



HAL
open science

Transposition de paramètres estimés par inversion d'un modèle hydrodynamique bidimensionnel à un modèle de transport de soluté tridimensionnel : méthodologie et application à un aquifère alluvial

Dimitri Rambourg

► To cite this version:

Dimitri Rambourg. Transposition de paramètres estimés par inversion d'un modèle hydrodynamique bidimensionnel à un modèle de transport de soluté tridimensionnel : méthodologie et application à un aquifère alluvial. Sciences de la Terre. Université de Strasbourg, 2020. Français. NNT : 2020STRAH014 . tel-03223088

HAL Id: tel-03223088

<https://theses.hal.science/tel-03223088v1>

Submitted on 10 May 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Ecole doctorale Sciences de la Terre et de l'Environnement (ED 413)

Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie de Strasbourg (UMR 7517)

Laboratoire de Modélisation des Transferts dans l'Environnement (CEA Cadarache)

Thèse présentée par

Dimitri RAMBOURG

soutenue le 16 décembre 2020

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Strasbourg

spécialité : Géosciences

**Transposition des paramètres estimés par inversion
d'un modèle hydrodynamique bidimensionnel à un
modèle de transport de soluté tridimensionnel :
méthodologie et application à un aquifère alluvial**

Thèse dirigée par

M. Philippe ACKERER Directeur de recherche, CNRS

M. Olivier BILDSTEIN Ingénieur de recherche, CEA Cadarache

Rapporteurs

M. Gérard MASSONNAT Directeur de recherche, Total

Mme. Valérie PLAGNES Professeur, UPMC Sorbonne Universités

Examineurs

M. François RENARD Ingénieur de recherche, CEA DAM Île-de-France

M. Thorsten WAGENER Professeur, Université de Bristol (Royaume-Uni)

Remerciements

Comme beaucoup d'évènements importants dans une vie, cette thèse est d'abord le fruit de la chance. La chance d'avoir rencontré les bonnes personnes, d'avoir été disponible au bon moment, la chance de voir mes aspirations scientifiques et professionnelles trouver une résonance dans les besoins d'un projet.

Après le temps de la chance et du hasard, cette thèse est immédiatement devenue le terrain d'un grand plaisir. Plaisir d'apprendre, de construire et d'échanger. Ceci, je le dois en premier lieu à mes directeurs de thèse. Autant Philippe qu'Olivier ont cette capacité d'aborder les gens avec un respect franc et bienveillant, montrant que le bénéfice de l'expérience et de la compétence n'a pas besoin du cadre froid de la hiérarchie entre individus. Olivier, Philippe, je vous suis infiniment reconnaissant, pour l'aide technique que vous m'avez apportée bien évidemment, pour votre disponibilité sans faille, mais aussi pour la confiance et la grande autonomie que vous m'avez accordées. Par chance de nouveau, notre collaboration pourra vivre encore au-delà de cette thèse.

Je souhaite étendre mes remerciements à l'ensemble du LMTE, où vous pouvez être sûrs de retrouver cette même humanité et cette même bienveillance. Mes séjours y ont toujours paru trop courts, malgré les efforts faits, jusqu'aux plus hautes sphères du service, pour maintenir la cadence des apéros. Du point de vue professionnel, je cite plus spécifiquement Sabine, Emilie et Lucie, toutes trois associées au travail de thèse.

Du côté du LHyGeS, je salue chaleureusement mes collègues de bureau, Mouna et Daniel, avec qui la cohabitation est aussi une partie de plaisir. Merci également aux compères d'en-face, Sylvain et Benjamin, de partager les secrets que recèle leur bureau, ils ont littéralement nourri cette thèse. Et comme le doctorat n'est pas qu'une affaire de recherche, j'adresse une pensée à Marie-Claire et à Sophie, avec qui j'ai travaillé lors de mes vacances d'enseignement.

Merci également à l'équipe du Département d'Ingénierie Civile et Environnementale du *Politecnico de Milano* qui a aiguillé les choix méthodologiques de cette thèse, et qui a largement aidé à la prise en main de T-PROGS. Alberto, Martina, Emanuela, *grazie tante*.

Bien que l'échange n'ait pu se tenir qu'à distance, je remercie les membres du jury de la thèse, pour leurs remarques constructives ainsi que pour la discussion qui a animé la soutenance.

Par ailleurs, je dédie le premier chapitre de ce manuscrit à ma famille, pour qui je l'ai pensé et écrit.

Puis enfin, si ce morceau de vie fut aussi beau et plein de bonheur, c'est surtout grâce à mon épouse, Wafae.

أنا كنبغيك بزاف حبيبي قلبي

Résumés

En français

Le suivi et la maîtrise des contaminations dans l'environnement imputables aux activités de recherche sur le nucléaire sont des préoccupations intégrées par le CEA (commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives) via le travail du LMTE (laboratoire de modélisation des transferts dans l'environnement) et le déroulement du projet MRISQ (maîtrise des risques). Dans ce contexte, la présente thèse propose un outil de modélisation des écoulements et du transport des polluants dissous dans les aquifères, avec un exemple d'application au site de Marcoule (Gard). Les développements méthodologiques et l'application au site d'étude s'échelonnent en trois phases. Une inversion des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère en deux dimensions, avec une formulation adaptée au contexte du site d'étude (contrainte de la topographie complexe du substratum de l'aquifère, intégration de données géologiques à grande échelle), permet de reproduire avec fidélité et robustesse le comportement de la nappe alluviale au droit de Marcoule, malgré des hypothèses simplificatrices discordant localement avec les caractéristiques du site (organisation en terrasses). Des modèles hydrogéologiques tridimensionnels sont ensuite construits en procédant à l'interpolation de données de sondage via deux méthodes (une approche stochastique qui s'appuie sur les probabilités de transition et une approche déterministe par B-spline). La paramétrisation des hétérogénéités produites par l'interpolation exploite les valeurs (alors moyennées sur la verticale) issues de l'inversion 2D. Pour finir, le modèle hydrogéologique paramétré est exploité pour simuler d'écoulement et de transport de contaminants dissous en trois dimensions. Le passage de l'approche 2D à la 3D dégrade marginalement la qualité du calage, mais apporte plus de réalisme dans la dynamique en zones saturée et insaturée.

In English

The monitoring and control of environmental contamination due to nuclear research activities are managed by the CEA (French alternative energies and atomic energy commission) through the work of the LMTE (laboratory of environmental transfer modeling) and the MRISQ (risk control) project. In this context, the present thesis proposes a tool for modelling flows and the transport of dissolved pollutants in aquifers, with an example of application to the Marcoule site (Gard region, France). The methodological developments and the application to the study site are divided into three phases. An inversion of aquifer's flow parameters, in two dimensions and with a formulation adapted to the context of the study site (constraint of the aquifer's intricate substratum topography, integration of large-scale geological data), reproduces with fidelity and robustness the behaviour of the alluvial water table below the site of Marcoule, despite simplifying hypotheses that disagree locally due to the characteristics of the site (organisation in terraces). Three-dimensional hydrogeological models are then designed by interpolating geological log data, using two methods (a stochastic approach based on transition probabilities and a deterministic B-spline approach). The parameterisation of the heterogeneities produced by the interpolation exploits the 2D inversion's values (then averaged over the vertical). Finally, the parameterised hydrogeological model is used to simulate the flow and transport of dissolved contaminants in three dimensions. The switch from the 2D to the 3D approach marginally deteriorates the quality of the fit, but offers more realism to the dynamics in saturated and vadose zones.

Table des matières

Remerciements	i
Résumés	iii
Table des matières	v
Liste des figures et des tableaux	ix
Liste des acronymes, sigles et abréviations	xi
Introduction	13
Chapitre 1 : Eléments d'hydrogéologie	17
1. Caractéristiques physiques des aquifères	17
1.1. Compartiments et états du sous-sol	17
1.2. Perméabilité et porosité des matériaux géologiques	18
1.3. Niveau piézométrique, nappes libres et nappes captives	20
2. Les aquifères dans le cycle hydrologique	21
2.1. Les aquifères, réservoirs d'eau douce	21
2.2. Notion de bassin versant	23
2.3. Eaux souterraines et eaux de surface	24
Echanges nappes-rivières	24
Sources et autres exutoires des nappes	24
3. Eaux souterraines et activités anthropiques	25
3.1. Influence sur l'état quantitatif des nappes	25
3.2. Influence sur la qualité des eaux souterraines	26
Typologie des pollutions	26
Dépollution des sols et des nappes	27
Focus sur la pollution au tritium	28
Chapitre 2 : Méthodologie de modélisation hydrogéologique	31
1. Modélisation de l'hydrodynamique 2D dans les aquifères	32
1.1. Modélisation de l'écoulement en zone non-saturée	32
1.2. Modélisation de l'écoulement souterrain en zone saturée	33
La loi de Darcy	33
L'hypothèse de Dupuit-Forchheimer	33
L'équation de continuité	34
L'équation de diffusivité	34
1.3. Solution numérique de l'équation d'écoulement	36
Les méthodes numériques	36
Les éléments finis non-conformes de Crouzeix-Raviart	37
1.4. Estimation des paramètres hydrodynamiques par approche inverse	39
La fonction objectif (moindres carrés)	40
La paramétrisation (triangulation multi-échelle)	41
L'algorithme d'optimisation	42
Le calcul du gradient de la fonction objectif (état adjoint discret)	45
Diagramme récapitulatif de la procédure d'inversion	48
2. Modélisation hydrogéologique 3D	49
2.1. Méthodes d'interpolation déterministes	49

Les méthodes polygonales	49
Les triangulations	49
Les méthodes barycentriques	50
Les surfaces de tendance	50
Les splines	50
2.2. Introduction aux géostatistiques	51
Variogrammes	51
Direction de recherche et anisotropie	52
Interpolation (krigeage)	53
Limites à l'approche géostatistique classique	54
2.3. T-PROGS	55
GAMEAS (analyse spatiale 1D et transiogrammes)	55
MCMOD (modèles markoviens)	56
TSIM (simulations conditionnelles)	58
2.4. Paramétrisation des hydrofaciès	59
2.5. Modélisation de l'écoulement et du transport 3D	61
Modèle d'écoulement 3D	61
Modèle de transport 3D	62
Résolution numérique et discrétisation	62
Chapitre 3 : Application au site de Marcoule	65
1. Présentation du site et des données	65
1.1. Localisation et bref historique	65
1.2. Topographie et usage des sols	66
1.3. Climat et eaux de surface	68
1.4. Géologie et pédologie	71
1.5. Hydrogéologie et réseau de surveillance piézométrique	75
Substratum de l'aquifère	75
Piézométrie et pompages	76
2. Inversion du modèle d'écoulement 2D	79
2.1. Choix de modélisation	79
Limites du modèle	79
Discrétisation	79
Paramétrisation	81
Recharge et termes puits-sources	82
Pondérations, seuils et tolérances	83
Etat initial des charges piézométriques	83
2.2. Résultats des inversions	84
Contribution du critère de seuil χ	84
Seuil d'ajustement et fiabilité des inversions	85
Simulation de la piézométrie et bilan hydrologique	87
3. Modélisation hydrogéologique 3D	91
3.1. Modélisation T-PROGS	91
Classification et analyse des données de sondage	91
Modélisation du site (approche globale)	93
Modélisation du site (approche par zone)	97
Perméabilité des faciès	99
3.2. Modèle simplifié déterministe	102
Interpolation d'un modèle bicouche	102
Perméabilité des faciès	103
3.3. Simulations d'écoulement et de transport 3D	104

Limites du modèle et pompages.....	104
Recharge et zone non-saturée.....	104
Discretisation temporelle et couplage zones saturée/insaturée.....	105
Etat initial et pressions dans la zone non-saturée.....	105
Zone saturée et piézométrie.....	107
Comportement d'un polluant dissous.....	110
Conclusion	115
Références.....	121
Annexe 1 : Chroniques piézométriques.....	131
Annexe 2 : Classification des faciès	163
Classe 1 (faible perméabilité).....	163
Classe 2 (perméabilité intermédiaire).....	170
Classe 3 (forte perméabilité).....	178

Liste des figures et des tableaux

Figure 1 : Compartiments, états du sous-sol	17
Figure 2 : Valeurs de porosité et de perméabilité de divers matériaux géologiques	18
Figure 3 : Nappe libre (a) et nappe captive (b).....	20
Figure 4 : Répartition de l'eau sur Terre.....	21
Figure 5 : Le cycle externe de l'eau.....	22
Figure 6 : Bassin versant topographique et bassin versant réel.....	23
Figure 7 : Echanges nappes-rivières.....	24
Figure 8 : Aperçu méthodologique de la thèse.....	31
Figure 9 : Transfert de Nash dans 4 réservoirs (gauche) et fonction gamma (droite)	32
Figure 10 : Phénomènes physiques hydro(géo)logiques et conceptualisation associée	35
Figure 11 : Fonction d'interpolation (gris clair) d'un élément de Crouzeix-Raviart (gris foncé)	37
Figure 12 : Approche directe et problème inverse	39
Figure 13 : Raffinement et interpolation du maillage de paramètre multi-échelle.....	42
Figure 14 : Diagramme récapitulatif de la procédure d'inversion.....	48
Figure 15 : Variogramme expérimental (points) et variogrammes théoriques (courbes)	52
Figure 16 : Direction de recherche d'un variogramme expérimental.....	53
Figure 17 : Diagramme de fonctionnement du logiciel T-PROGS.....	55
Figure 18 : Exemple de transiogrammes théoriques	56
Figure 19 : Chaîne de Markov à 3 états, formes figurée et matricielle	56
Figure 20 : Exemple de modèle 3D T-PROGS à 4 catégories.....	58
Figure 21 : Passage des paramètres 2D aux paramètres 3D par optimisation.....	59
Figure 22 : Localisation du site de Marcoule.....	65
Figure 23 : Topographie et usage des sols du site	66
Figure 24 : Modèle numérique de terrain et imperméabilisation	67
Figure 25 : Réponse hydrologique des cours d'eau aux forçages climatiques	70
Figure 26 : Extrait de la carte géologique au 1/50 000 ^e d'Orange.....	71
Figure 27 : Carte géologique du centre de Marcoule	73
Figure 28 : Sélection de logs géologiques.....	74
Figure 29 : Topographie du substratum, position des sondages et des puits	75
Figure 30 : Sélection de chroniques piézométriques.....	77
Figure 31 : Cartes piézométriques du centre de Marcoule.....	78
Figure 32 : Maillages et conditions aux limites du modèle de Marcoule	80
Figure 33 : Moyenne et coefficients de variations des paramètres pour deux jeux de solutions	85
Figure 34 : Distribution des paramètres d'écoulement par zone	87
Figure 35 : Moyenne et écart-type de l'erreur de calibration pour le jeu de solutions	88
Figure 36 : Carte piézométrique et quelques calages d'une solution exemple	89
Figure 37 : Localisation des sondages et zones T-PROGS	91
Figure 38 : Transiogrammes et variogrammes (analyse globale).....	94
Figure 39 : Comparaison de simulations T-PROGS.....	95
Figure 40 : Transiogrammes verticaux et horizontaux par zones.....	97
Figure 41 : Modèle Marcoule par zones et données conditionnelles	99
Figure 42 : Paramétrisation « libre » du modèle 3D T-PROGS.....	100
Figure 43 : Paramétrisation « contrainte » du modèle 3D T-PROGS.....	101
Figure 44 : Couche d'argile et perméabilité inversée.....	102
Figure 45 : Modèle 3D bicouche paramétré.....	103
Figure 46 : Distribution des perméabilité des modèles 3D et des pressions dans les sols	106

Figure 47 : Distribution des perméabilités, des pressions et de la piézométrie en fond d'aquifère.....	107
Figure 48 : Piézométrie des simulations et écarts aux charges mesurées	109
Figure 49 : Suivi d'une contamination test.....	111
Tableau 1 : Quelques qualificatifs de modèles	13
Tableau 2 : Qualification des formations géologiques selon leur porosité et leur perméabilité	19
Tableau 3 : Prélèvements quantitatifs annuels sur la ressource en eau en France	25
Tableau 4 : Données climatiques moyennes de la station météorologique de Marcoule	68
Tableau 5 : Caractéristiques hydrologiques moyennes du Rhône et de la Cèze.....	69
Tableau 6 : Pluviométrie et évapotranspiration potentielle annuelles sur la période 2012-2019	70
Tableau 7 : Plages de paramètres pour l'inversion	81
Tableau 8 : Influence du critère de seuil sur les transgressions vis-à-vis du substratum	84
Tableau 9 : Distribution du paramètre RU_{max} (zonation) pour deux jeux de solutions.....	86
Tableau 10 : Bilan hydrologique de la solution exemple	90
Tableau 11 : Proportions et épaisseurs moyennes des hydrofaciès dans le site d'étude.....	92
Tableau 12 : Probabilités de transition entre faciès.....	93
Tableau 13 : Méthodes de modélisation et écarts de proportions	96
Tableau 14 : Modèles T-PROGS sélectionnés par zone	98
Tableau 15 : Plages de perméabilité en $\log_{10}[\text{m/s}]$ pour la paramétrisation du modèle 3D T-PROGS	100
Tableau 16 : Paramètres de la zone non-saturée (van Genuchten) par faciès	104

Liste des acronymes, sigles et abréviations

ANDRA	agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs
BRGM	bureau de recherches géologiques et minières
CEA	commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives
CETRA	cabinet d'études techniques rurales agricoles
ETP	évapotranspiration potentielle
ETR	évapotranspiration réelle
IGN	institut géographique national
IRSN	institut de radioprotection et de sûreté nucléaire
LMTE	laboratoire de modélisation des transferts dans l'environnement
LHyGeS	laboratoire d'hydrologie et de géochimie de Strasbourg
MRISQ	maîtrise des risques
NGF	nivellement général de la France
RGE	référentiel à grande échelle
T-PROGS	transition probability geostatistical software
TRACES	transport réactif de contaminants dans les eaux souterraines

Introduction

L'hydrogéologie recouvre deux principaux types d'enjeu : la gestion des ressources en eaux souterraines d'une part, et la compréhension des phénomènes physiques présidant au comportement des dites eaux d'autre part. Le premier stimule le second, le second étaye le premier.

Le présent travail de thèse s'articule lui aussi autour de ces deux enjeux.

D'un point de vue opérationnel, il s'inscrit dans les missions du LMTE (laboratoire de modélisation des transferts dans l'environnement) et plus spécifiquement dans les attendus du projet MRISQ (maîtrise des risques) du CEA (commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives), visant à suivre et limiter l'impact sur l'environnement des activités liées à l'industrie nucléaire. Plus spécifiquement, l'objectif de la thèse est de développer un outil pour reproduire et prédire le comportement des pollutions dans les eaux souterraines, au droit des installations du site de recherche de Marcoule (Gard).

Du point de vue scientifique, la thèse fait face aux difficultés de mesurer avec précision et fréquence (dans l'espace et dans le temps) les propriétés du milieu souterrain et de l'eau qu'il abrite, ainsi qu'à la complexité des processus physiques qui les relient. L'approche par modélisation propose justement de composer avec ces écueils, en simplifiant à la fois la représentation du milieu et des processus. Cette simplification pouvant s'opérer à différentes étapes et à différents degrés lors de la modélisation, les critères servant à la classification des modèles sont nombreux :

Tableau 1 : Quelques qualificatifs de modèles

Critère	Type de modèle	Description
formalisme	physique	représentation via un modèle réduit par exemple
	mathématique	représentation via un formalisme mathématique
données d'entrée	déterministe	les valeurs d'entrée sont déterminées par l'utilisateur
	stochastique	au moins une donnée d'entrée est une variable aléatoire
représentation du phénomène	empirique	relations entrées-sorties établies par l'expérience (courbe de tarage)
	conceptuel	utilisation d'analogies simplificatrices (modèle réservoir pluie-débit)
	base physique	représente les mécanismes physiques qui convertissent les données d'entrée en sorties du modèle
variabilité des paramètres	global	les paramètres sont homogènes sur l'ensemble du modèle
	distribué	le modèle abrite des hétérogénéités de paramètres

Ces critères sont pour la plupart non-exclusifs (un modèle peut être empirique et conceptuel par exemple), ainsi que sujets à nuances et gradations en leur propre sein. En pratique, un modèle combine souvent plusieurs approches et le niveau de simplification est modulé au cas par cas.

Les choix qui jalonnent la construction d'un modèle sont éminemment dépendant de l'objectif final ainsi que des données disponibles. Ainsi, pour une question donnée, un modèle à base physique finement distribué n'offre pas par essence de meilleurs résultats qu'un modèle conceptuel global.

Un niveau excessif de raffinement et de complexité dans un modèle peut même dégrader sa fiabilité. L'étude des modèles par analyse de sensibilité s'attache, entre autres, à diagnostiquer les paramètres les plus influents, permettant ainsi de décharger le modèle d'un trop-plein de sophistication.

Par ailleurs, une grande part du travail de modélisation est dédiée à la procédure de calage. En effet, les paramètres guidant la conversion des données d'entrée en grandeurs de sortie sont rarement connus de manière exhaustive et précise. Ainsi, les ajuster pour faire coïncider observations de terrain et résultats du modèle est une étape souvent centrale. Pour la calibration, le niveau de précision dépend également de l'objectif du projet (certains s'accommodent d'un niveau d'incertitude relativement haut) et de la qualité des données d'observation (reproduire exactement des mesures entachées de fortes erreurs présente peu d'intérêt).

Enfin, les choix de modélisation sont aussi contraints par les ressources de l'équipe de travail, en termes de temps et d'expertise. En la matière, le développement des technologies informatiques élargit largement le spectre des possibles.

L'objectif opérationnel de la thèse, décrit plus haut, implique de simuler à la fois le comportement de l'eau et des polluants (dissous) dans le compartiment souterrain. En particulier, il s'agit de vérifier si les éventuelles fuites de radionucléides au droit des installations de recherche de Marcoule présentent un risque de migration hors des limites du centre, où se situent des enjeux d'ordre sanitaire (pompages pour l'alimentation en eau potable) et environnementaux (normes écologiques pour les eaux de nappe et de rivières).

La méthodologie de modélisation retenue pour répondre à cet objectif est principalement fondée sur des modèles mathématiques à base physique de forme « advection-dispersion », avec pour paramètres prédominants, la capacité du sous-sol à conduire l'eau (perméabilité) et à la stocker (porosité). Appliquées à des cas réels (paramètres distribués), ces équations ne connaissent pas de solutions exactes, leur résolution fait appel à des méthodes numériques discrétisées (dans le temps et l'espace), un des champs d'expertise du LHyGeS (laboratoire d'hydrologie et de géochimie de Strasbourg).

En premier lieu, du fait de données d'entrée (charges piézométriques) peu sensibles à l'hétérogénéité verticale du milieu, le modèle est construit en deux dimensions. La détermination des valeurs et de la répartition spatiale des paramètres du modèle est menée grâce à une boucle d'inversion, synonyme de calibration automatique (nécessitant par définition un grand nombre d'itérations de calcul). Des développements méthodologiques particuliers sont apportés quant à la définition de la fonction mathématique qui guide la calibration (fonction objectif), afin de s'adapter au contexte complexe du site de Marcoule (topographie du substratum de l'aquifère, hétérogénéités connues à grande échelle). Cette phase de modélisation 2D est l'objet d'une publication dans la revue à comité de lecture *Waters* [1].

Pour représenter la migration des polluants dans le sous-sol, les effets gravitaires tridimensionnels ne peuvent pas être négligés. La seconde phase de la thèse s'attache donc à construire un modèle

hydrogéologique 3D, en explorant deux voies : une méthode stochastique et une méthode déterministe. Le second développement méthodologique propre à cette thèse consiste à ponter le modèle 2D avec le modèle 3D, afin d'aboutir à une représentation plausible des hétérogénéités de l'aquifère, à la fois sur la verticale et sur le plan horizontal.

La troisième phase du travail de thèse exploite cette paramétrisation tridimensionnelle pour simuler des chroniques d'écoulement et de migration de polluants. Comparativement à l'approche bidimensionnelle initiale, cette dernière étape décrit l'influence des hétérogénéités verticales et explore plus rigoureusement l'impact de la zone du sous-sol non saturée en eau sur la dynamique de la nappe et le devenir d'éventuelles contaminations.

