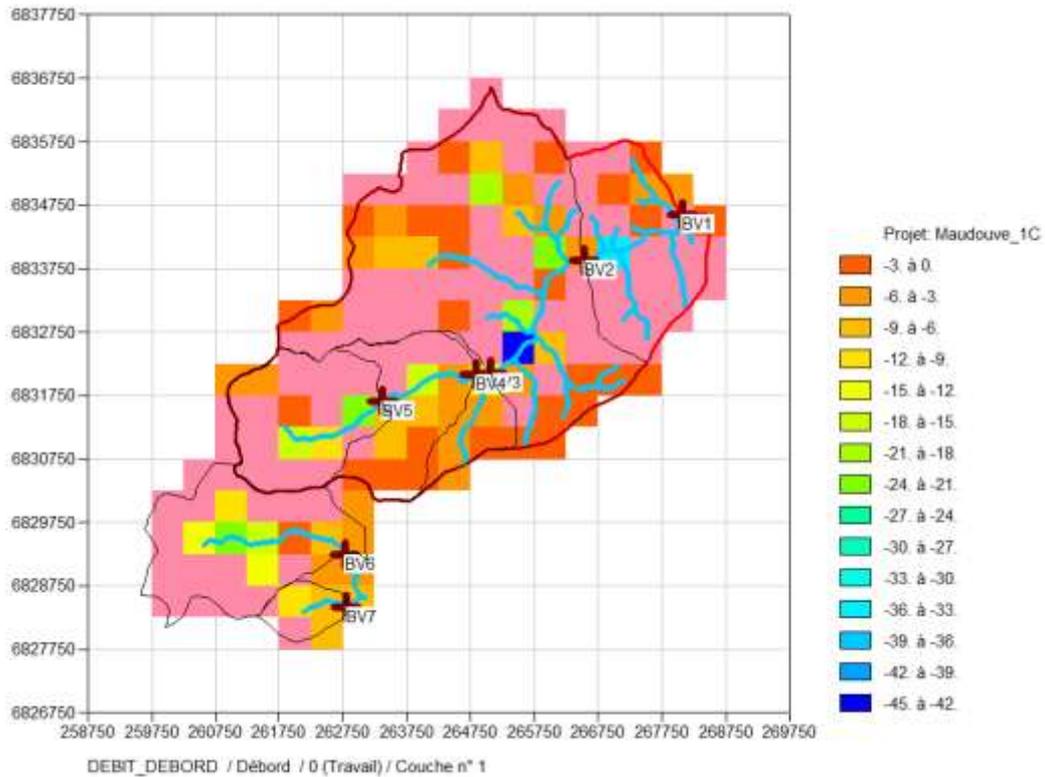


Figure 5.8 : localisation du débordement de la nappe et des point de jaugeage ponctuelle. Les valeurs représentent le débit de débordement en m³/h.

id	Station	Débit-(m3/s)	Débit débordement simulé m3/s
BV1	Station hydrométrique Maudouve	0.0766	0.1050
BV2	Petit Moulin	0.0877	0.0893
BV3	Launay Mordrel	0.0367	0.0365
BV4	Bel Air	0.0287	0.0300
BV5	Pont aux Nonnes	0.0157	0.0151
BV6	Noë Sèche	0.0278	0.0262
BV7	Quintin	0.0031	0.0044

Tableau 5.2 : comparaison des débits de débordement calculés et observés à l'aval des sous bassins pour lesquels un jaugeage ponctuel a été réalisé.



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

DEPA/NRE
1039 rue de Pinville
34000 – Montpellier – France
Tél. : 04.67.15.79.90