Pour décrire le travail de thèse, le mémoire est organisé en trois chapitres. Le premier explicite des notions d'hydrogéologie relativement rudimentaires mais nécessaires à la compréhension de la suite. Le deuxième chapitre détaille la méthodologie de modélisation, de l'approche bidimensionnelle aux simulations tridimensionnelles. Le troisième et dernier chapitre de la thèse retranscrit l'application de cette méthodologie au site alluvial de Marcoule.

Chapitre 1 : Eléments d'hydrogéologie

1. Caractéristiques physiques des aquifères

1.1. Compartiments et états du sous-sol

La fraction abiotique du sol et du sous-sol peut être décomposée en trois phases : solide (minéraux), liquide (eau) et gazeuse (air) [2].

Les vides, occupés par de l'air ou de l'eau, représentent la porosité du milieu dont deux types se distinguent selon la nature et l'histoire des roches : la porosité d'interstices, dite aussi matricielle, et la porosité de fracture ou de fissure. Non exclusifs, ces deux types peuvent cohabiter dans un ensemble géologique cohérent dit à double porosité [3].

Le taux d'occupation des vides par l'eau définit trois états du milieu : sec, partiellement saturé et saturé. A grande échelle, ces différents états individualisent deux zones d'intérêt pour l'étude des aquifères : la zone saturée et la zone non-saturée (cf. Figure 1).

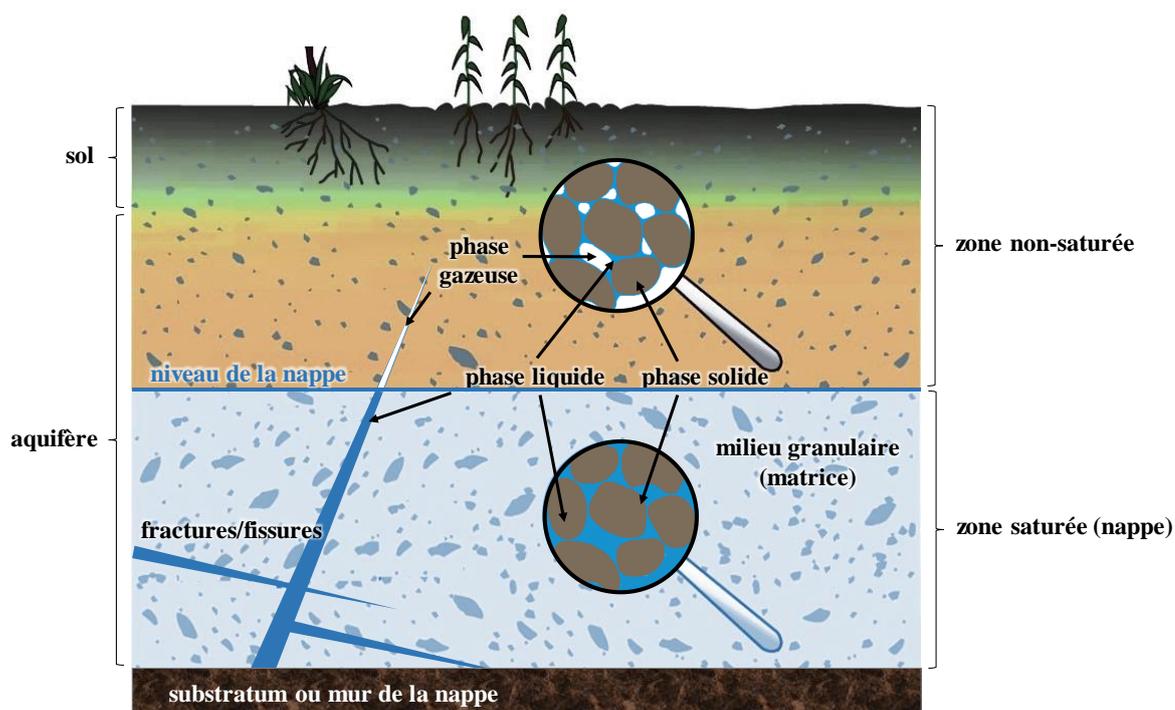


Figure 1 : Compartiments, états du sous-sol
(source : [4], modifiée)

Le sol se distingue de l'aquifère par des processus d'altération et de structuration liés à l'action physico-chimique de l'atmosphère et des précipitations ainsi qu'à l'activité biologique de l'écosystème qu'il abrite [5]. Cependant, certaines nappes peuvent atteindre le sol voire la surface (phénomènes d'exsurgence, d'inondation par remontée de nappe, ou encore formation de marais et de tourbières).

L'individualisation d'une nappe d'eau dans un aquifère implique l'existence d'un ensemble sous-jacent pas ou peu perméable, appelé substratum ou mur.

1.2. Perméabilité et porosité des matériaux géologiques

Est qualifiée d'aquifère (*aqua fero* ~qui porte de l'eau) toute formation souterraine capable, du fait de sa porosité, d'emmagasiner de l'eau, mais aussi suffisamment perméable pour la laisser circuler en son sein [6]. Cette seconde aptitude est également liée à la porosité du milieu, ou plus spécifiquement à la porosité efficace, où n'interviennent que les pores, interstices et réseaux de fractures interconnectés (ouverts), à même d'établir un chemin d'écoulement.

La perméabilité intrinsèque d'un milieu poreux dépend uniquement de sa nature, et plus spécifiquement de l'organisation de sa phase solide. Une grandeur appelée conductivité hydraulique [7], ou plus communément perméabilité tout court, est utilisée pour représenter les conditions d'écoulement dans l'aquifère en considérant les caractéristiques du fluide ainsi que le niveau de saturation du milieu (plus celui-ci est élevé, plus le nombre de pores saturés, ou potentiel matriciel, augmente, facilitant l'écoulement).

$$K(s) = \frac{k(s)\rho g}{\mu} \quad \{1\}$$

Avec K la conductivité hydraulique [$L.T^{-1}$], k la perméabilité intrinsèque du milieu poreux [L^2], toutes deux fonctions du niveau de saturation s . ρ est la masse volumique du fluide [$M.L^{-3}$], μ sa viscosité dynamique [$M.L^{-1}.T^{-1}$] et g l'accélération de la pesanteur [$L.T^{-2}$]. Intégrée sur l'épaisseur de la zone saturée, la perméabilité devient la transmissivité, indicateur de productivité de la nappe.

Les valeurs de perméabilité (à saturation) et de porosité des matériaux géologiques formant les aquifères balaient une large gamme [8, 9, 10], comme le montre la Figure 2.

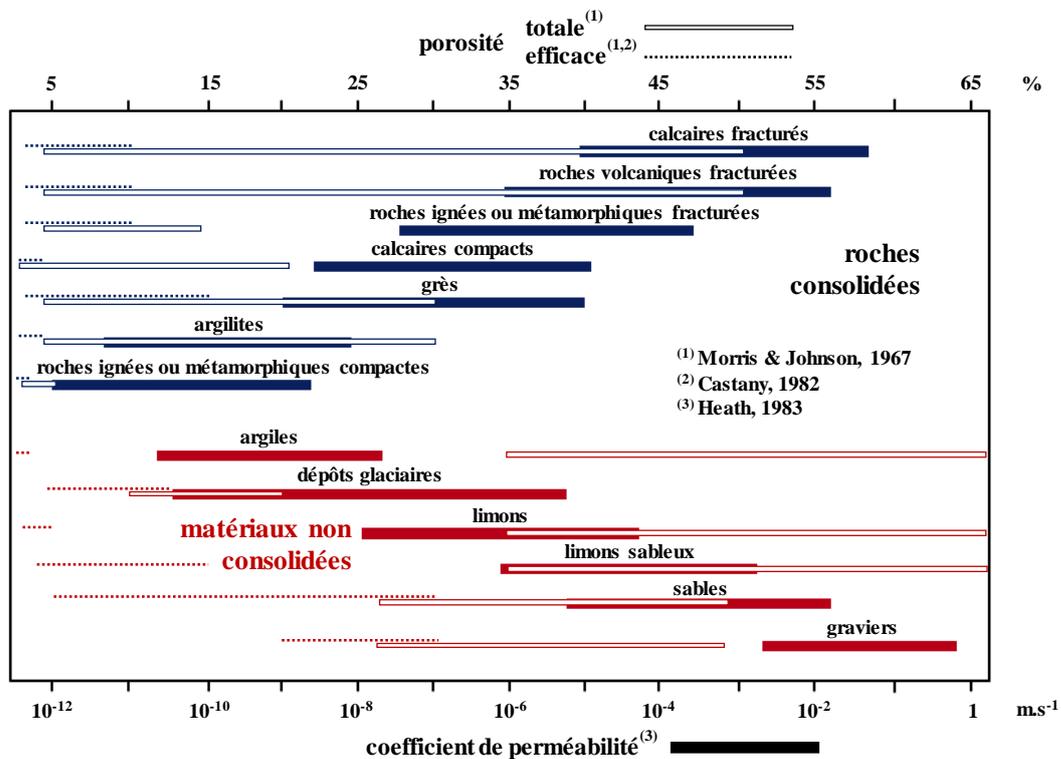


Figure 2 : Valeurs de porosité et de perméabilité de divers matériaux géologiques (source : [11], modifiée)

La variabilité des paramètres d'écoulement dans les roches est fonction principalement de leur texture (distribution granulométrique) et de leur structure (agencement des constituants, sous l'influence principalement de phénomènes de déposition, de cristallisation, de cimentation et de fracturation).

Une nappe ne peut se former dans un aquifère qu'en présence d'une formation sous-jacente moins perméable. La valeur seuil des matériaux imperméables est fixée usuellement à 10^{-9} m.s^{-1} [12]. Parmi ceux-là, on peut citer les argiles, dont la structure en feuillets génère de très fortes tensions de surface et limite la taille ainsi que la connectivité des interstices. Cependant, les argiles présentent une porosité totale caractéristique très élevée, ce qui les qualifie d'aquiclude. A l'inverse, certaines roches consolidées, du fait de leur compacité, ne bénéficient même pas d'une capacité de stockage d'eau significative, à l'image, par exemple, des granites compacts. Ces derniers sont dits aquifuges. Entre roches aquifères et aquicludes sont définies les aquitards [13], dont la porosité et la perméabilité sont suffisantes pour participer à l'écoulement souterrain à l'échelle régionale, mais trop faibles pour être exploitées localement.

Tableau 2 : Qualification des formations géologiques selon leur porosité et leur perméabilité

	porosité	perméabilité	exemple de formations géologiques
aquifère	+	+	sables et graviers, calcaires fissurés
aquitard	+/-	+/-	sables argileux, grès
aquiclude	+	-	argiles, marnes
aquifuge	-	-	granites compacts

Par ailleurs, un aquifère peut être constitué de grandes hétérogénéités de perméabilité et de porosité en son sein même, celles-ci résultant de la diversité des matériaux qui le constituent (historique des dépôts géologiques, altérations locales...), de phénomènes de fracturation et/ou de fissuration.

Comme ces événements varient dans le temps et dans l'espace, la caractérisation de la perméabilité d'un aquifère peut dépendre de l'échelle d'observation [14]. Les karsts, pour exemple, constituent des cas extrêmes de disparité au sein d'un même ensemble géologique, car il s'y côtoie des zones de conductivité hydraulique quasi-nulle (matrice calcaire compacte) et un réseau d'écoulement parfois comparable à des rivières souterraines (issu de la dissolution de ladite matrice).

Comme les hétérogénéités ont un rôle majeur dans l'orientation et la dynamique des écoulements ainsi que dans le devenir des contaminations, leur estimation et leur spatialisation constituent une difficulté majeure en hydrogéologie quantitative, thème récurrent de ce travail de thèse.

1.3. Niveau piézométrique, nappes libres et nappes captives

Le niveau piézométrique, aussi appelé charge hydraulique de la nappe, est le résultat de la somme d'un terme de pression, d'un terme d'altitude et d'un terme de vitesse [15] :

$$h = \frac{v^2}{2g} + z + \frac{p}{\rho g} = cste \quad \{2\}$$

où h est la charge exprimée en hauteur d'eau [L], v la vitesse de l'écoulement [$L.T^{-1}$], z l'altitude du point considéré [L], p la pression du fluide en ce point [$M.L^{-1}.T^{-2}$], g l'accélération gravitationnelle [$L.T^{-2}$] et ρ la masse volumique du fluide [$M.L^{-3}$]. Que ce soit en surface ou sous terre, l'eau s'écoule de la charge la plus haute vers la charge la plus basse. En considérant que les vitesses d'écoulement dans les aquifères sont très petites face aux autres grandeurs (assimilant l'équation à un cas d'hydrostatique), la charge se trouve réduite aux termes d'altitude et de pression.

Quand son niveau d'eau et par là même les frontières entre zone saturée et insaturée fluctuent, une nappe est dite libre. Mais quand elle est mise sous pression par une couche sus-jacente imperméable, une nappe est dite captive (cf. Figure 3). En outre, une nappe peut être captive sur une portion, libre sur une autre (assurant la recharge de l'ensemble).

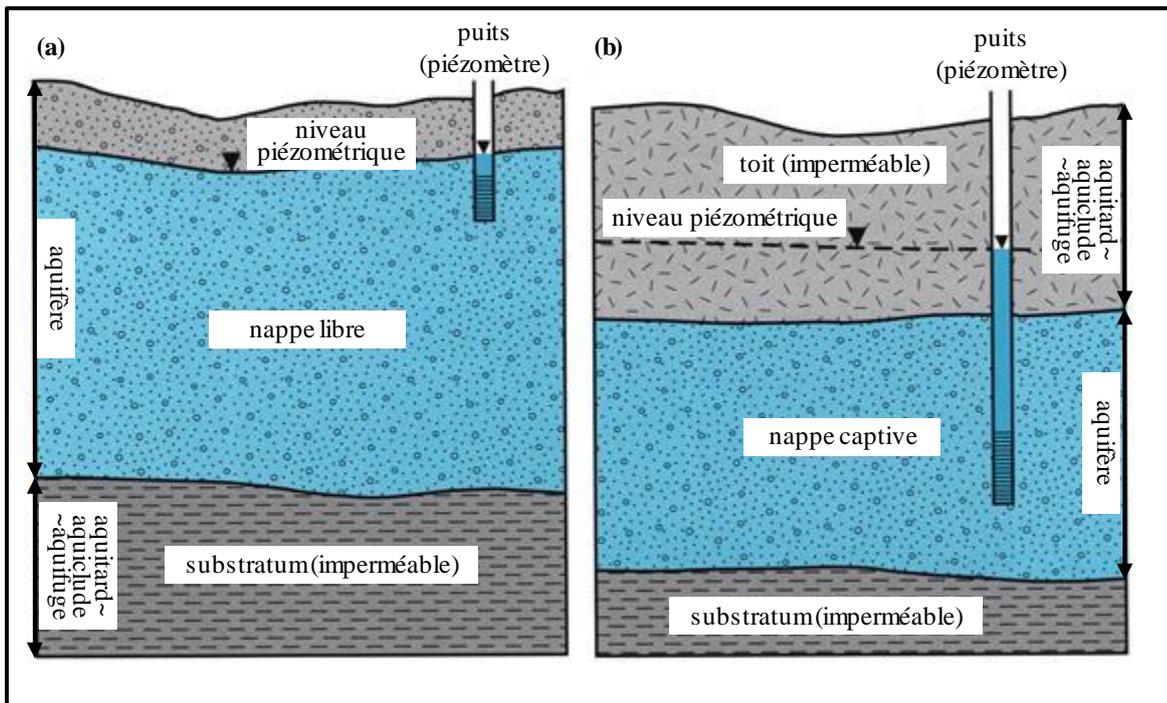


Figure 3 : Nappe libre (a) et nappe captive (b)
(source : [16], modifiée)

Ainsi, dans le cas des nappes libres, le niveau piézométrique se confond au niveau altimétrique de l'eau, en équilibre avec la pression atmosphérique. Dans le cas des nappes captives, le niveau piézométrique se situe au-dessus du niveau d'eau car des infiltrations en amont hydraulique et la présence d'un toit imperméable occasionnent une mise sous pression.

2. Les aquifères dans le cycle hydrologique

2.1. Les aquifères, réservoirs d'eau douce

Les eaux souterraines représentent moins d'un pourcent du stock d'eau mondial – en excluant l'eau d'hydratation de la lithosphère et de l'asthénosphère. Cependant, elles constituent presque le tiers du stock d'eau douce et surtout la moitié de l'eau douce disponible pour l'alimentation en eau potable [17].

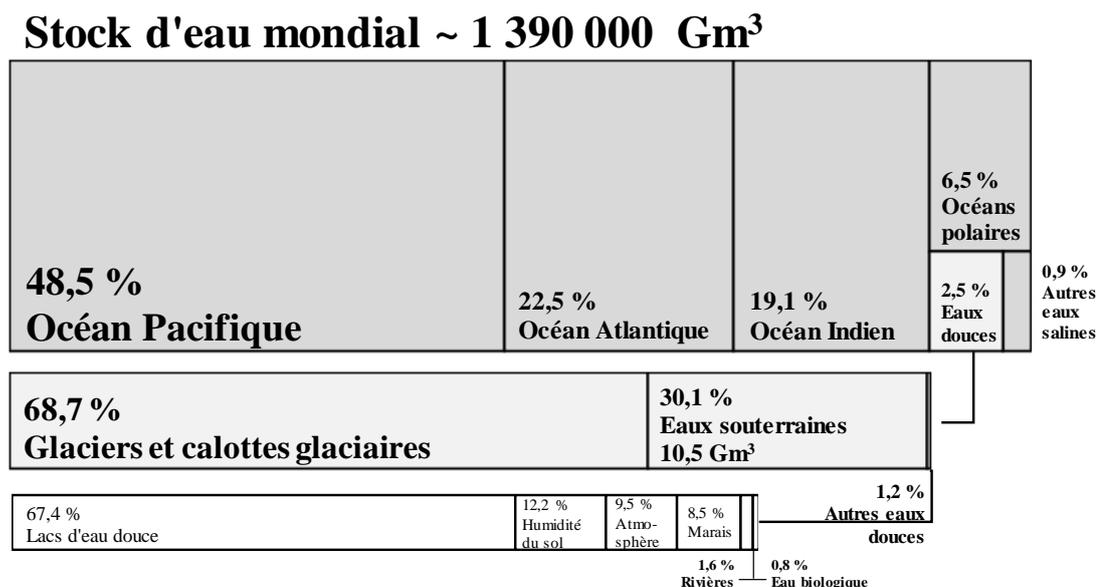


Figure 4 : Répartition de l'eau sur Terre

Le renouvellement des stocks mondiaux est principalement dépendant des précipitations continentales (814 mm/an en moyenne, soit le quart des précipitations totales), pour un volume estimé à près de 110 000 km³ par an. En milieu tempéré, environ 60% des précipitations retournent à l'atmosphère par évapotranspiration [18], terme regroupant les phénomènes d'évaporation et de transpiration. L'évaporation est fonction principalement de la radiation solaire, de la température et de l'état d'humidité de l'air. Elle survient sur et dans les premières couches du sol ainsi que sur toute surface interceptant l'eau, y compris les feuilles et autres parties aériennes de la végétation. Cette même végétation mobilise par ailleurs l'eau nécessaire à son métabolisme via le phénomène de transpiration, moteur de la circulation de la sève et des nutriments.

La fraction restante connaît deux destins : le ruissellement vers le réseau hydrographique de surface ou l'infiltration vers le sous-sol. La part relative de ces deux événements, parfois concomitants, est très dépendante de l'occupation des sols (couvert végétal, sol nu, imperméabilisation urbaine), de la pédologie (sols plus ou moins perméables selon leur nature), de leur état d'humidité ainsi que de la typologie des pluies (intensité et durée).

La vitesse d'infiltration elle-même connaît une grande variabilité selon la nature des sols et de l'aquifère (du mètre par an dans une craie peu fracturée au mètre par jour dans des dépôts alluvionnaires).

Les précipitations étant très inégalement réparties sur le globe, il en va de même pour le renouvellement des stocks d'eau douce. Par la combinaison des variabilités climatiques et démographiques, l'eau disponible par personne et par jour connaît des extrêmes théoriques allant de 16 à 1 400 000 litres, pour une moyenne mondiale estimée à 16 000 litres.

Mais la disponibilité réelle des stocks est aussi fonction du temps de résidence de l'eau au sein des différents compartiments et de la faisabilité technique de l'extraction. De ce point de vue encore, les aquifères connaissent une grande disparité, puisque le temps de transit dans un système karstique peut être réduit à quelques heures, quand certains aquifères profonds abritent des eaux millénaires (eaux fossiles non renouvelables à l'échelle de temps humaine). Les prélèvements dans les nappes (pour l'eau de consommation ou encore l'irrigation) doivent donc se limiter à des niveaux compatibles avec les taux de renouvellement.

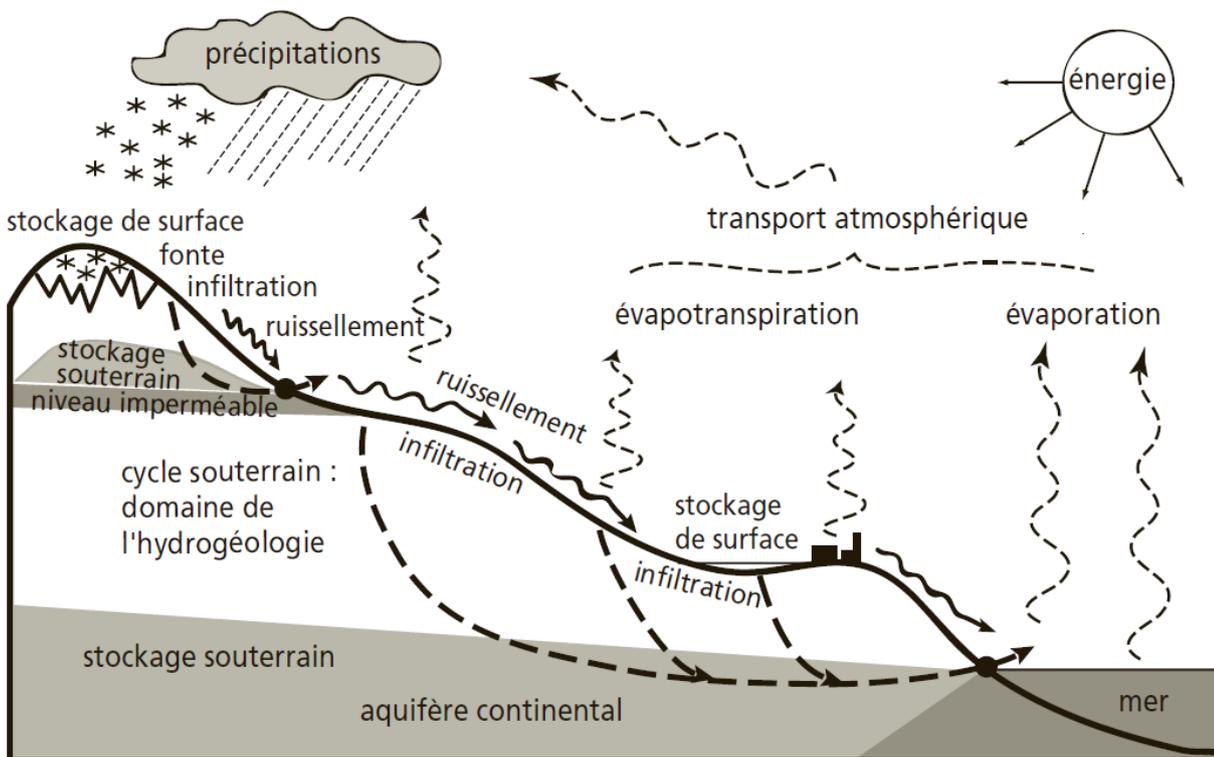


Figure 5 : Le cycle externe de l'eau
(source : [19])

Selon leurs dynamiques propres, les compartiments de l'hydrosphère sont liés entre eux selon le cycle figuré ci-dessus (le cycle interne intéressant la lithosphère en est exclu) [19].

Ce travail s'inscrit dans la fraction continentale du cycle, incluant les processus de précipitation, d'évapotranspiration, de ruissellement, d'infiltration (garante de la recharge des aquifères) ainsi qu'évidemment l'écoulement de la nappe elle-même, parfois en relation avec les masses d'eau de surface. L'échelle d'étude généralement adoptée en hydrologie est définie par la notion de bassin versant.

2.2. Notion de bassin versant

Au cœur du cycle de l'eau continentale se trouve le concept de bassin versant, soit une aire géographique où toute précipitation transite vers un exutoire unique, le plus souvent une section de cours d'eau. Ce transit s'effectue via des phénomènes de surface d'une part (ruissellement le long des pentes et concours des affluents) et des écoulements souterrains d'autre part (ruissellement hypodermique et infiltration dans les nappes).

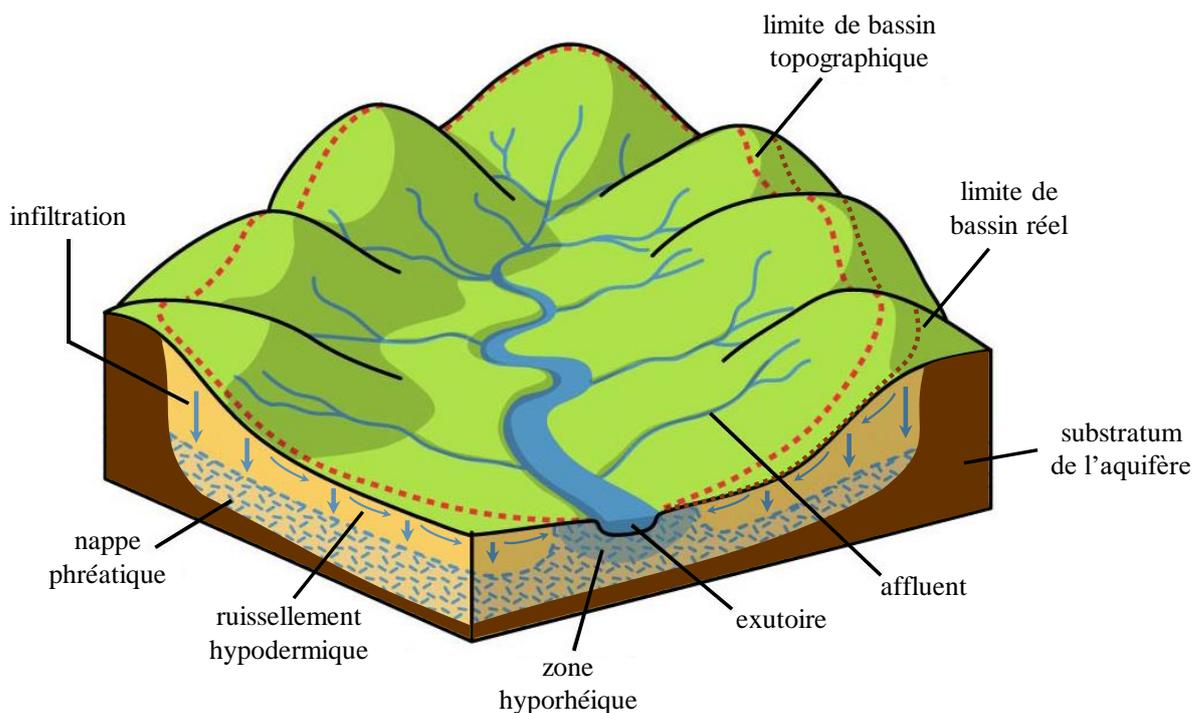


Figure 6 : Bassin versant topographique et bassin versant réel
(source : [20], modifiée)

Selon une approche circonscrite aux écoulements de surface, le bassin versant n'est défini que par les lignes de crêtes topographiques. Mais les phénomènes souterrains peuvent étendre la surface réellement contributrice au débit hydrologique à l'exutoire (Figure 6). La portion hydrogéologique du bassin versant réel est essentielle pour établir le bilan hydrologique (solde entre les entrées et les sorties d'eau) sur le long terme ainsi que la déconnexion ou le retardement de la réponse du débit d'un cours d'eau face à un événement pluvieux.

En effet, le sous-sol joue un rôle de tampon, écrétant les pluies grâce à sa capacité d'emmagasinement. De manière toute aussi importante, il assure un rôle de soutien aux cours d'eau en période sèche (étiage). A l'autre extrême hydrologique, certaines inondations s'expliquent non pas par l'apport du ruissellement de surface, mais par le gonflement des nappes déversant leur trop-plein dans les rivières.

En outre, deux bassins versants peuvent être transitoirement connectés via leur composante souterraine, notamment en hautes eaux, quand le niveau d'une nappe dépasse une crête du substratum l'isolant le reste du temps de l'aquifère voisin.

2.3. Eaux souterraines et eaux de surface

Comme l'a introduit la notion de bassin versant, certaines nappes entretiennent des relations avec la surface et les masses d'eau superficielles.

Echanges nappes-rivières

Les nappes intervenant dans le fonctionnement hydraulique des cours d'eau sont qualifiées de nappes d'accompagnement, ou encore de nappes alluviales (l'eau transitant dans les alluvions déposées par lesdites rivières au cours de leur histoire géomorphologique).

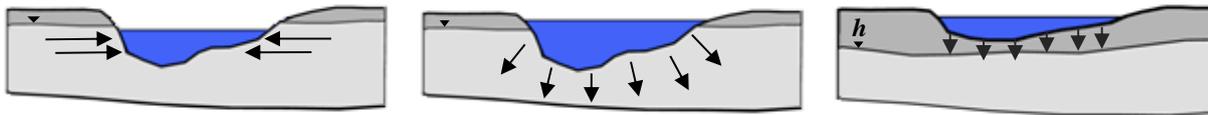


Figure 7 : Echanges nappes-rivières

Pour qu'il y ait échange, les sédiments et autres matériaux constitutifs du lit de la rivière doivent être au moins localement et partiellement perméables. L'interface nappe-rivière est appelée zone hyporhéique (Figure 6).

Dès lors, plusieurs types d'échange peuvent prendre place (Figure 7) selon la position du toit de la nappe (h) par rapport au niveau du cours d'eau, ou plus précisément par rapport à la charge hydraulique dans la zone hyporhéique elle-même. Schématiquement, si la charge de la nappe est supérieure à la surface libre de la rivière, la première alimente la seconde directement, selon le principe des vases communicants. Si la charge de la nappe se situe entre le niveau de la rivière et le fond du lit, l'inverse s'opère. Enfin, si le niveau de la nappe est inférieur au fond du lit de la rivière, une part de l'eau de cette dernière percole à travers une zone insaturée avant d'alimenter la nappe. Un même ensemble nappe-rivière peut connaître les trois types de fonctionnement selon la période de l'année, ou selon la portion de rivière considérée à un temps donnée [21].

Les mêmes modalités d'échanges peuvent s'opérer avec les plans d'eau.

Sources et autres exutoires des nappes

Les sources apparaissent quand le niveau d'une nappe recoupe le niveau du sol. Ces exutoires donnent souvent naissance à un cours d'eau. Lorsque la source est issue d'une portion libre d'une nappe captive, où la charge hydraulique est supérieure au niveau du sol, elle est jaillissante (ou artésienne).

Les nappes les plus superficielles peuvent aussi s'épandre en surface soit de manière permanente (marais ou autres zones humides) soit de manière exceptionnelles (remontée de nappe lors d'évènements pluvieux).

Enfin, à l'extrême aval du cycle hydrologique continental, les mers et océans représentent l'ultime exutoire des nappes.

3. Eaux souterraines et activités anthropiques

3.1. Influence sur l'état quantitatif des nappes

En France, les besoins annuels en prélèvement d'eau se déclinent comme indiqué dans le tableau suivant :

Tableau 3 : Prélèvements quantitatifs annuels sur la ressource en eau en France

	volumes prélevés (en milliards de m ³)	part des eaux souterraines	part des eaux de surface
eau potable	5,4	2/3	1/3
irrigation	3,2	1/3	2/3
industrie	2,5	1/3	2/3

Données 2016 de la banque nationale des prélèvements quantitatifs en eau

D'autres usages prélèvent exclusivement dans les eaux de surface (refroidissement des centrales thermiques pour 20,8 milliards de m³, alimentations de canaux pour 4,7 milliards de m³). Si à l'évidence les pompes directes dans les aquifères mettent à l'épreuve le maintien des stocks souterrains, les prélèvements en rivière peuvent avoir des effets indirects mais notables sur le niveau des nappes. Par exemple, un cours d'eau en étiage aggravé par les besoins d'irrigation durant l'été comptera d'autant plus sur le rôle de soutien de sa nappe d'accompagnement, augmentant sa vidange.

Par ailleurs, l'imperméabilisation des berges et du lit des cours d'eau (pensée pour limiter la mobilité latérale des cours d'eau, gagner en espace constructible et pérenniser les voies navigables) limite les échanges nappe-rivières. L'imperméabilisation des sols réduit quant à elle le potentiel d'infiltration des pluies, la recharge des nappes et favorise le ruissellement. Celle-ci peut être directe (aménagement urbain, industriel) mais aussi indirecte, notamment en agriculture, où certaines pratiques accentuent un phénomène par ailleurs naturel : la formation d'une croûte de battance. Ainsi, le tassement dû aux engins agricoles, le labour profond ou l'export systématique des rebus de cultures limitent la concentration en matière organique dans les premiers horizons du sol, déstabilisent sa structure et le rendent vulnérable à l'action des gouttes de pluie (effet splash). Le drainage, procédé utilisé pour augmenter les surfaces urbaines ou agricoles, conduit aussi à la disparition de zones humides, d'une portion des stocks souterrains associés et de leur potentiel de régulation des événements extrêmes (crues, inondations et sécheresses).

A l'inverse, certaines pratiques participent à une recharge accrue des nappes, incidemment ou volontairement [22]. En cas d'irrigation, la part de l'eau non évapotranspirée revient à l'aquifère. Par ailleurs, tout un pan de l'ingénierie prend le rebours des choix d'aménagement du siècle dernier, à savoir gérer l'eau pluviale par infiltration en milieu urbain, ou renaturer les berges de cours d'eau par exemple. L'injection directe de l'eau de la rivière dans la nappe, ou bien une recharge indirecte assurée par des bassins drainants alimentés en période de hautes eaux sont d'autres techniques courantes visant à assurer la pérennité des stocks en eau souterraine.

3.2. Influence sur la qualité des eaux souterraines

Toute eau présente des caractéristiques physico-chimique (composition, température etc.) qui lui sont propres, une signature acquise notamment par dissolution des roches sur ou dans lesquelles elle transite (fond géochimique). Ainsi, l'eau d'un aquifère calcaire a naturellement une teneur en carbonates supérieure à l'eau d'une région granitique, sans que cela soit le marqueur d'une quelconque pollution.

Les activités humaines, mais aussi certains évènements naturels (éruptions volcaniques), s'ils engendrent un écart significatif par rapport à cette situation normale, sont qualifiées de polluants.

Ainsi, pour statuer sur la présence d'une pollution, il est nécessaire d'établir une référence (l'état moyen de l'eau en l'absence de pression anthropique ou d'évènement naturel exceptionnel) et des seuils d'altération pertinents. Ces derniers, en se référant à une approche réglementaire, dépendent largement de l'usage prévu de l'eau, et des problématiques sanitaires, économiques ou environnementales qu'il suppose. Par exemple, les critères de potabilisation d'une eau sont beaucoup plus stricts que les exigences purement environnementales (cf. les directives européennes 98/83/CE et 2000/60/CE).

En tout état de cause, les aquifères proches de la surface sont les plus vulnérables aux pollutions. Les aquifères plus profonds, et à plus forte raison ceux captifs, sont protégés de la migration des polluants par l'action d'épuration et de rétention des roches sus-jacentes (en premier lieu desquelles les matériaux argileux) et par la barrière à l'infiltration que génèrent les charges hydrauliques élevées.

Notons qu'en outre, à travers leur connexion hydraulique, nappes et masses d'eau superficielle échangent aussi leurs constituants chimiques, polluants inclus. Selon leur chronicité, leur étendue, leur source ou leur nature, les pollutions des eaux souterraines peuvent être classées en différentes typologies [23].

Typologie des pollutions

Une pollution peut être temporaire ou durable. Cette caractéristique est fonction à l'évidence de la récurrence de l'évènement qui génère la pollution. Un accident ponctuel n'influencera la nappe que temporairement, sous réserve que la quantité et le type de polluants introduits n'outrepassent pas les capacités de dilution et d'auto-épuration du sol et du sous-sol. Dans le cas contraire, même isolée (accident industriel) ou ancienne (pollution historique), une pollution marquera durablement le site. Parfois, cette persistance s'explique par la remobilisation sporadique de polluants piégés dans un compartiment du sol ou du sous-sol (strate argileuse) au gré des pluies ou du battement de nappe. Un polluant pourtant facilement dégradé par l'environnement peut aussi occasionner une pollution durable, si les produits de dégradation sont rémanents et toxiques (cas de certains pesticides). Par ailleurs, toutes les activités humaines, qu'elles soient urbaines (assainissement, décharges, trafic routier), industrielles (retombées de fumées, rejets liquides) ou agricoles (épandages et traitements phytopharmaceutiques) occasionnent des pollutions chroniques dont l'impact se jauge sur

la durée, par leur répétition et l'accumulation induite dans les sols puis dans les nappes. Par conséquent, cette distinction entre termes sources chronique et accidentel est centrale dans les calculs d'impacts sanitaires et environnementaux.

Une pollution peut être ponctuelle ou diffuse. Un accident localisé, un rejet de station d'épuration ou encore une décharge de résidus miniers représentent des pollutions ponctuelles, donc la source peut être facilement circonscrite géographiquement. Les pollutions liées à l'épandage agricole, aux fumées industrielles, au lessivage des réseaux de transport (salage et résidus d'hydrocarbures sur les routes, désherbage des voies ferrées) ou encore le phénomène de pluies acides, dont les retombées, par le jeu des mouvements atmosphériques, peuvent avoir lieu à des milliers de kilomètres de la source, sont qualifiées de diffuses.

Une pollution peut être chimique, physique ou microbiologique. Au rang des pollutions chimiques, on distingue généralement les polluants minéraux (métaux lourds, solvants inorganiques, certains pesticides...) des polluants organiques (hydrocarbures et dérivés, solvants organiques, d'autres pesticides, matières organiques d'origine humaine et animale). Il faut noter qu'au cours de sa dégradation dans les sols ou dans les nappes, un polluant organique peut être converti en polluant inorganique (dégradation de l'azote organique en nitrates par exemple). Le réchauffement des rivières par les systèmes de refroidissement des centrales thermiques constitue la principale source d'altération physique des masses d'eau. Le cas des pollutions radioactives se situe à cheval entre dégradation physique (action du rayonnement) et chimique (présence du radioélément). Les pollutions microbiologiques sont quant à elles issues soit de l'introduction d'organismes exogènes (microflore fécale), soit d'un développement excessif du microbiote endogène induit par des apports en matière organique.

Le devenir et le traitement d'une pollution dépend aussi grandement de son affinité avec l'eau, ou au contraire, avec la matière organique des sols et les argiles. Les polluants très solubles (les nitrates par exemple) sont rapidement lessivés par les pluies et dispersés par l'écoulement de la nappe. Les polluants non-miscibles ont une forte rémanence dans la zone non-saturée, et une fois la nappe atteinte, ils flottent ou coulent selon leur densité. Ces polluants présentent la plus forte probabilité de remobilisation par le battement de la nappe, avec des problématiques supplémentaires de changement de phase (volatilisation d'une fraction des hydrocarbures par exemple).

Dépollution des sols et des nappes

L'opportunité et le type de traitement à mettre en place sont évalués en fonction de la nature du polluant, de la matrice d'intervention (sol, zone non-saturée, zone saturée) mais aussi en mettant en balance les coûts de l'intervention et les conséquences prévisibles de la pollution [24].

En premier lieu, les sols et les aquifères, par l'action filtrante de leur matrice poreuse et par l'activité biologique de leur microbiote, renferment leur capacité propre de dépollution (auto-épuration). Celle-ci peut être artificiellement renforcée par l'ensemencement de colonies bactériennes supplémentaires et adaptées au type de pollution (bioaugmentation) ou par l'injection d'air et de tout autre composé favorisant le développement du microbiote endogène (biostimulation).

Le pompage direct de l'eau polluée, des polluants non-miscibles ou gazeux, leur mobilisation par injection d'air (venting) ou par lessivage forcé (flushing) sont d'autres exemples de techniques de dépollution *in situ*. Dans certains cas, d'autres pompages sont mis à contribution non pas pour extraire la pollution mais pour en limiter la propagation ou protéger un site sensible (alimentation en eau potable) en créant des barrières hydrauliques en périphérie de la source.

L'éventail des techniques est aussi riche de très nombreuses méthodes impliquant de délocaliser l'eau ou les sols à traiter (sur site ou *ex situ*) afin d'appliquer des procédés plus élaborés (extractions, oxydations et réductions chimiques, méthodes thermiques...) dans des environnements contrôlés (bioréacteurs, lavage en colonnes...).

Focus sur la pollution au tritium

L'objectif opérationnel de la thèse consiste à développer un modèle hydrogéologique de transport de contaminant appliqué à un site de recherche nucléaire et s'intéresse plus particulièrement à des marquages en tritium.

Ce radionucléide est un isotope instable de l'hydrogène, produit naturellement par le rayonnement cosmique dans la haute atmosphère essentiellement. Mais le compartiment qui abrite la majorité (plus de 90 %) du stock naturel de tritium est l'hydrosphère, en particulier les océans, après lessivage par les précipitations de la production atmosphérique. Du fait d'une demi-vie courte (12,31 ans), ces stocks sont en quasi-équilibre et s'élèverait à 3,6 kg (soit en unités d'activité radioactive, $1,3 \cdot 10^{18}$ Bq) [25].

Emetteur bêta de faible énergie (moyenne de 5,7 keV), il est peu radiotoxique. Les émissions anthropiques majoritaires sont historiques, elles correspondent principalement aux essais nucléaires. Actuellement, le tritium représente le premier rejet de l'industrie nucléaire (retraitement des combustibles, fonctionnement normal des centrales) sur le territoire métropolitain, et l'échéancier de gestion du parc nucléaire et de nouvelles unités de productions (ITER) augure une tendance à la hausse. Cependant, son impact en termes d'exposition est de faible ampleur, avec une dose efficace inférieure à 1 μ Sv/an, à rapprocher des 2,9 mSv/an auxquels sont exposés en moyenne les français, et attribuables à la radioactivité naturelle.

Du point de vue de la gestion des rejets de tritium dans les eaux par l'industrie, un seuil d'alerte de 100 Bq/l est défini pour lancement d'un audit. Le seuil sanitaire est quant à lui fixé par l'organisation mondiale de la santé à 10 000 Bq/l.

En outre, le tritium lié à l'eau (ou eau tritiée) a un comportement très analogue à l'eau non radioactive, ce qui en fait un traceur de choix pour l'hydrogéologue.

Chapitre 2 : Méthodologie de modélisation hydrogéologique

La méthodologie du projet de thèse repose sur une entité fondamentale pourvoyeuse de données : le forage.

Equippé d'une sonde piézométrique, il fournit des chroniques de charges (h_{data}) utilisées pour l'estimation (INVERSION) des paramètres de recharge et d'écoulement (capacité d'emmagasinement moyenne \bar{S} et conductivité hydraulique moyenne \bar{K}) de la nappe, en deux dimensions. Les valeurs inversées représentent la moyenne sur la verticale de crépine du piézomètre. Cette étape ne produit donc pas toujours d'informations sur les hétérogénéités verticales de l'aquifère.

Or un sondage met aussi à nu la succession géologique verticale qui constitue l'aquifère. Cette description locale de la lithologie (interprétée en hydrofaciès) peut être étendue (interpolée) sur la zone d'intérêt, soit grâce à des techniques déterministes, soit en recourant aux géostatistiques – par exemple, le logiciel T-PROGS [26] exploite la théorie des probabilités de transition et des processus markoviens pour produire des modèles géologiques tridimensionnels. Cependant, ces méthodes n'offrent qu'une vision spatiale de la distribution des hétérogénéités, mais n'informent pas sur la valeur des paramètres d'écoulement des hydrofaciès.

Cette thèse propose justement de déduire la perméabilité de chaque hydrofaciès (\mathbf{K}_i) du modèle géologique 3D à partir des perméabilités inversées en 2D (\bar{K}). Cette étape de PARAMETRISATION peut être réduite à un problème d'optimisation ou bien être opérée par analogie.

Le modèle paramétrique 3D est ensuite exploité pour la simulation d'écoulement et de contamination (via le logiciel TRACES).

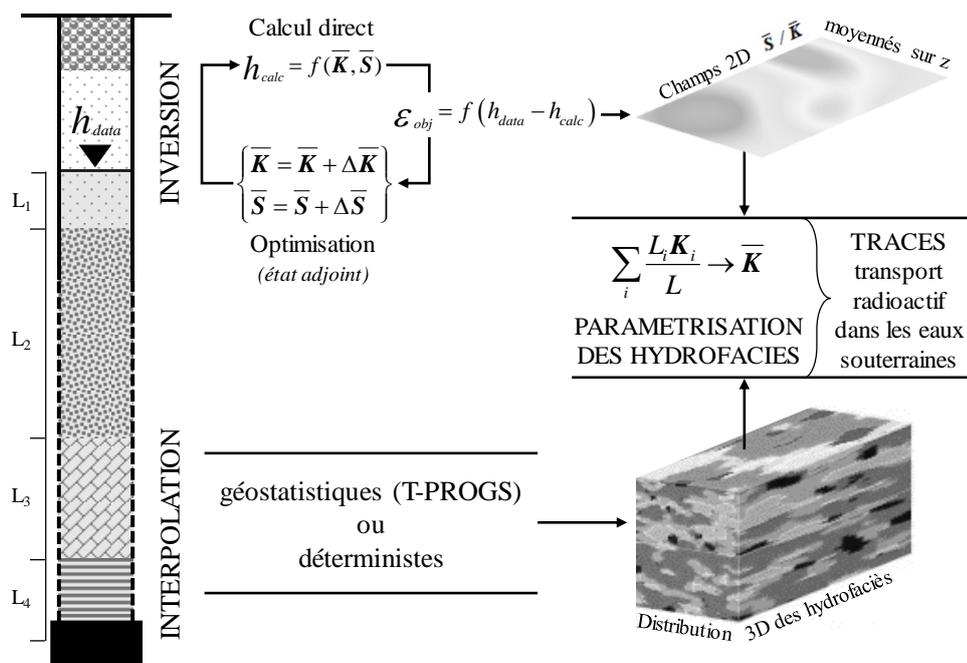


Figure 8 : Aperçu méthodologique de la thèse

1. Modélisation de l'hydrodynamique 2D dans les aquifères

1.1. Modélisation de l'écoulement en zone non-saturée

Les précipitations sont les contributrices majoritaires à la recharge des nappes dans les climats tempérés [27]. Dans ce projet, les pluies sont écrêtées de la portion évapotranspirée avant d'être diffusées à travers la zone non-saturée via une fonction de Nash [28]. Ce modèle conceptuel considère la zone insaturée comme une succession de réservoirs (Figure 9) se vidangeant selon une loi de tarissement commune :

$$\begin{cases} (P - ET) \times d\tau + RU_{(\tau-d\tau)} - RU_{max} = I(\tau) \\ R(t) = \int_0^t \frac{\partial I(\tau)}{\partial \tau} \left|_r \frac{e^{(\tau-t)/\alpha}}{\alpha \Gamma(N)} \left(\frac{t-\tau}{\alpha} \right)^{NR-1} d\tau \right. \end{cases} \quad \{3\}$$

Où P et ET représentent la pluie et l'évapotranspiration réelle [$L.T^{-1}$] sur une durée $d\tau$. RU_{max} est la capacité de rétention du sol (la réserve utile des agronomes) et RU le niveau de remplissage de cette réserve utile [L]. I est la lame d'infiltration [L] s'engageant dans la zone non saturée au temps τ . R est la lame d'eau [L] qui recharge la nappe au temps t , dont le retard et l'étalement par rapport à I sont imputables à N , nombre de réservoirs de Nash [-] et à α , constante de vidange [T]. Ces deux paramètres caractérisent la forme de la loi de probabilité de variables aléatoires réelles positives Γ (gamma). Les quantités du modèle monodimensionnel étant exprimées en hauteur, les volumes d'eau sont ensuite déduits par intégration sur les surfaces concernées, en soutirant la fraction dissipée par ruissellement et/ou imperméabilisation.

Dans le cas où le produit αN est inférieur au pas de temps considéré, le signal de pluie efficace est directement traduit en recharge. Au cas contraire, l'intégrale est évaluée par une méthode de Gauss.

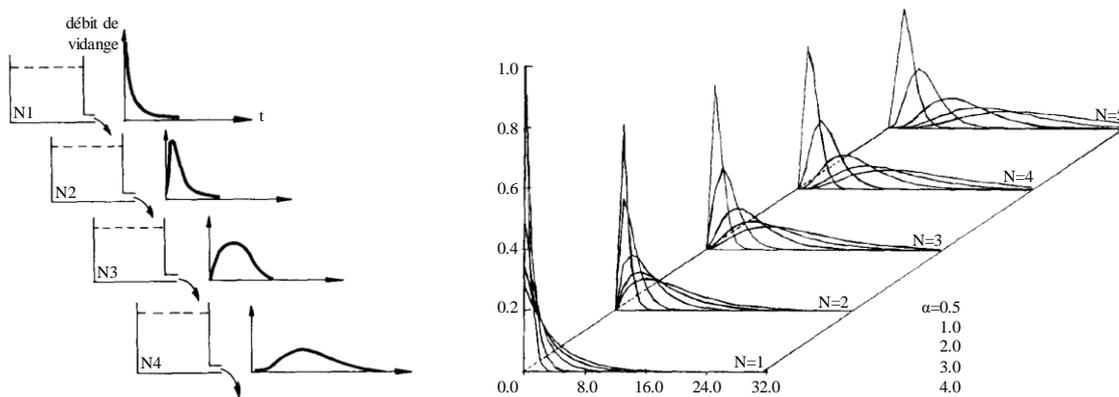


Figure 9 : Transfert de Nash dans 4 réservoirs (gauche) et fonction gamma (droite)
(source : [28], 1984, modifiée)

Bien que simplificatrice, cette approche est préférée à des modèles physiques (Richards [29], Brooks-Corey [30], van Genuchten-Mualem [31, 32] par exemple). Ceux-ci intègrent des paramètres directement dépendant de la pression locale de l'eau dans le sol, rendant le couplage avec l'écoulement de la nappe hautement non-linéaire et nécessitant des temps de calculs rédhibitoires, surtout dans un objectif d'inversion des paramètres.

1.2. Modélisation de l'écoulement souterrain en zone saturée

Contrairement à l'approche conceptuelle simplifiée de la recharge, le calcul des écoulements en zone saturée fait appel à la description physique des aquifères, en particulier à leurs caractéristiques de porosité et de perméabilité.

L'équation à base physique retenue est issue de la combinaison de la loi de Darcy, du principe de continuité et de l'approximation de Dupuit-Forchheimer (impliquant une approche bidimensionnelle).

La loi de Darcy

La loi de Darcy [7] s'applique initialement à une colonne poreuse de perméabilité homogène, saturée et traversée par un fluide incompressible, selon l'expression suivante :

$$\frac{q}{A} = -K \frac{\Delta h}{L} \quad \{4\}$$

Où q est le débit [$L^3.T^{-1}$] résultant de l'écoulement unidirectionnel traversant le milieu poreux saturé sur une section A [L^2] et de perméabilité K [$L.T^{-1}$]. Δh est la différence de charge hydraulique, exprimée en hauteur de liquide [L], entre deux points de mesures distants d'une longueur L . Une formulation vectorielle permet de généraliser la loi à l'échelle locale et aux écoulements tridimensionnels [33].

$$\vec{q} = -\mathbf{K}\vec{\nabla}h \quad \{5\}$$

Où l'opérateur ∇ (nabla) indique le gradient du tenseur de perméabilité.

L'hypothèse de Dupuit-Forchheimer

Cependant, les écoulements dans cette partie du projet ne sont considérés qu'en deux dimensions, et ce pour deux raisons. D'une part, à l'échelle d'un aquifère, la composante horizontale des directions d'écoulement est généralement très majoritaire face à la leur composante verticale. D'autre part, l'inversion des paramètres repose sur des observations piézométriques locales, dont les variations sont peu ou pas sensibles à l'hétérogénéité verticale du milieu. Dès lors, le modèle repose sur l'hypothèse de Dupuit-Forchheimer [34, 35] qui considère que la nappe ne s'écoule qu'horizontalement, supposant la charge constante sur la verticale ainsi qu'un gradient hydraulique horizontal et une pente du substratum suffisamment faibles. Le débit spécifique de la nappe est alors proportionnel à l'épaisseur saturée :

$$q = -e\mathbf{K}\vec{\nabla}h \quad \{6\}$$

Où e est l'épaisseur [L] de la zone saturée et \mathbf{K} la conductivité hydraulique [$L.T^{-1}$] moyennée sur cette épaisseur. L'écoulement, ainsi intégré sur la verticale, ne fait plus intervenir le gradient de la charge $\vec{\nabla}h$ que selon les axes horizontaux. Il est à noter qu'en nappe captive, e ne varie pas en fonction de la piézométrie, elle est constamment égale à l'épaisseur (puissance) de l'aquifère. Dans le cas des nappes libres, l'épaisseur de la zone saturée fluctue en fonction de la surface libre de la nappe (périodes de recharge, hautes eaux, périodes de vidange, basses eaux).

L'équation de continuité

L'équation de continuité retranscrit la conservation de la masse à l'échelle d'un élément de référence, toujours bidimensionnel dans notre cas. Ainsi, elle met en regard, dans une stricte égalité, la variation de la masse contenue dans l'élément et la somme algébrique des flux massiques le traversant.

$$\mathbf{S} \frac{\partial h}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{q} = f \quad \{7\}$$

\mathbf{S} est le coefficient d'emménagement de la matrice poreuse [-] et t le temps [T]. \mathbf{q} représente les flux entrant et sortant [$L^3 \cdot T^{-1}$] issus des éléments voisins, et f [$L \cdot T^{-1}$] représente l'ensemble des débits entrant ou sortant relatifs à la surface, à la zone non-saturée (recharge, échanges nappes-rivières) ou aux pompages et injections. Ce membre est désigné par l'appellation « puits-source ».

Selon le contexte de la nappe considérée, la notion de coefficient d'emménagement prend des réalités très différentes. En nappe libre, la capacité d'emménagement de l'aquifère renvoie directement à la porosité effective des matériaux géologiques, puisque les variations de la charge hydraulique (équivalente à la hauteur d'eau) engendrent vidange et remplissage des pores. En revanche, pour les nappes captives, la capacité d'emménagement est la conséquence de la compressibilité de l'eau ainsi que de l'élasticité et de la déformabilité des roches, tous les pores étant constamment saturés et sous pression. Dès lors, les valeurs de coefficient d'emménagement des nappes captives sont très faibles (< 0.01 %) quand, pour rappel, la porosité efficace des matériaux constitutifs des aquifères s'échelonnent entre 1 et 15 %. Ceci explique les variations de charge bien plus prononcées et plus rapides en contexte captif qu'en libre, pour des entrées et sorties d'eau équivalentes.

L'équation de diffusivité

L'équation de diffusivité utilisée pour représenter les écoulements d'eau dans la zone saturée est construite par substitution de {6} dans {7}.

$$\mathbf{S} \frac{\partial h}{\partial t} - \nabla \cdot (e\mathbf{K}\nabla h) = f \quad \{8\}$$

$$\begin{cases} e = z_t - z_b & \text{en nappe captive} \\ e = h - z_b & \text{en nappe libre} \end{cases}$$

z_t et z_b sont respectivement la côte du toit de la nappe captive et la côte du substratum. En dépendant de h , le terme de transmissivité $e\mathbf{K}$ entraîne une forte non-linéarité de l'équation de diffusivité dans le cas des nappes libres.

Outre les paramètres suscités (\mathbf{S} et \mathbf{K}), le calcul des écoulements nécessite d'établir un état initial et des conditions aux limites de la zone considérée.

$$\begin{cases} h(\mathbf{x}, 0) = h_0(\mathbf{x}) & \mathbf{x} \in \Omega \\ h(\mathbf{x}, t) = h_D(\mathbf{x}, t) & \mathbf{x} \in \Gamma_D \\ e\mathbf{K}\nabla h(\mathbf{x}, t) = q_N(\mathbf{x}, t) & \mathbf{x} \in \Gamma_N \end{cases} \quad \{9\}$$

Où x est un point sur le plan horizontal inclus dans les limites du domaine d'étude Ω et t un temps. Les limites Γ_D sont de type charge imposée (condition de Dirichlet) et les limites Γ_N de type flux imposé (condition de Neumann, y compris flux nul).

Pour les besoins du projet, le terme puits-source intègre des flux d'origines diverses.

$$f = R + p + \sigma(h_r - h_s)$$

$$h_s = \begin{cases} h & \text{si } h \geq h_l \\ h_l & \text{si } h < h_l \end{cases} \quad \{10\}$$

Où R est la recharge au point x et au temps t , p un éventuel pompage [$L^3.T^{-1}$] et σ le coefficient d'échange [$L^2.T^{-1}$] entre la nappe et une rivière dont la surface libre est de niveau h_r [L] et le lit de niveau h_l [L]. Les deux cas mentionnés correspondent aux types d'échanges décrits par la Figure 7, à savoir des échanges directs au cas où la charge de la nappe est supérieure au niveau du lit de la rivière, ou un drainage indirect si la charge de la nappe est strictement inférieure au niveau du lit..

La Figure 10 propose une visualisation schématique des modèles hydrogéologiques présentés précédemment, mis en regard des phénomènes physiques qu'ils simulent.

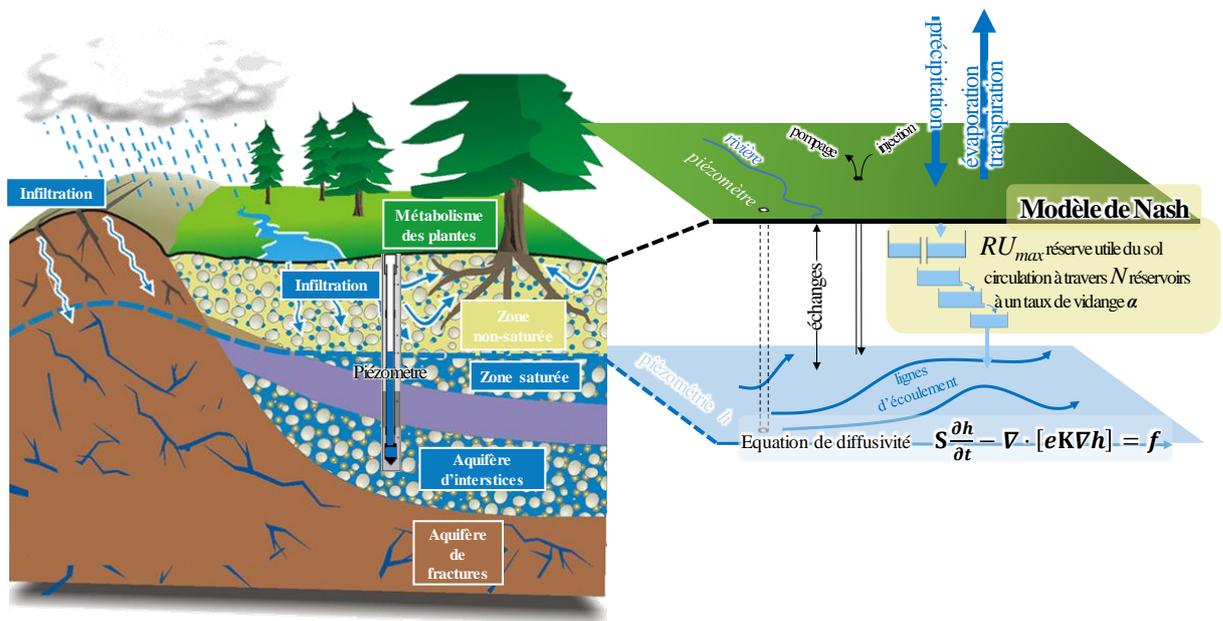


Figure 10 : Phénomènes hydro(géo)logiques et conceptualisation associée (source : [36], modifiée)

1.3. Solution numérique de l'équation d'écoulement

Dans des cas réels (hétérogénéité spatiale des paramètres, conditions aux limites et terme puits-source variables dans le temps), l'équation de diffusivité ne connaît pas de solutions exactes (dites analytiques et exprimées sous la forme d'équations continues). Celles-ci sont réservés à des milieux homogènes.

Les méthodes numériques

La résolution de l'équation d'écoulement doit alors faire appel à des méthodes numériques, qui approchent la solution grâce à une discrétisation dans l'espace et dans le temps. Le problème y est réduit à un nombre fini d'équations dépendant des pas de discrétisation (spatiale et temporelle). Parmi les méthodes numériques de résolution des équations aux dérivées partielles, les différences finies et les éléments finis sont les méthodes les plus classiquement utilisées en hydrogéologie.

Comme leur nom l'indique, les méthodes des différences finies traduisent l'équation sous forme de différences, issues d'un développement de Taylor. Applicables aux écoulements saturés [37, 38] comme insaturés [39, 40], conservatives du point de vue de la masse, elles impliquent cependant une discrétisation spatiale de type rectangulaire, peu adaptée à la description de géométries et d'hétérogénéités complexes.

Les méthodes des éléments finis [41, 42, 43] outrepassent ces limitations géométriques en permettant l'utilisation de maillages non-structurés, construits à partir d'éléments triangulaires ou quadrangulaires. Ces méthodes reposent sur une approximation de la solution à l'échelle de l'élément (via une fonction linéaire par exemple) tout en assurant la solution la plus exacte possible à l'échelle du domaine entier. Les inconnues sont situées au niveau de chaque nœud (dans les différences finies, la charge est moyennée sur chaque maille). En corollaire, cette propriété simplifie l'intégration des conditions aux limites dans le terme puits-source de l'équation d'écoulement. Pour ces raisons, la famille des éléments finis est reconnue pour produire moins d'approximation, à finesse de maillage équivalente, en particulier pour des cas complexes en deux dimensions [44].

Cependant, dans leurs formes initiales, les éléments finis n'assurent pas la continuité des flux au travers des arêtes du maillage. Une forte approximation des vitesses d'écoulement, comme pour les éléments finis, se fait par dérivation des charges. En réponse à ces problèmes, la méthode des éléments finis mixtes prend le parti de résoudre simultanément la charge et la vitesse [45]. Comme la forme de la matrice constitutive de cette approche (symétrique non définie positive) rend la résolution ardue, un deuxième développement, la méthode dite des éléments mixtes hybrides [46], a centré le calcul sur les arêtes du maillage pour aboutir à une matrice symétrique définie positive dans le cas de l'hydrodynamique.

Les éléments finis non-conformes de Crouzeix-Raviart

Parmi la famille des éléments mixtes hybrides, les éléments finis non-conformes (maillage irrégulier) de Crouzeix-Raviart [47] sont retenus sur la base des trois critères déjà cités : traitement rigoureux de la géométrie et de l'anisotropie du modèle ; conservation exacte de la masse à l'échelle de chaque élément ; continuité de la composante normale de la vitesse (et donc des flux) entre éléments voisins [48].

Comme dans toute méthode par éléments finis du plus bas degré, la charge est approchée par des fonctions d'interpolation linéaire. Celles-ci répondent aux expressions suivantes :

$$\begin{cases} h_e(x, y, t) = \sum_{a=i,j,k} h_a(t) \phi_a(x, y) \\ \phi_i(x, y) = \frac{1}{|E|} \left[x(y_k - y_j) + y(x_j - x_k) + \frac{1}{2}(y_i x_k - y_i x_j + y_j x_i + y_j x_k - y_k x_i - y_k x_j) \right] \\ \phi_i(x, y) = 1 \quad \text{par conséquent au centre de l'arête } i \\ \phi_i(x, y) = 0 \quad \text{par conséquent au centre des arêtes } j \text{ et } k \end{cases} \quad \{11\}$$

Où h_e est la charge dans l'élément E (caractérisé par sa surface $|E|$), et h_a la charge localisée au centre des arêtes i, j et k associées pour chacune à une fonction de base ϕ_a .

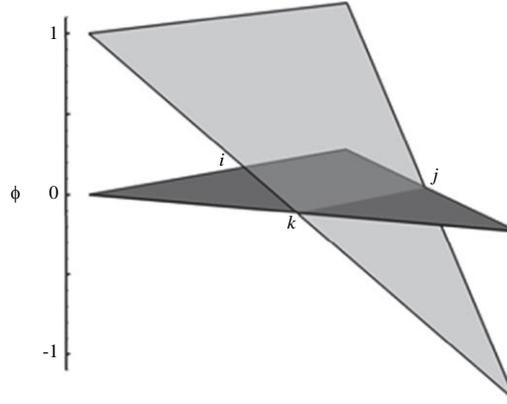


Figure 11 : Fonction d'interpolation (gris clair) d'un élément de Crouzeix-Raviart (gris foncé)

La fonction d'interpolation possède en outre les propriétés suivantes :

$$\begin{cases} \int_E \phi_j \phi_i dE = \frac{1}{3} |E| \delta_{i,j} & \delta_{i,j} = \begin{cases} 0 & \text{si } i \neq j \\ 1 & \text{si } i = j \end{cases} \quad (\text{Kronecker}) \\ \nabla \phi_i = \frac{1}{|E|} \begin{pmatrix} y_k - y_j \\ x_j - x_k \end{pmatrix} \end{cases} \quad \{12\}$$

A l'échelle de deux éléments adjacents reliés par l'arête i , la fonction de base est définie par :

$$\phi_i(x, y) = \begin{cases} \phi_{e,i}(x, y) & \text{sur l'élément } e \\ \phi_{e',i}(x, y) & \text{sur l'élément } e' \\ 0 & \text{ailleurs} \end{cases} \quad \{13\}$$

L'expression variationnelle de l'équation d'écoulement {8} sur un domaine Ω est ainsi :

$$\int_{\Omega} \mathbf{S} \frac{\partial h}{\partial t} \phi_i d\Omega - \int_{\Omega} \nabla(e\mathbf{K}\nabla h) \phi_i d\Omega = \int_{\Omega} f \phi_i d\Omega \quad \{14\}$$

En utilisant les propriétés citées plus haut, l'intégration du terme d'emménagement, sur un domaine constitué de deux éléments adjacents via une arête commune i , produit :

$$\int_{\Omega} \mathbf{S} \frac{\partial h}{\partial t} \phi_i d\Omega = \sum_a \left(\int_{\Omega} \mathbf{S} \frac{\partial h_a}{\partial t} \phi_a \phi_i d\Omega \right) = \frac{1}{3} \frac{\partial h_i}{\partial t} (\mathbf{S}_E |\mathbf{E}| + \mathbf{S}_{E'} |\mathbf{E}'|) \quad \{15\}$$

En agissant de manière analogue sur le terme puits-source, en appliquant une intégration par partie du terme de transmissivité, suivant un schéma implicite en temps (Euler implicite, indicé par t), il vient :

$$\frac{1}{3} \frac{h_{E,i}^{t+1} - h_{E,i}^t}{\Delta t} (\mathbf{S}_E |\mathbf{E}| + \mathbf{S}_{E'} |\mathbf{E}'|) - \sum_{\Lambda=E,E'} \left[\frac{1}{|\Lambda|} \sum_{a=i,j,k} h_{\Lambda,a}^{t+1} (\nabla \phi_{\Lambda,a}^T (e\mathbf{K})_{\Lambda} \nabla \phi_{\Lambda,a}) \right] = \frac{f_E^t + f_{E'}^t}{3} \quad \{16\}$$

Selon l'aquifère décrit, le terme d'épaisseur saturée prend les formes suivantes :

$$\begin{cases} e = \frac{1}{3} \sum_{a=i,j,k} (z_a^{\text{sup}} - z_a^{\text{inf}}) & \text{pour un aquifère captif} \\ e = \frac{1}{3} \sum_{a=i,j,k} (h_a^t - z_a^{\text{inf}}) & \text{pour un aquifère libre} \end{cases} \quad \{17\}$$

Où z^{sup} est la côte altimétrique du toit de l'aquifère captif et z^{inf} la côte du substratum. L'épaisseur saturée de l'aquifère libre est exprimée de manière exclusivement explicite, afin de restreindre la non-linéarité du problème au profit du processus d'inversion.

Le modèle hydrodynamique discrétisé peut s'écrire :

$$\mathbf{A} h^t = \mathbf{b}(h^{t-1}) \quad \{18\}$$

Où h est le vecteur des charges au pas de temps considéré et \mathbf{b} le vecteur comprenant les termes puits-source, les conditions aux limites et les charges au pas de temps précédent. \mathbf{A} est la matrice d'écoulement, contenant les données géométriques du maillage ainsi que les paramètres. Dans le cas des nappes libres, cette matrice est mise à jour à chaque pas de temps pour intégrer les fluctuations de hauteur d'eau et donc de transmissivité (épaisseur saturée e variable et déterminée en fonction de la charge du pas de temps précédent). Afin d'assurer la continuité hydraulique en nappe libre, mais aussi pour éviter des oscillations numériques dues à des sauts de transmissivité entre plusieurs ordres de grandeur, une épaisseur saturée minimale doit être fixée.

1.4. Estimation des paramètres hydrodynamiques par approche inverse

Le calcul direct produit des variables d'état en sortie (ici les charges piézométriques) sur la base de propriétés (paramètres hydrogéologiques) définies en tous points du modèle et en fonction des termes puits-source, des conditions aux limites et d'un état initial. Or, la connaissance des propriétés physiques de l'aquifère est rarement exhaustive, et pour cause, les mesures de la perméabilité et de la porosité (essais de pompage, carottages et essais en laboratoires) sont à la fois coûteuses et limitées dans leur représentativité spatiale. En réponse à ces limitations, l'approche inverse [49] propose de déduire tout ou partie des paramètres du modèle sous contrainte d'observations des sorties.

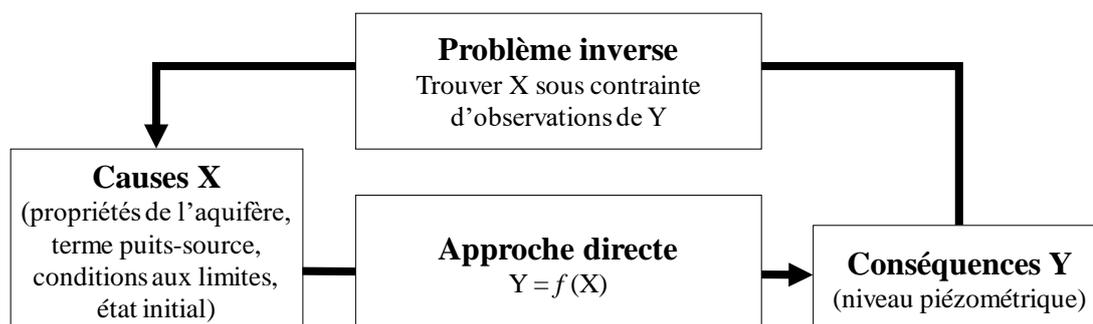


Figure 12 : Approche directe et problème inverse

Le calage manuel est le précurseur de l'inversion en hydrogéologie. Consistant en une succession d'essais-erreurs visant à faire concorder calculs et mesures de terrain de la piézométrie, il repose principalement sur l'expertise du modélisateur et n'aboutit qu'à une description unique du champ de paramètres. À cette pratique peuvent se substituer des calages automatiques, rendus possibles par le développement des méthodes numériques et de la puissance des calculateurs.

Parmi les techniques numériques, une première famille d'inversions dites directes (à ne pas confondre avec le problème direct) propose de résoudre la calibration de manière non-itérative, en limitant les inconnus aux seuls paramètres [50, 51]. Pour cela, les charges piézométriques sont interpolées, à partir des observations locales, en tous points du modèle, puis dérivées, réduisant l'expression du problème à une équation linéaire. Seulement, ce type de méthode est extrêmement sensible aux erreurs induites par l'interpolation [52].

Les capacités de calcul offertes par le progrès informatique ont permis le développement de techniques d'inversions indirectes. Pour celles-ci, les variables d'état demeurent des inconnues au même titre que les paramètres. La calibration repose, comme dans le calage manuel, sur des itérations mais cette fois-ci orientées par un algorithme afin de minimiser une fonction objectif synthétisant l'écart quadratique entre le calcul et les données observées (intégrées comme contraintes). Ces techniques sont indépendantes d'une quelconque interpolation des variables d'états, et donc adaptées à des cas pauvres en données mesurées. L'effort de calcul supplémentaire, induit par le caractère non-linéaire du problème, est réputé produire de meilleurs résultats que les méthodes d'inversion directes [53].

Dans ce travail, une approche inverse indirecte est utilisée afin d'identifier les paramètres des équations de recharge (RU_{max} , N , α) et d'écoulement (\mathbf{K} , \mathbf{S}) mais le potentiel de ce type de méthodes s'étend aussi bien à l'estimation des conditions initiales [54], des termes puits-source ou encore des conditions aux limites [55].

L'identification des paramètres de notre modèle repose quasi-exclusivement sur des observations piézométriques locales et répétées dans le temps. Or, comme dans la plupart des cas d'inversion en situations réelles, le nombre d'observations disponibles pour contraindre le calcul est faible par rapport au nombre d'inconnues imposé par la discrétisation. Le problème est alors qualifié de « mal posé » [56], impliquant dans le meilleur des cas la non-unicité de la solution, et dans les situations les plus défavorables, l'instabilité voire l'inexistence d'une solution [57, 58].

Afin de se prémunir de ces écueils, trois stratégies peuvent être adoptées conjointement [59] : augmenter le nombre de contraintes (piézométrie, topographie, paramètres mesurés) ; resserrer le champ de solution en intégrant de l'information *a priori* sur les paramètres ou autres inconnues du système ; et enfin limiter le nombre d'inconnues à identifier, stratégie théorisée sous le nom de paramétrisation [60, 61].

La fonction objectif (moindres carrés)

La fonction objectif O qui préside à l'optimisation et à la convergence du problème inverse est fondée sur un critère de moindres carrés [62], permettant de former une fonction dérivable, et évitant incidemment la compensation des erreurs selon leur signe. Le terme principal de cette fonction contient les écarts entre charges mesurées et charges calculées (critère d'ajustement). D'autres membres dit de régularisation intègrent d'éventuelles informations *a priori* (perméabilités mesurées, critère de plausibilité) ou encore des critères de seuils (χ) visant à pénaliser la fonction objectif en cas de simulation de charges en dehors de limites fixées par le modélisateur.

$$\left\{ \begin{array}{l} O(\mathbf{P}) = (h(\mathbf{P}) - h^*)^T \mathbf{W} (h(\mathbf{P}) - h^*) + (p - p^*)^T \mathbf{W}_p (p - p^*) + \chi(\mathbf{P}) \\ \chi(\mathbf{P}) = (h(\mathbf{P}) - z^+)^T \mathbf{W}_z (h(\mathbf{P}) - z^+) \quad \text{si } h > z^+ \\ \chi(\mathbf{P}) = (h(\mathbf{P}) - z^-)^T \mathbf{W}_z (h(\mathbf{P}) - z^-) \quad \text{si } h < z^- \\ \chi(\mathbf{P}) = 0 \quad \text{si } z^- \leq h \leq z^+ \end{array} \right. \quad \{19\}$$

Où \mathbf{P} est le vecteur constitué des paramètres p , où h^* et p^* sont les charges et paramètres mesurés, z^- et z^+ les bornes du domaine acceptable des charges (correspondant par exemple aux limites du substratum et du terrain naturel), et \mathbf{W} les matrices de pondération. Ces matrices de pondération [63] permettent de retranscrire le niveau de confiance en chaque données (au sein de chaque critère et entre les critères), d'harmoniser les unités, mais aussi de hiérarchiser spatialement l'effort d'optimisation (en concentrant les poids sur certaines régions du modèle).

La fonction objectif finale, dans un problème transitoire, consiste en la somme des écarts quadratiques (résidus) à chaque pas de temps de mesure.

La paramétrisation (triangulation multi-échelle)

La paramétrisation a pour but de rendre le nombre d'inconnues du problème inverse compatible avec la quantité de données disponibles [60, 61], notamment en déconnectant la structure spatiale des paramètres et le maillage de calcul.

Les méthodes de paramétrisation les plus simples figent la structure spatiale des hétérogénéités durant toute la procédure d'inversion. Parmi celles-ci, la technique la plus courante est la zonation [64, 65], où le nombre d'inconnues est réduit à hauteur d'une division de la géométrie du site en zones paramétrées de manière uniforme (tous les éléments du maillage de calcul inclus dans une zone partagent ainsi la même valeur de paramètre). Cette technique est surtout adaptée à des modèles à faible résolution [63], pour lesquels la répartition des hétérogénéités est bien renseignée [66] (à travers des cartes géologiques par exemple) et connaît des transitions brutales. D'autres méthodes à structure figée mettent en œuvre des interpolations déterministes [67] et/ou stochastiques [68], pouvant être appliquées seules ou bien en combinaison d'une zonation [69]. Les outils géostatistiques sont aussi mis à profit comme moyens d'interpolation dans des études hydrogéologiques [70] (le fondement théorique des géostatistiques est décrit dans la deuxième partie de ce chapitre méthodologique). Les techniques d'interpolation n'injectent pas les paramètres dans le maillage de calcul de manière uniforme, elles génèrent des effets de lissage propices à la représentation de transitions douces. Elles restent, comme la zonation, dépendantes de la connaissance *a priori* de l'organisation spatiale des hétérogénéités.

Afin d'appliquer l'inversion à des sites plus complexes, pauvres en données, des méthodes dites adaptatives ou évolutives proposent une structure paramétrique variable au cours de l'inversion. Par exemple, la technique des points pilotes [71] est un développement adaptatif de la paramétrisation géostatistique.

Dans ce travail de thèse, les paramètres de recharge (Nash) sont soumis à une simple zonation, mais la paramétrisation de l'écoulement dans la zone saturée (**K** et **S**) est traitée grâce à une méthode adaptative dite multi-échelle [72]. Ces paramètres sont déterminés aux nœuds d'un maillage constitué d'éléments triangulaires, indépendante du maillage de calcul [73, 74] et raffiné au cours de l'inversion si la valeur de la fonction objectif à l'échelle de la maille multi-échelle n'est pas suffisamment petite.

Les paramètres sont injectés dans chaque maille de calcul par interpolation linéaire :

$$\begin{cases} p_c = \sum_{n=i,j,k} \lambda_n p_n \\ \lambda_i = \frac{x_j y_k - y_j x_k + (y_j - y_k)x_c + (x_j - x_k)y_c}{x_j y_k - y_j x_k + y_i x_k - x_i y_k + x_i y_j - y_i x_j} \end{cases} \quad \{20\}$$

Avec p_c le paramètre injecté uniformément dans la maille de calcul c , p_n les paramètres aux nœuds n de la maille multi-échelle associée et λ_n les coefficients d'interpolation dépendant exclusivement des coordonnées de n et du barycentre de c .

Le critère de raffinement correspond à l'agrégation des fonctions objectifs définies localement aux nœuds du maillage de calcul hydrodynamique et inclus dans la maille multi échelle, permettant d'augmenter le degré de liberté dans les lieux où la simulation ne respecte pas un ou plusieurs critères d'optimisation (ajustement, plausibilité et seuils).

En outre, afin d'intégrer de l'information *a priori* sur la géologie du site, chaque nœud du maillage paramétrique possède des intervalles de valeurs indépendants, permettant de définir des zones d'hétérogénéité à grande échelle, de resserrer le champ de solutions possibles et de guider ainsi plus efficacement l'inversion vers des solutions réalistes. L'acronyme de cette méthode de paramétrisation est ZAMT (zonal adaptive multiscale triangulation / triangulation multi-échelle adaptative et zonée).

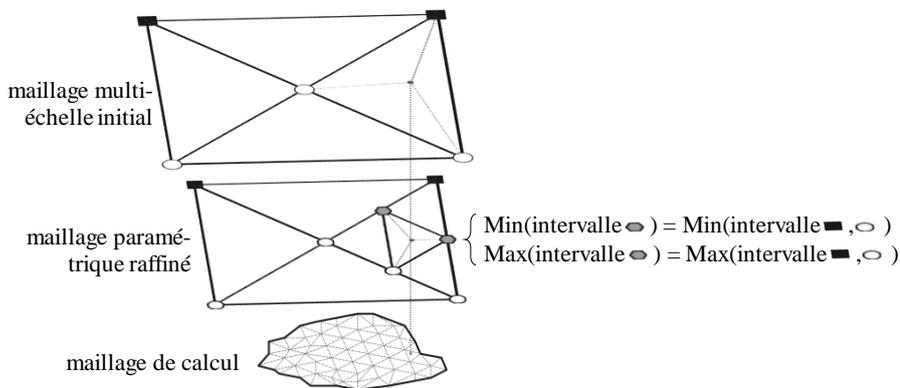


Figure 13 : Raffinement et interpolation du maillage de paramètre multi-échelle

L'initialisation des paramètres à chaque nœud (ceux du maillage initial puis ceux nouvellement créés au cours des itérations successives) est menée aléatoirement (dans les limites des plages de valeur autorisées). Cette approche permet d'explorer dans une certaine mesure l'espace des solutions, et d'appréhender plusieurs estimations d'égale probabilité. Les méthodes plus systématiques de balayage de l'espace des solutions, telles que l'échantillonnage par hypercube latin [75, 76], sont difficilement adaptables à des structures de paramètres évolutives.

L'algorithme d'optimisation

L'espace des solutions d'un problème inverse est à L dimensions, L étant la dimension du vecteur \mathbf{P} de paramètres à déterminer (fonction du nombre de types de paramètres et de la finesse du maillage multi-échelle). Ainsi, dans un cas simplifié à 2 paramètres, l'espace des solutions peut être assimilé à une surface topographique, où les coordonnées horizontales représentent le jeu de paramètres, et l'altitude la valeur de la fonction objectif $O(\mathbf{P})$. Le rôle de l'algorithme est de déterminer itérativement la direction de recherche par ajustement du vecteur \mathbf{P} , en assurant la descente par la pente la plus forte, jusqu'à atteindre éventuellement une valeur minimale de O ou un autre critère d'arrêt.

La fonction objectif de notre procédure d'inversion étant de formulation quadratique, elle répond favorablement aux méthodes d'optimisation fondées sur des méthodes de gradient (et donc sur un développement de Taylor du 2nd ordre) :

$$O(\mathbf{P} + \Delta\mathbf{P}) \approx O(\mathbf{P}) + \Delta\mathbf{P}^T \nabla O(\mathbf{P}) + \frac{1}{2} \Delta\mathbf{P}^T (\nabla^2 O(\mathbf{P})) \Delta\mathbf{P} \quad \{21\}$$

Où $\Delta\mathbf{P}$ est l'ajustement des paramètres définissant la direction de recherche sondée, $\nabla O(\mathbf{P})$ et $\nabla^2 O(\mathbf{P})$ respectivement le gradient et le Hessien de la fonction objectif par rapport aux paramètres, désignés dorénavant par \mathbf{g} et \mathbf{H} .

La direction de descente est déterminée en cherchant l'ajustement qui minimise l'approximation, ce qui revient à annuler sa dérivée (sous réserve d'un Hessian défini positif). Il vient ainsi :

$$\Delta\mathbf{P} = -\mathbf{g} \mathbf{H}^{-1} \quad \{22\}$$

En pratique, l'approximation ne pouvant pas toujours être réduite à l'ordre 2 et le problème étant non-linéaire (\mathbf{g} et \mathbf{H} dépendant de \mathbf{P}), l'ajustement itératif (indiqué k) est défini par l'expression suivante :

$$\mathbf{P}_{k+1} = \mathbf{P}_k - \alpha(\mathbf{g}_k \mathbf{H}_k^{-1}) \quad \{23\}$$

Où α est un critère de relaxation assurant que O_{k+1} est suffisamment inférieure à O_k .

En réduisant la fonction objectif au critère de charge à des fins de simplification, le Hessian et le gradient du problème prennent les formes suivantes :

$$\begin{cases} \mathbf{H} = \nabla^2 O(\mathbf{P}) = 2 \left(\left(\frac{\partial h}{\partial \mathbf{P}} \right)^T \mathbf{W} \frac{\partial h}{\partial \mathbf{P}}(\mathbf{P}) - (h^* - h)^T \mathbf{W} \frac{\partial^2 h}{\partial \mathbf{P}^2} \right) \\ \mathbf{g} = \nabla O(\mathbf{P}) = -2 \left(\frac{\partial h}{\partial \mathbf{P}} \right)^T (h^* - h) \end{cases} \quad \{24\}$$

Cette méthode, nommée Newton-Raphson [77], présuppose donc le calcul complet du Hessian, c'est-à-dire des dérivées premières et secondes de la charge par rapport à chaque paramètre.

La méthode de Gauss-Newton propose de substituer à sa forme exacte une approximation du Hessian qui, en négligeant les dérivés secondes, le réduit à une expression dépendant uniquement de la Jacobienne \mathbf{J} du problème (matrice des dérivées premières des variables d'états par rapport aux paramètres aux points d'observation) :

$$\begin{cases} \mathbf{H} = \nabla^2 O(\mathbf{P}) = 2 \left(\left(\frac{\partial h}{\partial \mathbf{P}} \right)^T \mathbf{W} \frac{\partial h}{\partial \mathbf{P}}(\mathbf{P}) \right) = 2(\mathbf{J}^T \mathbf{W} \mathbf{J}) \\ \mathbf{g} = -2\mathbf{J}^T (h^* - h) \end{cases} \quad \{25\}$$

Un développement de la méthode de Gauss-Newton, appelé algorithme de Marquardt-Levenberg, régule l'influence de la portion Hessienne du calcul de recherche lorsque la descente se fait trop lentement, et ce au profit de la portion faisant intervenir le gradient :

$$\Delta\mathbf{P} = -2\mathbf{J}^T (h^* - h) (\mathbf{J}^T \mathbf{W} \mathbf{J} + \lambda \mathbf{I})^{-1} \quad \{26\}$$

Avec \mathbf{I} la matrice identité et λ le coefficient (positif) de Marquardt, petit en cas de descente rapide (calcul équivalent à Gauss-Newton), grand au cas contraire (calcul se rapprochant de la méthode du gradient). Cette interpolation entre les deux méthodes assure stabilité et convergence, même en cas d'initialisation éloignée de la valeur optimale.

Les méthodes de Gauss-Newton et de Newton-Raphson impliquent donc le calcul des coefficients de sensibilité $\partial h / \partial p_k$ pour chaque paramètre, ce qui représente souvent un inconvénient de taille en termes de temps de calcul.

Une autre stratégie pour s'affranchir du calcul du Hessien à chaque pas de temps consiste à l'estimer à partir des valeurs des itérations précédentes. C'est ce que propose la famille des méthodes de Quasi-Newton. Initialisée comme une matrice définie positive, généralement la matrice identité (méthode du gradient), l'approximation du Hessien tend au fur et à mesure des itérations vers une valeur exacte. Au sein de cette famille, l'algorithme BFGS (Broyden-Fletcher-Goldfarb-Shanno) [78] propage le calcul (de l'inverse) du Hessien de la manière suivante :

$$\mathbf{H}_{k+1}^{-1} = (\mathbf{I} - (\Delta \mathbf{g}_k^T \Delta \mathbf{P}_k)^{-1} \Delta \mathbf{g}_k \Delta \mathbf{P}_k^T) \mathbf{H}_k^{-1} (\mathbf{I} - (\Delta \mathbf{g}_k^T \Delta \mathbf{P}_k)^{-1} \Delta \mathbf{P}_k \Delta \mathbf{g}_k^T) + (\Delta \mathbf{g}_k^T \Delta \mathbf{P}_k)^{-1} \Delta \mathbf{P}_k \Delta \mathbf{P}_k^T \quad \{27\}$$

Cette optimisation respecte les conditions de méthode sécante et de symétrie du Hessien :

$$\begin{cases} \mathbf{H}_k^{-1} \Delta \mathbf{g}_k = \Delta \mathbf{P}_k \\ \mathbf{H}^{(p_1, p_2)} = \frac{\partial^2 O}{\partial p_1 \partial p_2} \text{ quel que soit l'ordre de dérivation} \end{cases} \quad \{28\}$$

L'algorithme L-BFGS [79], retenu pour l'optimisation dans ce travail, conserve cette stratégie mais ne stocke que les informations d'un nombre limité de pas de temps pour l'estimation de la séquence des Hessiens, et ce afin de restreindre l'utilisation de la mémoire du calculateur.

Indépendamment de la méthode d'optimisation, en raison du caractère mal-posé du problème inverse, l'espace des solutions est ponctué de minima locaux et de replats, où l'algorithme risque d'être très peu performant. Outre l'apport de la paramétrisation, des données de contraintes et des informations *a priori*, l'impact de ces écueils sur le temps de calcul peut être minimisés grâce à un certain nombre de critères d'arrêt de l'algorithme :

- le seuil bas de la fonction objectif, qui doit représenter une grandeur cohérente vis-à-vis de la précision des données de contraintes (erreurs inhérentes aux mesures piézométriques) et le comportement global du site (magnitude du battement de nappe) ;
- le seuil bas du gradient de la fonction objectif, indiquant que la procédure se trouve sur un replat ou au fond d'un creux de l'espace des solutions (où la poursuite des calculs n'offre pas de perspective d'optimisation) ;
- deux seuils instituant que le niveau d'écart entre deux jeux de paramètres (ajustement) d'une part et deux fonctions objectifs successives d'autre part est trop faible ;
- un nombre maximal d'itération pour l'optimisation et un nombre maximal de raffinements multi-échelle (évitant la sur-paramétrisation du modèle).

Le calcul du gradient de la fonction objectif (état adjoint discret)

Le gradient de la fonction objectif, dans sa forme exacte, peut être obtenu explicitement par dérivation des variables d'état (hauteur piézométrique) par rapport à chaque paramètre, aboutissant à la construction de la Jacobienne du problème (équations {24} et {25}). Cette méthode, dite de sensibilité, adaptée aux méthodes Gauss-Newton/Newton-Raphson, implique la résolution d'un très grand nombre d'équations (soit le nombre de paramètres + 1 pour le calcul direct, à chaque pas de temps). A l'instar de la construction du Hessien, cette approche peut peser significativement dans le temps de calcul.

La méthode des perturbations, quant à elle, propose d'approcher la construction de la Jacobienne par des différences finies :

$$\frac{\partial O}{\partial \mathbf{P}} = \frac{O_{(\mathbf{P}-\delta\mathbf{P})} - O_{(\mathbf{P})}}{\delta\mathbf{P}} \quad \{29\}$$

Le niveau d'approximation de cette méthode est très dépendant du choix de la perturbation $\delta\mathbf{P}$.

L'ajustement Quasi-Newton par la méthode L-BFGS ne nécessite que le gradient global de O . Celui-ci peut être obtenu par la méthode de l'état adjoint.

La méthode de l'état adjoint approche la résolution des gradients comme un problème d'optimisation sous contrainte., via l'expression d'un Lagrangien \mathbf{L} :

$$\begin{cases} \mathbf{L}(h, p, \lambda) = \sum_t \mathbf{L}^t = \sum_t O^t + \lambda^{t\top} \boldsymbol{\Psi}^t \\ \boldsymbol{\Psi}^t = \mathbf{A}h^t - \mathbf{b}^{t-1} \end{cases} \quad \{30\}$$

Où λ est le vecteur des multiplicateurs de Lagrange associés aux contraintes $\boldsymbol{\Psi}$ (dans ce cas, les solutions du calcul direct de l'écoulement) à chaque pas de temps t .

La différentielle totale du Lagrangien par rapport aux paramètres à un pas de temps donné prend la forme suivante :

$$\begin{aligned} \frac{d\mathbf{L}^t}{d\mathbf{P}} &= \frac{\partial \mathbf{L}^t}{\partial \mathbf{P}} + \frac{\partial \mathbf{L}^t}{\partial h} \frac{dh}{d\mathbf{P}} + \frac{\partial \mathbf{L}^t}{\partial \lambda} \frac{d\lambda}{d\mathbf{P}} \\ \left\{ \begin{aligned} \frac{\partial \mathbf{L}^t}{\partial \mathbf{P}} &= \frac{\partial O^t}{\partial \mathbf{P}} + \frac{\partial \lambda^{t\top}}{\partial \mathbf{P}} \boldsymbol{\Psi}^t + \lambda^{t\top} \frac{\partial \boldsymbol{\Psi}^t}{\partial \mathbf{P}} \\ \frac{\partial \mathbf{L}^t}{\partial h} \frac{dh}{d\mathbf{P}} &= \left(\frac{\partial O^t}{\partial h} + \frac{\partial \lambda^{t\top}}{\partial h} \boldsymbol{\Psi}^t + \lambda^{t\top} \frac{\partial \boldsymbol{\Psi}^t}{\partial h} \right) \frac{dh}{d\mathbf{P}} \\ \frac{\partial \mathbf{L}^t}{\partial \lambda} \frac{d\lambda}{d\mathbf{P}} &= \left(\frac{\partial O^t}{\partial \lambda} + \frac{\partial \lambda^{t\top}}{\partial \lambda} \boldsymbol{\Psi}^t + \lambda^{t\top} \frac{\partial \boldsymbol{\Psi}^t}{\partial \lambda} \right) \frac{d\lambda}{d\mathbf{P}} \end{aligned} \right. \quad \{31\} \end{aligned}$$

Or, lorsque le calcul direct est résolu, le terme d'écoulement s'annule. De plus, la fonction objectif O comme l'équation d'écoulement ψ ne dépendent pas de λ . Enfin, en régime transitoire, les dérivées partielles par rapport aux charges et aux multiplicateurs de Lagrange se comportent comme des sommes :

$$\frac{\partial}{\partial h} = \sum_n \frac{\partial}{\partial h^n} \quad \text{et} \quad \frac{\partial}{\partial \lambda} = \sum_n \frac{\partial}{\partial \lambda^n} \quad \{32\}$$

Dès lors :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial \mathbf{L}^t}{\partial \mathbf{P}} = 2\mathbf{W}_p^t (p - p^*) + \lambda^{t\top} \left(\frac{\partial \mathbf{A}^{t-1}}{\partial \mathbf{P}} h^t - \frac{\partial f^{t-1}}{\partial \mathbf{P}} \right) \\ \frac{\partial \mathbf{L}^t}{\partial h^n} \frac{dh}{d\mathbf{P}} = \left(2\mathbf{W}^t (h^t - h^{*t}) + \lambda^{t\top} \mathbf{A}^{t-1} \right) \frac{dh^t}{d\mathbf{P}} \quad \text{quand } n = t \\ \frac{\partial \mathbf{L}^t}{\partial h^n} \frac{dh}{d\mathbf{P}} = \lambda^{t\top} \left(\frac{\partial \mathbf{A}^{t-1}}{\partial h^{t-1}} h^t - \frac{\partial f^{t-1}}{\partial h^{t-1}} \right) \frac{dh^{t-1}}{d\mathbf{P}} \quad \text{quand } n = t-1 \\ \frac{\partial \mathbf{L}^t}{\partial h^n} \frac{dh}{d\mathbf{P}} = 0 \quad \text{quand } n \neq \{t, t-1\} \\ \frac{\partial \mathbf{L}^t}{\partial \lambda} \frac{d\lambda}{d\mathbf{P}} = 0 \end{array} \right. \quad \{33\}$$

Par souci de clarté, la composante par seuil de la fonction objectif n'est pas incluse dans la démonstration. Le cas échéant, elle ne fait qu'ajouter un terme équivalent à la composante d'ajustement, en remplaçant la charge mesurée par l'altitude concernée (substratum ou sol).

La dérivée totale du Lagrangien se réduit donc à l'accumulation de deux termes :

$$\begin{aligned} \frac{d\mathbf{L}}{d\mathbf{P}} &= \sum_t \left(\frac{\partial \mathbf{L}^t}{\partial \mathbf{P}} + \frac{\partial \mathbf{L}^t}{\partial h^t} \frac{dh^t}{d\mathbf{P}} \right) \\ &= \left\{ \begin{array}{l} \sum_t \frac{\partial \mathbf{L}^t}{\partial \mathbf{P}} = \sum_t \left(2\mathbf{W}_p^t (p - p^*) + \lambda^{t\top} \left(\frac{\partial \mathbf{A}^{t-1}}{\partial \mathbf{P}} h^t - \frac{\partial f^{t-1}}{\partial \mathbf{P}} \right) \right) \\ \sum_t \left(\frac{\partial \mathbf{L}^t}{\partial h^t} \frac{dh^t}{d\mathbf{P}} \right) = \sum_t \left[\frac{dh^t}{d\mathbf{P}} \left(2\mathbf{W}^t (h^t - h^{*t}) + \lambda^{t\top} \mathbf{A}^{t-1} + \lambda^{t+1,\top} \left(\frac{\partial \mathbf{A}^t}{\partial h^t} h^{t+1} - \frac{\partial f^t}{\partial h^t} \right) \right) \right] \end{array} \right\} \quad \{34\} \end{aligned}$$

Résoudre l'état adjoint implique d'annuler les termes des dérivées par rapport aux charges, restreignant ainsi l'expression aux dérivées par rapport aux paramètres. Ceci revient à trouver les multiplicateurs de Lagrange respectant :

$$\mathbf{A}^{t-1} \lambda^t = 2\mathbf{W}^t (h^{*t} - h^t) + \left(\frac{\partial f^t}{\partial h^t} - \frac{\partial \mathbf{A}^t}{\partial h^t} h^{t+1} \right) \lambda^{t+1} \quad \{35\}$$

Les matrices et vecteurs de l'écoulement sont établis lors du calcul direct, du temps initial au temps final. Cette information stockée permet le calcul des multiplicateurs de Lagrange à rebours, à partir du pas de final, en initialisant λ^{final} égal à zéro. Les conditions aux limites du calcul indirect sont également nulles.

Par définition (équation {30}), et lorsque le calcul direct est abouti, le Lagrangien est strictement équivalent à la fonction objectif. Ainsi, une fois l'état adjoint résolu, la dérivée totale se formule :

$$\frac{d\mathbf{L}}{d\mathbf{P}} \Leftrightarrow \frac{dO}{d\mathbf{P}} = \mathbf{g} = \sum_t \left(2\mathbf{W}'_p(p - p^*) + \lambda^{tT} \left(\frac{\partial A^{t-1}}{\partial \mathbf{P}} h^t - \frac{\partial f^{t-1}}{\partial \mathbf{P}} \right) \right) \quad \{36\}$$

La méthode de l'état adjoint réduit le calcul du gradient à un système linéaire, indépendant du nombre de paramètres puisque, conformément à la méthode de discrétisation décrites plus haut :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial A}{\partial \mathbf{K}} = \frac{1}{|\mathbf{E}|} \nabla \phi^T e \nabla \phi \\ \frac{\partial A}{\partial \mathbf{S}} = \frac{1}{3\Delta t} |\mathbf{E}| \\ \frac{\partial f}{\partial \mathbf{K}} = 0 \quad \text{en conditions de Dirichlet} \\ \frac{\partial f}{\partial \mathbf{K}} = \frac{1}{|\mathbf{E}|} (\nabla \phi^T e \nabla \phi) h \quad \text{sinon} \\ \frac{\partial f}{\partial \mathbf{S}} = \frac{1}{3\Delta t} |\mathbf{E}| h \end{array} \right. \quad \{37\}$$

En raison du caractère non-linéaire de la fonction de transfert de Nash, la dérivation du terme puits-source par rapport aux paramètres de recharge est opérée par perturbations.

Diagramme récapitulatif de la procédure d'inversion

DONNÉES D'ENTRÉE [unités]		Finesse et échelle de discrétisation
Maillage de calcul	[-]	fonction de la densité du réseau de piézomètres de contrôle
Pluie/Evapotranspiration	[L ³ .T ⁻¹]	mailles de calcul
Topographie z^{sol}	[L]	nœuds de calcul
Imperméabilisation	[%]	mailles
Niveau du substratum z^{sub}	[L]	nœuds
Piézométrie h^*	[L]	ponctuelles
Pompages	[L ³ .T ⁻¹]	ponctuelles
Champ de charges initial	[L]	arêtes de calcul
Conditions aux limites	[L ou L ³ .T ⁻¹]	arêtes
Niveau des cours d'eau	[L]	arêtes
Zonation de la recharge et intervalles des paramètres		
Maillage multi-échelle initial et intervalles de paramètres		

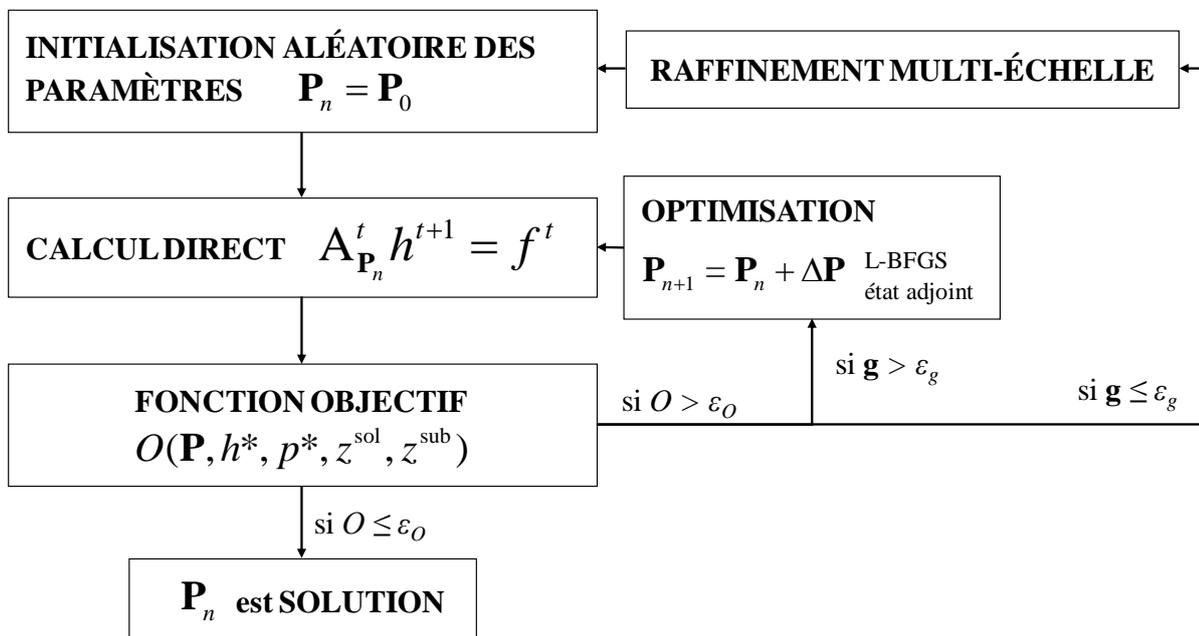


Figure 14 : Diagramme récapitulatif de la procédure d'inversion

La convergence vers une solution acceptable est actée lorsque la fonction objectif O atteint une valeur inférieure au seuil ϵ_0 prescrit par le modélisateur. Sinon, l'optimisation guide les paramètres afin d'abaisser cette fonction objectif jusqu'à ce qu'elle rencontre un critère d'arrêt du L-BFGS, par exemple, un gradient \mathbf{g} trop faible (inférieur à ϵ_g), auquel cas le maillage de paramètre est raffiné afin d'augmenter le degré de liberté du problème d'inversion.

La procédure de maillage et l'intégration des données spatiales pour l'application de cette méthodologie sont effectuées via les logiciels libres GMSH (version 3.0.6) et QGIS (version 2.18.17), combinés grâce à des scripts Python écrits par nos soins.

2. Modélisation hydrogéologique 3D

L'estimation des paramètres de recharge et d'écoulement par inversion précédemment décrite n'informe pas sur la distribution des hétérogénéités sur la verticale, pourtant nécessaire à la simulation des transferts de polluant dans le sous-sol, particulièrement dans la zone non-saturée où les processus gravitaires prédominent souvent.

La distribution verticale des hétérogénéités, comme tout autre phénomène physique, peut être estimée sur la base d'observation ponctuelles (sondages géologiques par exemple) dont l'information est étendue à l'ensemble d'une zone d'intérêt grâce à des techniques d'interpolation (et d'extrapolation si les observations ne circonscrivent pas l'ensemble du site d'étude). Celles-ci sont scindées en deux grandes familles : les méthodes d'interpolation déterministes, fondées sur des considérations purement géométriques, et les méthodes d'interpolation stochastiques, qui font appel à des concepts statistiques (aussi désignées par le terme de géostatistiques).

2.1. Méthodes d'interpolation déterministes

Cette section synthétise des éléments du cours d'introduction à l'interpolation spatiale de l'Ecole Nationale des Sciences Géographiques rédigé par Pierre Bosser [80], auquel le lecteur peut se référer pour une description plus approfondie des méthodes.

Au plus simple, les techniques déterministes interpolent les données à partir des points d'observations les plus proches uniquement.

Les méthodes polygonales

Les polygones de Thiessen (ou polygones de Voronoï ou encore cellules de Dirichlet) attribuent la valeur d'une observation sur l'ensemble de la cellule définie par l'intersection des médiatrices des segments entre ledit point d'observation et ses voisins, respectant ainsi scrupuleusement une règle de proximité entre les valeurs interpolées et les données. Comme la valeur estimée à l'endroit précis d'une observation est inchangée, l'interpolation est dite exacte. De plus, les polygones en bordure de la grille des points d'observation étant ouverts, cette technique permet l'extrapolation. Cependant, elle génère des discontinuités brutales de valeur, en particulier dans le cas d'une grille de données lâche. La technique de Sibson est une variante des polygones de Thiessen visant à lisser ces discontinuités.

Les triangulations

Le site d'interpolation dans les méthodes de triangulation sont des triangles dont les sommets sont les points d'observation. Contrairement aux méthodes polygonales, les triangulations sont indépendantes de l'ordre de traitement des points de données pour créer les relations de voisinage. En revanche, elles n'assurent pas de fonction d'extrapolation. Les valeurs au sein de chaque triangle sont interpolées, non pas de manière homogène, mais par des fonctions de pondérations (à l'instar de la technique de Sibson). La triangulation simple opère par interpolation linéaire, générant des

champs estimés formés de pyramides juxtaposées. La méthode d'Akima propose un rendu moins angulaire en associant la surface de chaque triangle à un polynôme d'ordre 5. Les triangulations sont aussi des interpolateurs exacts.

Cependant, les techniques décrites jusqu'alors n'intègrent pour chaque valeur estimée qu'un nombre très faible de données (égal au nombre de sommets du site d'interpolation). Cette limitation est appelée effet écran, puisque les données les plus proches du point estimé annulent (comme si elles tendaient un écran autour de celui-ci) l'influence des autres observations.

Les méthodes barycentriques

Autre famille d'interpolateurs exacts, les méthodes barycentriques proposent de faire intervenir davantage de données dans l'estimation de chaque valeur interpolée, limitant ainsi l'effet écran, par un jeu de pondérations étendu au-delà des plus proches voisins (exemple : pondération par l'inverse de la distance).

Les surfaces de tendance

Faisant fi de l'exactitude de l'interpolation, cette famille de technique ajuste une surface polynomiale aux valeurs observées, par minimisation des écarts de type moindres carrés. Plus l'ordre du polynôme est faible, plus la surface s'approche d'un plan, rendant le calage vis-à-vis des données de qualité potentiellement médiocre. Un plus haut niveau polynômial va de pair avec un effort calculatoire supérieur pour l'optimisation (inversion).

Les splines

Autre famille de fonctions d'interpolation, les splines peuvent être assimilées (en accord avec la signification anglaise du mot) à des surfaces minces et flexibles contraintes de s'ajuster aux valeurs d'observation tout en minimisant leur énergie de flexion. Quand les surfaces de tendance opèrent via une équation polynomiale unique, les splines représentent la surface par morceaux et nécessitent donc la résolution d'un plus grand nombre d'équations (le nombre d'observations + 3). Les splines d'interpolation sont des estimateurs exacts alors que les splines de lissage proposent, via un paramètre de tolérance, des surfaces ne passant pas exactement par les valeurs observées, considérant notamment que celles-ci peuvent être entachées d'erreur, limitant ainsi les hétérogénéités et les discontinuités. Avec une forte tolérance, la surface se rapproche aussi d'un plan.

Les B-splines [81] étendent l'usage des splines à des cas complexes, où la courbe de flexion n'est pas représentable par une seule fonction (forme circulaire ou elliptique).

Les techniques déterministes sont aisées à mettre en œuvre et souvent incluse dans le catalogue de traitements des systèmes d'information géographique. Cependant, leur utilisation, associées à aucun critère de fiabilité, est arbitraire. Elles ne prennent pas en compte la structure spatiale des données et reposent uniquement sur des considérations subjectives et géométriques. A l'inverse, les méthodes stochastiques et l'utilisation de concepts probabilistes, permettent de gagner en objectivité.

2.2. Introduction aux géostatistiques

Dans leur acception la plus large, les géostatistiques se résument à l'étude mathématique des « phénomènes qui varient dans l'espace et/ou dans le temps » [82]. Cette définition correspond à l'application très élargie qui est faite actuellement de techniques d'analyse initialement conçues pour « décrire la continuité des phénomènes naturels et en tirer profit pour appliquer des méthodes de régression mathématique adaptées » [83]. Historiquement, les géostatistiques se sont développées dès le milieu du XX^e siècle autour d'applications minières [84, 85], afin d'interpoler des teneurs en gisement. Elles sont maintenant adoptées par l'ensemble des disciplines des sciences de la Terre et de l'environnement (pétrologie, hydrologie, météorologie, écologie etc.) [86] et même au-delà, pour l'optimisation logistique ou la conception industrielle [87] pour ne citer qu'eux.

Quoi qu'il en soit, les techniques géostatistiques manipulent des données corrélées (dans l'espace ou dans le temps). L'outil le plus employé pour caractériser cette corrélation est le variogramme.

Variogrammes

Le variogramme retranscrit la variabilité (et en miroir, la continuité) d'une variable expérimentale en fonction de la distance :

$$\gamma_{vw}(d) = \frac{1}{2N(d)} \sum_{i=1}^{N(d)} [(Z_v(u_i + d) - Z_v(u_i))(Z_w(u_i + d) - Z_w(u_i))] \quad \{38\}$$

Où u est un vecteur de coordonnées (x, y , éventuellement z) et d une distance [L] à ce point. N représente le nombre de points expérimentaux ainsi appariés (indiqué par i), et Z la variable étudiée. Les indices v et w de la variance γ généralise l'expression au cas où l'analyse porte non pas sur une variable isolée, mais sur deux variables conjointement (variogrammes croisés).

En outre, de nombreuses applications ne s'intéressent pas à des variables continues mais à des classes (données catégorielles, ou indicatrices). L'expression mathématique du variogramme est inchangée, mais la définition des variables suit alors la règle binaire suivante :

$$Z_v(u) = \begin{cases} 1 & \text{si la catégorie } v \text{ se trouve à la position } u \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad \{39\}$$

L'approche géostatistique par indicatrice [88] est particulièrement adaptée à l'étude de la lithologie et des ensembles hydrogéologiques (hydrofaciès) [89]. A titre informatif, les paliers des variogrammes sont directement liés aux proportions p des faciès [90] :

$$\gamma_{vw}(d \rightarrow +\infty) = -p_v p_w \quad \text{et} \quad \gamma_v(d \rightarrow +\infty) = p_v(1 - p_v) \quad \{40\}$$

Le calcul de la variance, effectuée classiquement à un pas de distance régulier, produit une série de points expérimentaux. Or les étapes suivantes de la démarche géostatistique (interpolations, simulations) nécessitent un variogramme continu (théorique). Pour cela, un certain nombre de modèles mathématiques sont disponibles pour s'ajuster au variogramme expérimental.

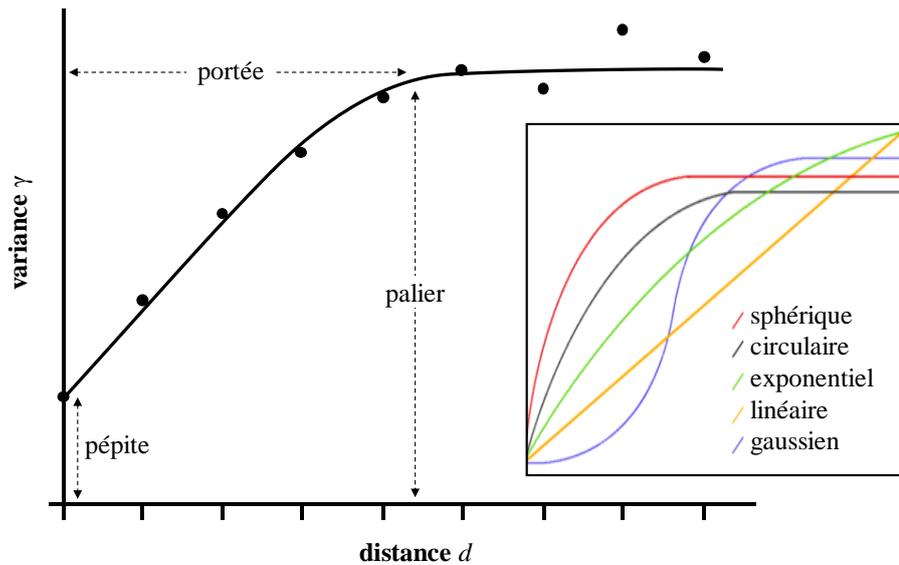


Figure 15 : Variogramme expérimental (points) et variogrammes théoriques (courbes)

La pente croissante de la variance retranscrit la perte de corrélation entre données de plus en plus éloignées. A partir d'une certaine distance (portée) la variable atteint une valeur maximale (palier) signifiant que la ou les variables ne sont plus (auto-)corrélées. Théoriquement, deux données très proches sont fortement corrélées (variance quasi-nulle). Cependant, conséquence d'un pas de recherche spatiale trop grand, du bruit des données ou encore de réelles hétérogénéités à petite échelle, le variogramme peut présenter un effet de pépité.

Les variogrammes théoriques usités sont tous définis positifs, condition de compatibilité avec les méthodes d'interpolation géostatistiques. Ils s'ajustent à différents types de distribution : par exemple, une fonction gaussienne propose des variations très douces à faible distance quand une fonction sphérique permet de représenter de fortes hétérogénéités à petite échelle. Les phénomènes naturels se modélisent généralement avec des fonctions (ou des combinaisons de fonctions) à palier, mais dans certains cas (comportements fractales), une fonction infinie (puissance, linéaire) peut être adaptée. Une croissance infinie du variogramme expérimental peut aussi être la marque d'une tendance (données non-stationnaires), à corriger par des traitements préalables. Enfin, en raison de l'instabilité du variogramme expérimental, aussi bien due au manque de données, à leur qualité, qu'au comportement intrinsèque de la variable étudiée, plusieurs modèles peuvent être adaptés à un même cas. Le choix du variogramme théorique relève donc plus du jugement de l'expérimentateur que de la science exacte.

Direction de recherche et anisotropie

La corrélation d'une grandeur n'est pas systématiquement la même dans toutes les directions de l'espace (anisotropie). S'agissant de l'analyse variogrammique des aquifères, la portée de corrélation dans le plan horizontal (de l'ordre de la centaine de mètres) est généralement plus grande que dans le plan vertical (successions stratigraphiques de l'ordre du mètre). Parfois, cette anisotropie s'exprime au sein même du plan horizontal (systèmes de déposition et d'érosion latérales préférentielles dans des systèmes alluviaux par exemple).

Pour diagnostiquer l'anisotropie d'un système, la recherche des paires de données pour le calcul du variogramme doit se faire selon différents spectres directionnels :

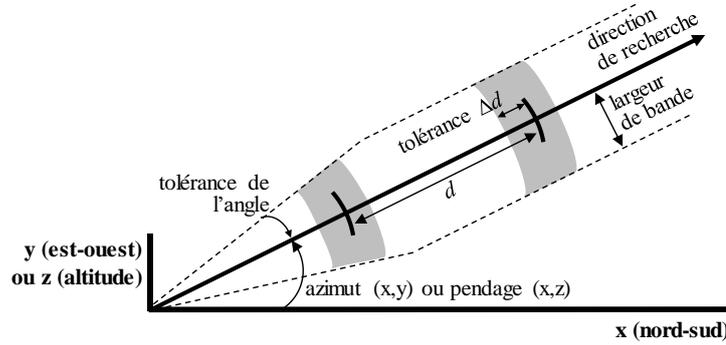


Figure 16 : Direction de recherche d'un variogramme expérimental

L'azimut (plan horizontal) et le pendage (plan vertical) définissent la direction de recherche. Pour assurer la formation d'un nombre suffisant de paires, des critères de tolérance (sur les angles et sur la distance d) permettent d'agrandir les compartiments de recherche (grisés dans la Figure 16). La largeur de bande assure le cas échéant le niveau de focalisation du faisceau de recherche, en limitant l'ouverture de l'angle. En pratique, même pour une recherche sur le seul plan horizontal, une tolérance de pendage peut se justifier, afin de restreindre l'effet de la topographie sur la formation des paires par exemple. Le compartiment de recherche prend alors la forme d'une section de cylindre. Si les variogrammes établis pour deux directions sont significativement différents, l'anisotropie est caractérisée.

Interpolation (krigeage)

Le krigeage recouvre un ensemble de techniques d'estimation linéaire, exactes (sans biais), minimisant la variance d'estimation telle que calculée à l'aide du variogramme. Les méthodes les plus courantes sont le krigeage simple (la moyenne de la grandeur étudiée doit être connue), le krigeage ordinaire (le plus utilisé car ne nécessitant pas de connaître la moyenne), le krigeage universel (permettant d'étudier des variables non-stationnaires) ou encore le cokrigeage (s'intéressant conjointement à deux variables liées).

L'expression de la valeur estimée dans le cadre d'un krigeage ordinaire est :

$$Z^*(u) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Z_i \quad \{41\}$$

Où Z^* est la valeur estimée à la position u grâce à la combinaison des N observations voisines Z , pondérée par les poids λ . Cette expression retranscrit la contrainte de linéarité propre au krigeage.

La variance de l'erreur d'estimation est :

$$\sigma_e^2 = \text{Var}(Z - Z^*) = \text{Var}(Z) + \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \lambda_i \lambda_j \text{Cov}(Z_i, Z_j) - 2 \sum_{i=1}^N \lambda_i \text{Cov}(Z, Z_i) \quad \{42\}$$

Le principe du krigeage revient à minimiser cette variance (contrainte d'optimalité) par le choix des pondérations. Pour que l'estimation ne soit pas biaisée, la somme des poids doit être égale à 1.

Cette double contrainte (optimalité et non-biais) peut être résolue par une méthode de Lagrange :

$$\mathbf{L}(\lambda) = \text{Var}(Z) + \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \lambda_i \lambda_j \text{Cov}(Z_i, Z_j) - 2 \sum_{i=1}^N \lambda_i \text{Cov}(Z, Z_i) + 2\mu \left(\sum_{i=1}^N \lambda_i - 1 \right) \quad \{43\}$$

μ étant un multiplicateur de Lagrange. Lorsque les dérivées partielles du Lagrangien par rapport au multiplicateur et aux poids s'annulent, le minimum de la fonction est atteint, conduisant à une nouvelle expression de la variance d'estimation :

$$\sigma_e^2 = \text{Var}(Z) - \sum_{i=1}^N \lambda_i \text{Cov}(Z, Z_i) - \mu \quad \{44\}$$

Dans le cas d'un phénomène modélisé par un variogramme γ avec palier, les propriétés de ce dernier permettant son injection dans l'expression de la variance d'estimation comme suit :

$$\begin{aligned} \gamma(d) &= \sigma^2 - \text{Cov}(Z(u), Z(u+d)) \\ \sum_{j=1}^N \lambda_j \gamma_{ij} - \mu &= \gamma_{i0} \quad \forall i = 1 \dots N \\ \sigma_e^2 &= \sum_{i=1}^N \lambda_i \gamma_{i0} + \mu \end{aligned} \quad \{45\}$$

Cette formulation démontre l'importance centrale du choix du variogramme dans le processus de krigeage.

Bien qu'exacte, cette méthode demeure néanmoins sensible à la quantité de données disponibles. Dans une région pauvre en observations, les valeurs interpolées, de fait plus éloignées des points de données (alors associées à des poids plus faibles), tendent vers la moyenne de la grandeur d'intérêt.

Limites à l'approche géostatistique classique

L'approche géostatistique classique (modélisation d'un variogramme expérimental suivie d'un krigeage ou de simulations conditionnelles) nécessite des jeux de données (*hard data*) de grande taille et de bonne structure (répartition spatiale). Pour répondre à cet écueil, le champ des géostatistiques à points multiples (MPS ou *multipoint statistics*, en opposition avec les méthodes bipoints ou *two-points*) [91] se repose sur des images de référence (*training images*) pour intégrer à l'analyse spatiale un supplément de données interprétatives (*soft data*). Cependant, ces techniques comportent encore de nombreuses limitations, dues à la difficulté de construire les images de référence, particulièrement en trois dimensions, ou encore d'intégrer à la fois les données d'interprétation et les données d'observations objectives. Ce champ de recherche est toutefois très prometteur pour la modélisation dans les thématiques de l'hydrogéologie [92], y compris en 3D [93].

T-PROGS propose quant à lui une autre alternative fondée sur les probabilités de transition.

2.3. T-PROGS

Transition probability geostatistical software (T-PROGS version 2.1, 1999, copyright détenu par Steven F. Carle) a été développé en considérant que les données récoltées dans le champ de la géologie et de l'hydrogéologie sont rarement disponibles en quantité ou en qualité suffisantes pour mener une procédure classique de géostatistique (variogramme, krigeage). T-PROGS propose de fonder l'analyse spatiale non pas sur la covariance des catégories indicatrices (faciès géologique ou hydrofaciès), mais sur leur probabilité de transition. D'autres paramètres faciles à estimer tels la proportion en volume du faciès, ou encore sa taille moyenne dans chaque direction de l'espace, sont aussi mis à contribution.

T-PROGS consiste en une succession des procédures (langage FORTRAN) :

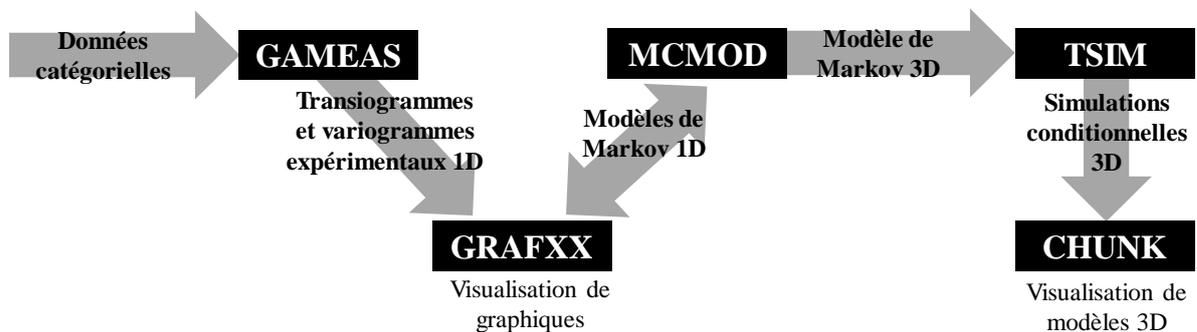


Figure 17 : Diagramme de fonctionnement du logiciel T-PROGS
(source : [26], modifiée et traduite)

Le logiciel emprunte largement à la librairie GSLIB (geostatistical software library) développée principalement par MM. Journel et Deutsch [94].

Les données sont intégrées à T-PROGS sous la forme de quadruplets (comprenant les coordonnées x,y,z du point de donnée et la catégorie qui lui est attribuée , dans le cadre d'une classification géologique par exemple). Leur exploitation repose ensuite principalement sur deux outils : le transiogramme et l'approche markovienne.

GAMEAS (analyse spatiale 1D et transiogrammes)

L'expression mathématique du transiogramme se résume à :

$$t_{jk}(d) = \Pr \{k \text{ ait lieu à } u + d \mid j \text{ a lieu en } u\} \quad \{46\}$$

Si le faciès j est observé à la position u , t est la probabilité que k soit observé à une distance d de u . Si $j=k$, l'équation définit un auto-transiogramme.

Cet outil approche d'une manière simple l'ensemble des relations de juxtaposition des données catégorielles, en permettant, à l'inverse des variogrammes (par définition symétriques), de représenter une organisation asymétrique. Ceci est particulièrement pertinent dans la représentation de la stratigraphie verticale des réservoirs géologiques, rarement symétriques.

De plus, les transiogrammes comporte deux données cruciales quant à l'analyse spatiale des données catégorielles : le plateau du transiogramme tend à la proportion globale de la catégorie, et l'intersection entre l'axe des abscisses et la tangente à l'origine de l'auto-transiogramme coïncide avec la taille moyenne de la catégorie dans la direction de recherche considérée.

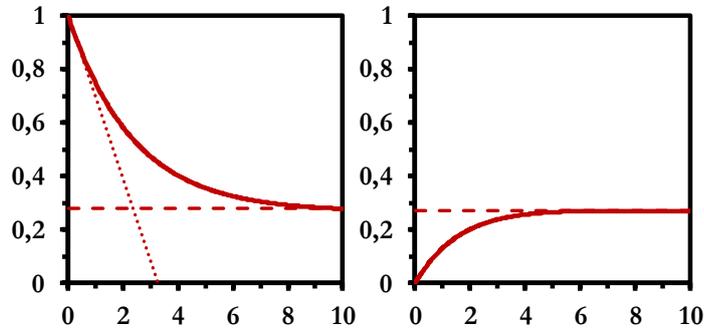


Figure 18 : Exemple de transiogrammes théoriques
(à gauche : auto-transiogramme, à droite : transiogramme)

Cet exemple illustre le cas d'une catégorie dont la proportion globale s'élève à 28 % et d'une longueur caractéristique de 3,2 m dans la direction de recherche.

La routine GAMEAS permet de définir des transiogrammes dans 3 directions d'un plan, à un pas de recherche fixe mais avec tous les paramètres de tolérance présentés en Figure 16. Il propose aussi de calculer les variogrammes expérimentaux.

MCMOD (modèles markoviens)

Les chaînes de Markov sont des modèles probabilistes (stochastiques) représentant une succession d'états ou d'évènements dont la probabilité d'occurrence dépend uniquement de la réalisation précédente [95]. Cette approche apparaît donc très adaptée pour représenter des transitions brutales, que ce soit dans le temps (prévisions météorologiques par exemple) ou dans l'espace (transition entre deux faciès géologiques). En contrepartie, les processus indépendants de l'état précédent (résultats d'une loterie d'un jour sur l'autre) ou dépendants de réalisations au-delà de la seule précédente (tirages au sein d'une même loterie) ne présentent pas les propriétés compatibles à l'approche markovienne.

La figure suivante met en regard une représentation graphique d'une chaîne de Markov à trois états (A, B et C) et sa forme matricielle :

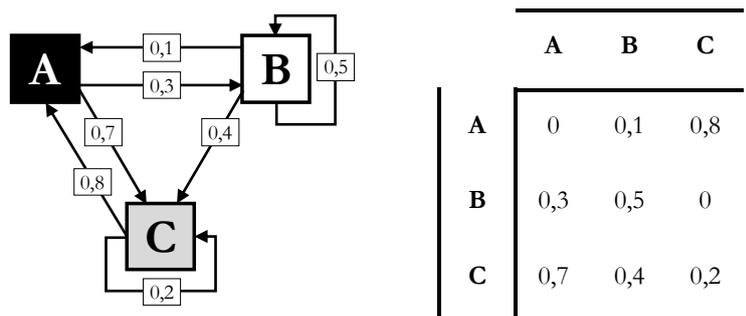


Figure 19 : Chaîne de Markov à 3 états, formes figurée et matricielle

Dans cet exemple, B ne fait jamais suite à C, l'état A ne se répète jamais à lui-même, contrairement à B qui se réitère avec une probabilité de 50 %. Dans l'autre moitié des réalisations, il est suivi de l'état A ou C selon une probabilité de 10 et 40 % respectivement. Par définition, la somme de chaque colonne égale 1, épuisant la totalité des issues possibles à la suite d'un état donné.

Mathématiquement, un modèle markovien consiste en une combinaison linéaire de formulations exponentielles. MCMOD propose d'utiliser ces propriétés pour générer des modèles de transiogrammes sur la base des données catégorielles fournies. Plusieurs méthodes sont disponibles.

La méthode *data* contraint le modèle par un point spécifique du transiogramme expérimental.

La méthode *transition* contraint le modèle par la valeur de la pente du transiogramme à l'approche de l'origine.

La méthode *intégrée (embedded)* fait disparaître les notions de distance entre catégories et de pas de recherche spatial. Seules la direction de recherche et la succession des catégories entrent en jeu. Ainsi, sur un axe vertical ascendant, la probabilité de transition devient :

$$\Pi_{jk} = \Pr\{k \text{ soit au-dessus} \mid j \text{ est en-dessous}\} \quad \{47\}$$

Appliqué à 3 faciès A, B et C, il vient :

$$\text{ABCABACABCABABC} \rightarrow \begin{bmatrix} - & 5 & 1 \\ 2 & - & 3 \\ 3 & 0 & - \end{bmatrix} \rightarrow \begin{bmatrix} - & 0,833 & 0,167 \\ 0,4 & - & 0,6 \\ 1,0 & 0 & - \end{bmatrix}$$

La première matrice renseigne le compte des enchaînements (A succède 5 fois à B), la seconde reporte des probabilités. La diagonale est vide car l'analyse est « intégrée » et ne considère donc pas d'auto-transition (deux couches d'un même faciès géologique sont assimilées à une seule couche). Le palier du transiogramme modélisé reste alors imposé par la proportion globale de la catégorie.

Cette dernière méthode est très utilisée car elle ne fait plus intervenir directement de transiogramme expérimental, et se trouve donc très peu sensible à la parcimonie des données de terrain.

Le calage des modèles markoviens fait intervenir une analyse par espace propre (*eigensystem*) pour la conversion des formulations exponentielles discrètes en une formulation continue.

En outre, la construction du modèle de Markov 3D est finalisée par interpolation ellipsoïde des trois modèle 1D (correspondant aux trois directions de recherche définies précédemment dans GAMEAS).

L'effort de modélisation peut être soulagé en définissant, parmi les catégories considérées, une catégorie de remplissage (dite de fond, *background category*).

TSIM (simulations conditionnelles)

La génération de modèles catégoriels tridimensionnels suit une procédure en deux temps.

Le modèle est initialisé par un algorithme de simulation séquentielle d'indicatrices (*SIS, sequential indicator simulation*) [94]. Consistant en une série de cokrigeages, cette étape respecte avec exactitude les données conditionnelles (les données d'entrée).

Le modèle est ensuite optimisé par méthode de recuit (*zero-temperature annealing quenching algorithm*). Inspirée de la métallurgie et de la thermodynamique, cette technique permet d'approcher un optimum global tout en évitant les éventuels minima locaux avec des temps de calcul limités [96]. Cependant, cette optimisation se fait aux dépens de l'estimation initiale exacte, puisqu'elle aspire non plus à représenter les données d'entrée, mais à faire coïncider le transiogramme 3D de MCMOD avec celui du modèle géologique 3D final.

En sortie, T-PROGS produit un modèle « boîte à chaussure » de la forme suivante :

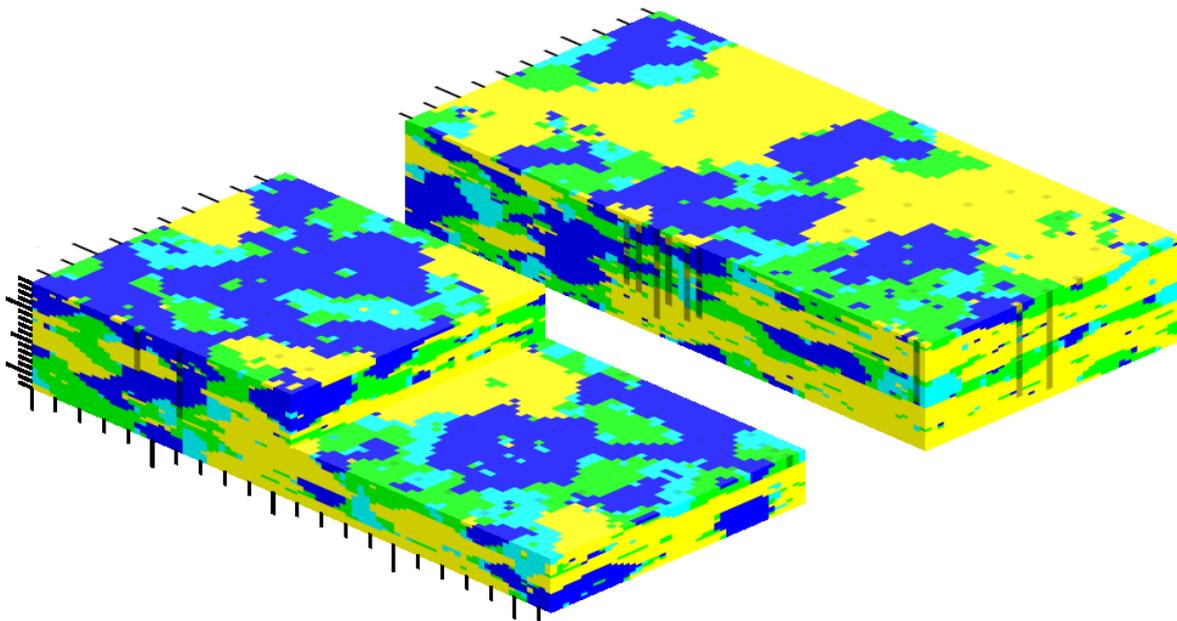


Figure 20 : Exemple de modèle 3D T-PROGS à 4 catégories
(visualisation CHUNK [26], les données conditionnelles apparaissent en gris)

L'aspect interprétatif de la procédure T-PROGS, mise en avant par les développeurs, est utilisé dans le champ de la géologie et de l'hydrogéologie pour condenser dans un même modèle des données de nature et d'échelle diverses (sondages, mesures géophysiques, cartes géologiques) [97, 98]. Son utilisation est adaptée pour des modélisations à grande échelle (ou pour de l'*upscaling* [99]), et est particulièrement populaire dans les études de nappes alluviales ou s'intéressant aux interactions nappe-rivière [100, 101].

2.4. Paramétrisation des hydrofaciès

Les méthodes d'interpolation présentées aboutissent à la construction d'un modèle géométrique non-paramétré.

Une des enjeux méthodologiques de la thèse consiste à attribuer aux classes géologiques des propriétés hydrodynamiques distribuées sur la verticale du modèle 3D, en cohérence avec les résultats de l'inversion 2D :

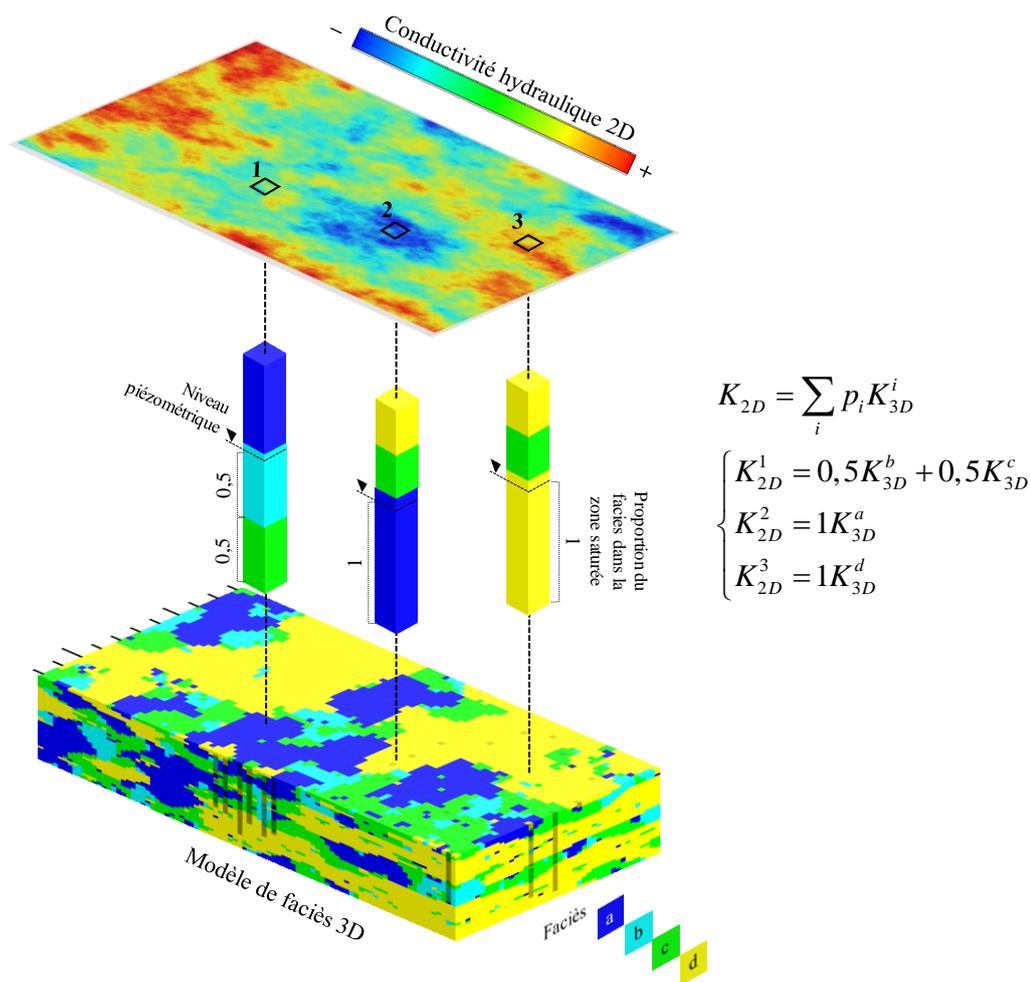


Figure 21 : Passage des paramètres 2D aux paramètres 3D par optimisation

L'inversion 2D estime des paramètres moyennés sur l'épaisseur totale de la zone saturée. Les modèles géologiques (qu'ils soient stochastiques comme T-PROGS ou déterministes) renseignent l'éventuelle hétérogénéité sur la verticale de l'aquifère.

En recoupant la composition en faciès géologiques de la zone saturée et les paramètres inversés en 2D, il est possible d'inférer les paramètres desdits faciès. La paramétrisation se présente alors sous la forme d'un système d'équation, comme représenté dans l'exemple de la figure ci-dessus, équivalent à un problème d'optimisation. Celui-ci peut être construit globalement (en associant une composition lithologique à chaque maille inversée en 2D) ou être contraint de manière plus limitée (en ne considérant par exemple que les valeurs de mailles 2D associées à un emplacement où la géologie est connue).

Cependant, l'approche par optimisation présente de nombreux écueils :

- Elle requiert une très bonne cohérence entre les résultats des inversions 2D et le modèle géologique 3D, à défaut de quoi les valeurs estimées risquent d'être entachées d'une grande incertitude.
- Des lithologies *a priori* semblables (matériaux sableux par exemple) peuvent présenter des propriétés hydrogéologiques très éloignées (comme l'indique la Figure 2). La nature des données utilisées pour la classification des hydrofaciès est donc critique quant à la fiabilité de celle-ci (simples logs géologiques descriptifs *versus* analyse granulométrique et essais de perméabilités en laboratoire par exemple). Cette réserve peut d'ailleurs expliquer des dissonances entre le modèle 2D et la géométrie 3D, puisque l'inversion peut identifier, au sein d'une classe réputée homogène, des hétérogénéités de perméabilité significatives.
- Le matériau géologique le plus perméable peut occulter la conductivité hydraulique des autres faciès de la zone saturée, selon les proportions en présence et les écarts de perméabilité. Par exemple, dans une colonne d'eau transitant dans 10 % d'alluvions et 90 % de matériaux argileux, seuls les alluvions président au terme final de transmissivité, du fait d'ordres de grandeurs de perméabilité très éloignés. Cette limite peut rendre la procédure d'optimisation inopérante.

Selon le contexte, ces limites peuvent justifier l'adoption d'une méthode alternative : simplification du modèle géologique et injection directe des paramètres 2D dans le modèle 3D par exemple (voir le Chapitre 3 : section 3.2).

2.5. Modélisation de l'écoulement et du transport 3D

Les simulations d'écoulement souterrain et du transport dissous associé sont menées grâce au logiciel TRACES (transport réactif de contaminants dans les eaux souterraines) dont les fondements mathématiques sont décrits au sein de cette section.

Modèle d'écoulement 3D

Le modèle d'écoulement tridimensionnel est construit par combinaison de la loi de conservation de la masse {7} et de la loi de Darcy généralisée pour s'appliquer aussi à la zone non-saturée (loi de Darcy-Buckingham), aboutissant ainsi à l'équation de Jacob-Richards [102, 103] :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{S} \frac{\theta}{\phi} \frac{\partial h}{\partial t} - \nabla \cdot (\mathbf{e} \mathbf{K} \nabla h) = f \quad \{48\}$$

θ et ϕ sont la teneur en eau [-] et la porosité [-] respectivement, nécessaires pour appréhender les situations de saturation partielle. Les valeurs du tenseur de perméabilité \mathbf{K} dépendent aussi du niveau de saturation selon la relation introduite en première partie du document. :

$$K(S_e) = k_r(S_e) \frac{k \rho g}{\mu} \quad \{49\}$$

Où k_r est le coefficient de perméabilité relative, fonction non linéaire du taux de saturation effective S_e [-]. Les relations entre ces grandeurs ainsi que la pression hydraulique p sont traduites dans le modèle empirique de van Genuchten [104, 105] :

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \begin{cases} \frac{1}{S_E^*} \left(1 + (\alpha |p|)^n\right)^{-m} & \text{si } p < -p_a \\ 1 & \text{si } p \geq -p_a \end{cases} \quad \{50\}$$

$$k_r(S_e) = \begin{cases} S_e^L \left(\frac{1 - (1 - (S_E^* S_e)^{1/m})^m}{1 - (1 - S_E^{*1/m})^m} \right) & \text{si } S_e < S_E^* \\ 1 & \text{si } S_e > S_E^* \end{cases} \quad \{51\}$$

Où p_a est la pression d'entrée d'air [L] dans la zone non-saturée, α et n des paramètres relatifs respectivement à la taille moyenne des pores [L⁻¹] et à la distribution de leur taille [-], m est un paramètre de calage (usuellement, $m=1-1/n$). θ_s et θ_r sont les teneurs en eau à saturation et résiduelle, L représente la tortuosité du milieu poreux [-]. S_E^* est la saturation effective à la pression d'entrée d'air, soit $S_E^* = (1 + (\alpha p_a)^n)^{-m}$.

L'état initial et les conditions aux limites du modèle sont exprimés de manière analogue à l'approche bidimensionnelle (voire équation {9}).

Modèle de transport 3D

TRACES aborde la migration des contaminants via une équation de type advection-dispersion/diffusion, supportant des phénomènes d'adsorption, de précipitation et de dégradation (transport réactif) :

$$\frac{\partial(r_i\theta C_i)}{\partial t} = \nabla \cdot (\theta \mathbf{D}_i \nabla C_i - \mathbf{q} C_i) - r_i \lambda_i \theta C_i + \sum_j \kappa_{ij} r_j \lambda_j \theta C_j + \theta S_i + Q_i \quad \{52\}$$

Où i est l'indice de l'espèce considérée et j celui du sa ou ses molécules « parents » le cas échéant. r est le coefficient de retard [-] lié à un éventuel phénomène d'adsorption, θ représente toujours la teneur en eau [-] et C correspond à la concentration du soluté [M.L⁻³]. \mathbf{D} est le tenseur de dispersion/diffusion [L².T⁻¹], \mathbf{q} est la vitesse de Darcy [L.T⁻¹] et λ le coefficient de dégradation ou de décroissance radioactive [T⁻¹] du contaminant. Les produits de dégradation sont générés selon un taux de fractionnement κ [-]. S est le terme puits-source décrivant les réactions de dissolution/précipitation et Q est le terme puits-source du contaminant [M.L⁻³.T⁻¹].

Plusieurs modèles d'adsorption sont inclus dans le code de calcul (linéaire, Langmuir, Freundlich).

Le tenseur de diffusion/dispersion est lui-même défini pour chaque espèce par :

$$\mathbf{D} = \alpha_T \|\mathbf{q}\| \delta_{ij} + \frac{(\alpha_L - \alpha_T) q_i q_j}{\|\mathbf{q}\|} + \tau \theta \mathbf{D}_m \quad \{53\}$$

Avec α_T et α_L les coefficients de dispersivité transversale et longitudinale [L], τ la tortuosité [-] du milieu et \mathbf{D}_m la diffusion moléculaire de l'espèce dans l'eau [L².T⁻¹]. i et j sont cette fois les indices de positionnement des valeurs dans le tenseur et q la vitesse de Darcy associées [L.T⁻¹].

En outre et à l'instar de ce qui est prévu pour l'écoulement, des conditions de Dirichlet (concentration imposée), de Neumann (flux massique imposé) ou bien mixtes sont paramétrables.

Résolution numérique et discrétisation

TRACES est basé sur deux méthodes de résolution : les éléments finis mixtes hybrides et les éléments finis discontinus. Ces méthodes numériques assurent un bilan de masse local exact, s'accommodent de hauts niveaux d'hétérogénéités et représentent le problème réactif à travers des tenseurs pleins, quand la plupart des codes font l'approximation de tenseurs diagonaux [106].

Les éléments mixtes hybrides [107] sont utilisés pour résoudre l'équation d'écoulement et la composante diffusive/dispersivité du transport. Une formulation par « mass lumping » permet de limiter l'occurrence d'oscillations numériques [108].

La portion advective du transport est résolue quant à elle grâce à une méthode de Galerkin discontinue [109], prévenant aussi les simulations d'oscillations numériques et limitant fortement la diffusion numérique.

Chapitre 3 : Application au site de Marcoule

1. Présentation du site et des données

1.1. Localisation et bref historique

Le centre de recherche de Marcoule est situé à la limite orientale du département du Gard, à 28 km au nord d'Avignon, 9 km au sud-est de Bagnols-sur-Cèze et 10 km à l'ouest d'Orange (Vaucluse). L'emprise du centre s'étend sur la rive droite du Rhône, à cheval sur les limites communales de Chusclan et de Codolet.

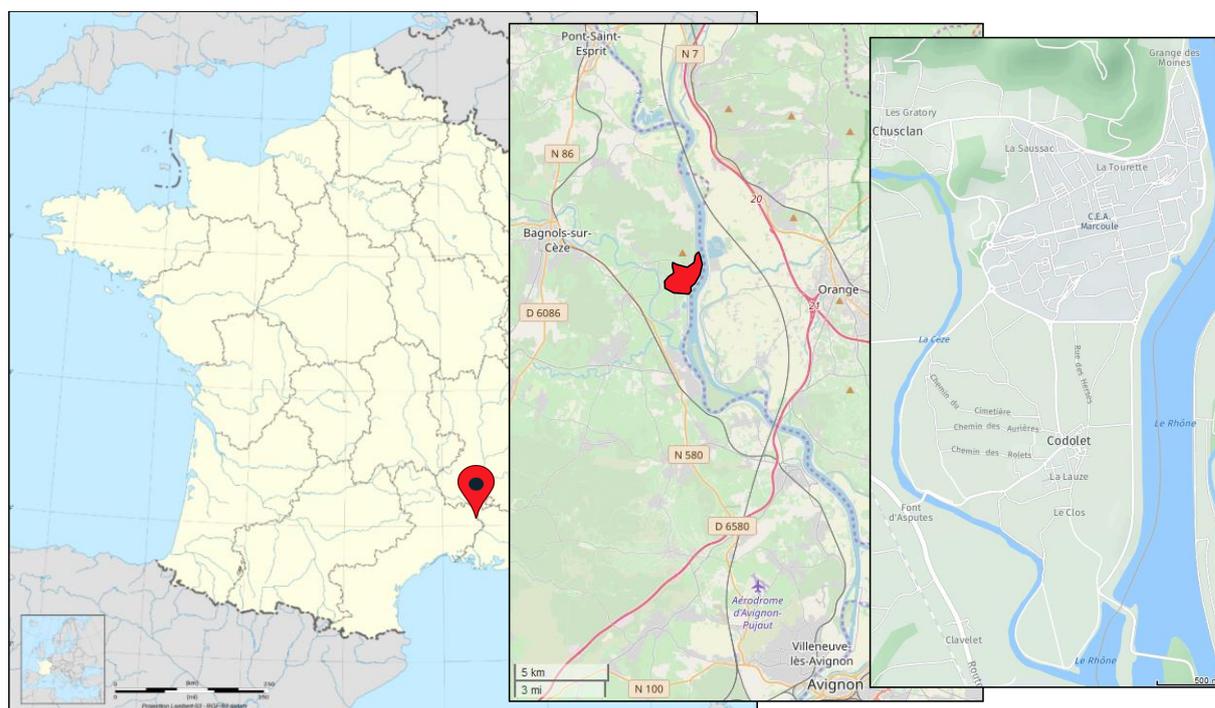


Figure 22 : Localisation du site de Marcoule
(source : [110, 111])

Construit en 1955 pour fournir le plutonium nécessaire au développement d'une force de dissuasion nucléaire, le centre de Marcoule est aussi le producteur des premiers kilowattheures d'électricité nucléaire français. Dès les années 60, l'activité de recherche s'intéresse aux techniques de retraitement et de stockage des combustibles usés, à l'origine notamment de l'usine de la Hague, en Normandie, et sur site, du réacteur Phénix.

Dans les années 90, cette orientation est affirmée via le développement des laboratoires Atalante, dédiée au cycle de vie des combustibles nucléaires, mais aussi par le démantèlement des installations de production à destination militaire.

1.2. Topographie et usage des sols

Le site d'étude est caractérisé par un relief peu marqué. Le centre de Marcoule est toutefois bordé, au nord, par le massif de la dent de Marcoule, culminant à un peu plus de 200 m NGF, et à l'ouest par un relief isolé appelé la butte de Monticaut (118 m NGF).

Le dénivelé du centre lui-même est organisé selon 3 terrasses successives, s'échelonnant selon des altitudes allant de 60 m au nord-ouest à 30 m au sud, en continuité avec la plaine de Codolet.

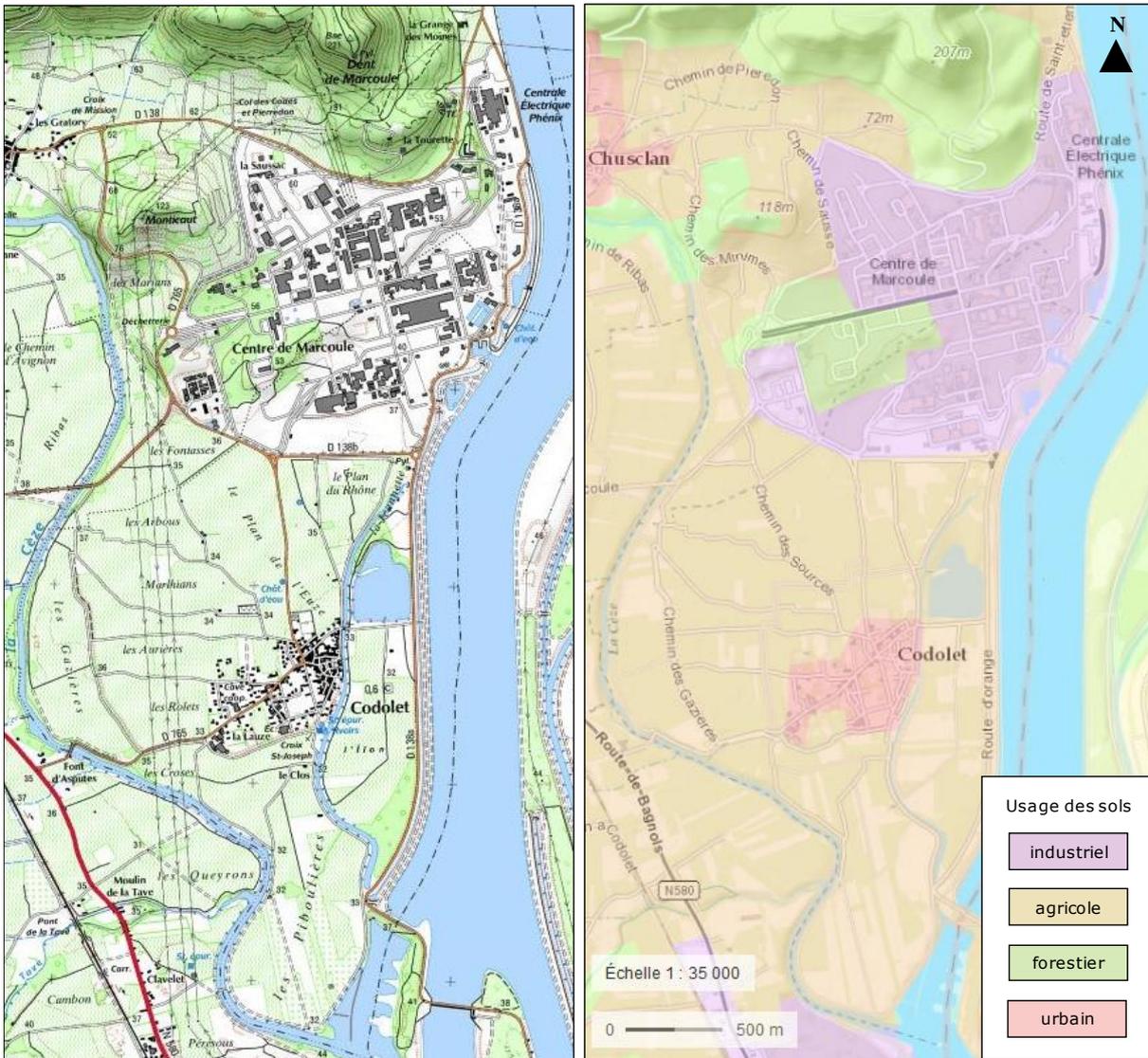


Figure 23 : Topographie et usage des sols du site
(source : [112])

La zone est partagée entre l'usage industriel inhérent au centre de Marcoule, l'emprise urbaine de Codolet, le boisement de certains reliefs, et l'activité agricole, avec un assolement très majoritairement dédié à la viticulture.

Une numérisation fine de la topographie est injecté dans la modélisation grâce au modèle numérique de terrain (MNT) issu du référentiel à grande échelle (RGE ALTI®) constitué par l'IGN à partir de télédétection par laser aéroporté ou par corrélation d'images aériennes. La résolution de

la donnée est d'1 m, l'exactitude altimétrique est comprise entre 0,2 et 0,7 m. La composante d'occupation des sols est retranscrite dans les modèles à travers un paramètre annexe : le taux d'imperméabilisation, fourni par la base CORINE Land Cover à une résolution de 25 m (les données cartographiques exploitées pour la construction des modèles sont projetées en Lambert 93).

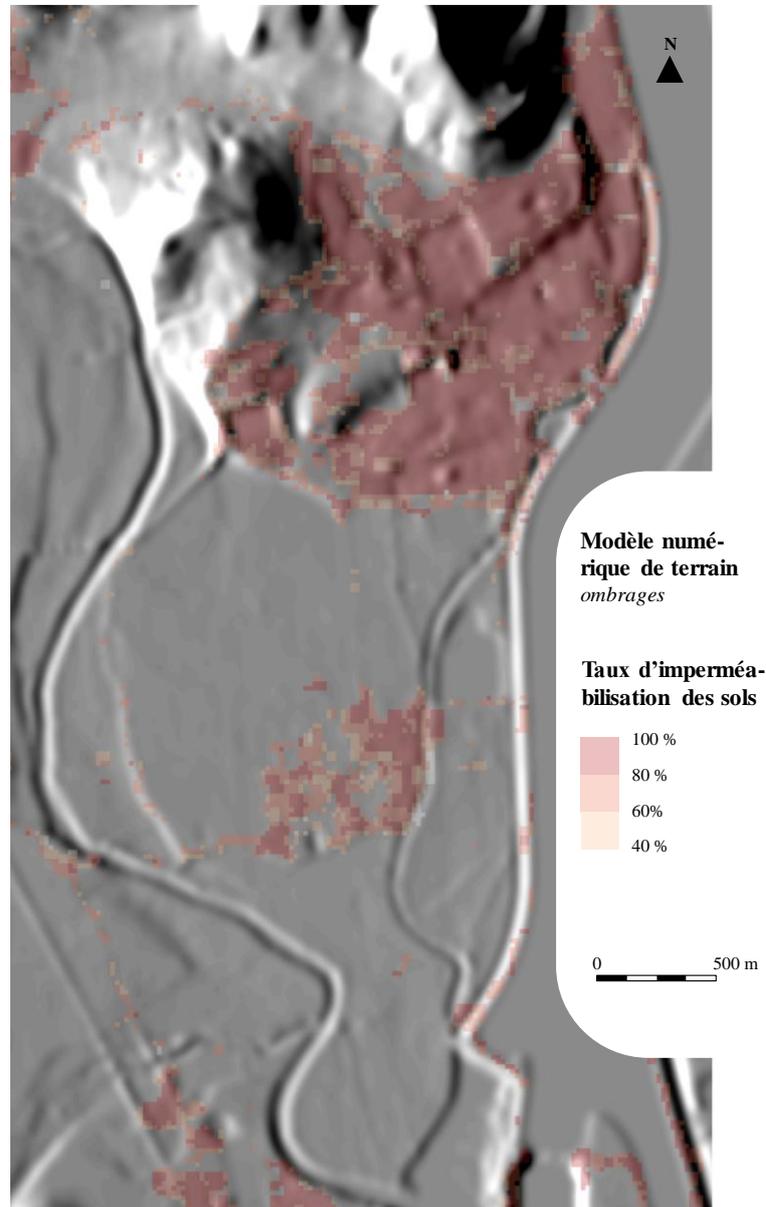


Figure 24 : Modèle numérique de terrain et imperméabilisation
(source : [112])

La visualisation ombragée du MNT met en exergue les reliefs avoisinant le centre de Marcoule ainsi que la rupture topographique entre les terrasses alluviales anciennes et récentes (cf Figure 26). Les zones imperméabilisées épousent les contours de l'emprise industrielle du centre et celle urbaine de Codolet.

1.3. Climat et eaux de surface

La zone d'étude est soumise à un régime climatique méditerranéen légèrement altéré par des influences semi-continentales et montagnardes [113]. Ce climat est caractérisé par une amplitude thermique intra-annuelle forte (supérieure à 17°C) et par une variabilité interannuelle faible. Les précipitations annuelles sont modérées (entre 700 et 800 mm) mais plus importantes et réparties de manière plus homogène que dans un climat méditerranéen franc. La saison estivale demeure la période la plus sèche et l'automne la saison la plus humide.

Les valeurs moyennes reportées dans le Tableau 4 sont issues de mesures journalières sur site, à l'exception de l'évapotranspiration potentielle (ETP), calculée avec la formule de Turc [114].

Tableau 4 : Données climatiques moyennes de la station météorologique de Marcoule

		annuelle	minimum mensuel	maximum mensuel
température *	[°C]	15.4	7.0 (février)	25.2 (juillet)
pluviométrie **	[mm]	751	32 (juillet)	109 (octobre)
humidité relative *	[%]	65.2	52.2 (juillet)	78.0 (décembre)
radiation globale *	[kJ.m ⁻²]	525	14.1 (décembre)	74.2 (juillet)
ETP ***	[mm]	987	20.8 (décembre)	160.4 (juillet)

* données 2012-2019

** données 1959-2017

*** calcul par la formule de Turc [114]

Selon les définitions d'Henri Gaussen [115], Marcoule connaît une période chaude de 5 à 6 mois (température moyenne supérieure à 15°C entre avril/mai et octobre), incluant une période sèche longue de 2 à 3 mois (cumul de pluie mensuel, en mm, inférieur au double de la température en °C, entre juin et juillet/août). La radiation solaire durant cette période est une des plus fortes du territoire métropolitain [116], limitant d'autant l'eau disponible pour la recharge des nappes souterraines.

Les eaux de surface de la zone d'étude ne répondent pas de manière homogène à ces forçages climatiques. En effet, la plaine de Codolet est ceinte à l'est par le Rhône et à l'ouest par la Cèze, deux cours d'eau aux caractéristiques hydrologiques très éloignées. En absence de station hydro-métrique aux abords du centre de Marcoule, ces caractéristiques sont calculées sur la base de données disponibles en amont et en aval hydrauliques proches (Tableau 5).

Le Rhône, le plus grand fleuve français en termes de débit, est contrôlé par un important parc de barrages, à vocation hydroélectrique, assurant un régime hydraulique très stable. En l'occurrence, un ouvrage est situé au sud de la plaine, générant une chute d'environ 8 m avant la confluence avec la Cèze.

Cette dernière, bien que plus modeste en taille, connaît des fluctuations hydrauliques (débits et hauteurs d'eau) beaucoup plus importantes en proportion, du fait de l'absence d'ouvrages de contrôle. Ces caractéristiques sont à l'origine d'inondations sporadiques dans la plaine de Codolet.

Ces cours d'eau ont un rôle majeur de soutien de la nappe alluviale adjacente, à plus forte raison lors des périodes sèches. Ils représentent aussi, dans la partie la plus méridionale de la plaine, son exutoire principal.

Tableau 5 : Caractéristiques hydrologiques moyennes du Rhône et de la Cèze

		Rhône*	Cèze**
débit annuel	[m ³ .s ⁻¹]	1 540	17.5
débit mensuel minimal (été)	[m ³ .s ⁻¹]	1 050	2.4
débit mensuel maximal (automne)	[m ³ .s ⁻¹]	1 850	46
marnage maximal	[m]	0.7	8.0

* Station hydrofrance Pont-Saint-Esprit (95 ans de données, 19 km en amont) ** Station hydrofrance Bagnols-sur-Cèze (12 ans de données, 7 km en amont)

Le Rhône alimente, par vannes, deux cours d'eau intérieurs à la plaine : un contre-canal et la lône de Codolet.

Le contre-canal prend naissance au niveau de l'installation Phénix, où il reçoit les eaux d'égouts banals (eaux pluviales), et son cours se fait parallèlement au Rhône, à une distance de 50 m environ. Sa ligne d'eau se situe aux alentours de 30 m, marquée par une chute de 40 cm en sortie de seuil du plan d'eau où se fait la prise du Rhône. Son débit est fixé autour de 1 m³.s⁻¹. Le contre-canal a été construit avec pour objectifs de drainer les pertes du Rhône, dont le niveau se situe approximativement à 35 m, et de soutenir le niveau de la nappe alluviale. Mais en l'absence d'entretien régulier et d'instrumentation dédiée, son rôle effectif est peu connu.

Le niveau d'eau de la Lône est établi autour de 29 m, pour un débit avoisinant les 0.5 m³.s⁻¹. Ses relations avec la nappe ne sont pas connues non plus.

Ces deux cours d'eau se jettent dans le Rhône à l'aval immédiat du barrage, par l'intermédiaire de deux ouvrages spécifiques voisins. Un plan d'eau communal à usage de loisir est positionné entre la Lône et le contre-canal, au nord-est de Codolet.

Les stations de mesures hydrofrance fournissent également des chroniques de hauteur d'eau dans le Rhône et la Cèze à quelques kilomètres à l'amont de la zone d'intérêt. Sur la base de jaugeages ponctuels effectués à proximité de Marcoule [117], et après contrôle de cohérence avec les chroniques de station en aval, les niveaux d'eau de ces cours d'eau, considérés représentatifs de l'amont immédiat du centre, sont extrapolés comme reporté dans la Figure 25. Ils y sont mis en miroir avec les forçages climatiques (pluie et ETP) de novembre 2011 à novembre 2019, période optimale quant à la disponibilité des données journalières.

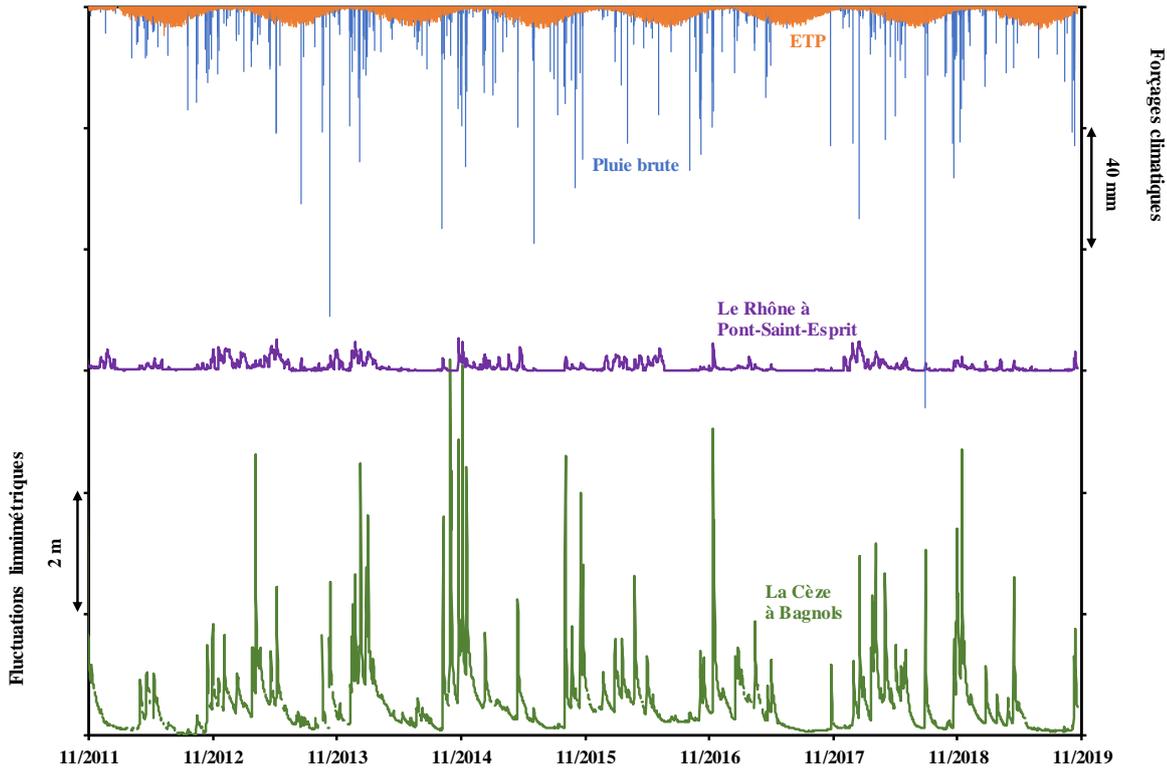


Figure 25 : Réponse hydrologique des cours d'eau aux forçages climatiques (données journalières)

L'exploitation et la canalisation du Rhône impliquent un faible marnage (de l'ordre de 0,5 m) quand la Cèze présente des fluctuations rapides et de forte intensité (jusqu'à 6 m entre 2012 et 2019).

La période étudiée comprend des années contrastées d'un point de vue climatique, en particulier en ce qui concerne les précipitations :

Tableau 6 : Pluviométrie et évapotranspiration potentielle annuelles sur la période 2012-2019

	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019
Pluviométrie (mm)	534	787	958	793	757	333	1073	712
ETP (mm)	1014	933	929	1072	988	1020	982	976

Relativement à une moyenne de précipitation annuelle de 751 mm, l'année 2013 et plus encore 2018 sont jugées « pluvieuses » quand 2017 et dans une moindre mesure 2012 sont des années « sèches ». Le potentiel évaporatif est quant à lui très stable.

Cette variabilité temporelle des pluies est un atout pour mettre à l'épreuve la robustesse des modélisations hydrogéologiques, dont le fonctionnement est sensible aux forçages climatiques, en particulier dans les milieux tempérés [27].

1.4. Géologie et pédologie

Le centre de Marcoule se situant dans le couloir rhodanien, la géologie de la zone est majoritairement constituée de dépôts alluvionnaires quaternaires (Figure 26). Le site est aussi caractérisé par sa situation au pied d'un massif calcaire Turonien (Dent de Marcoule).

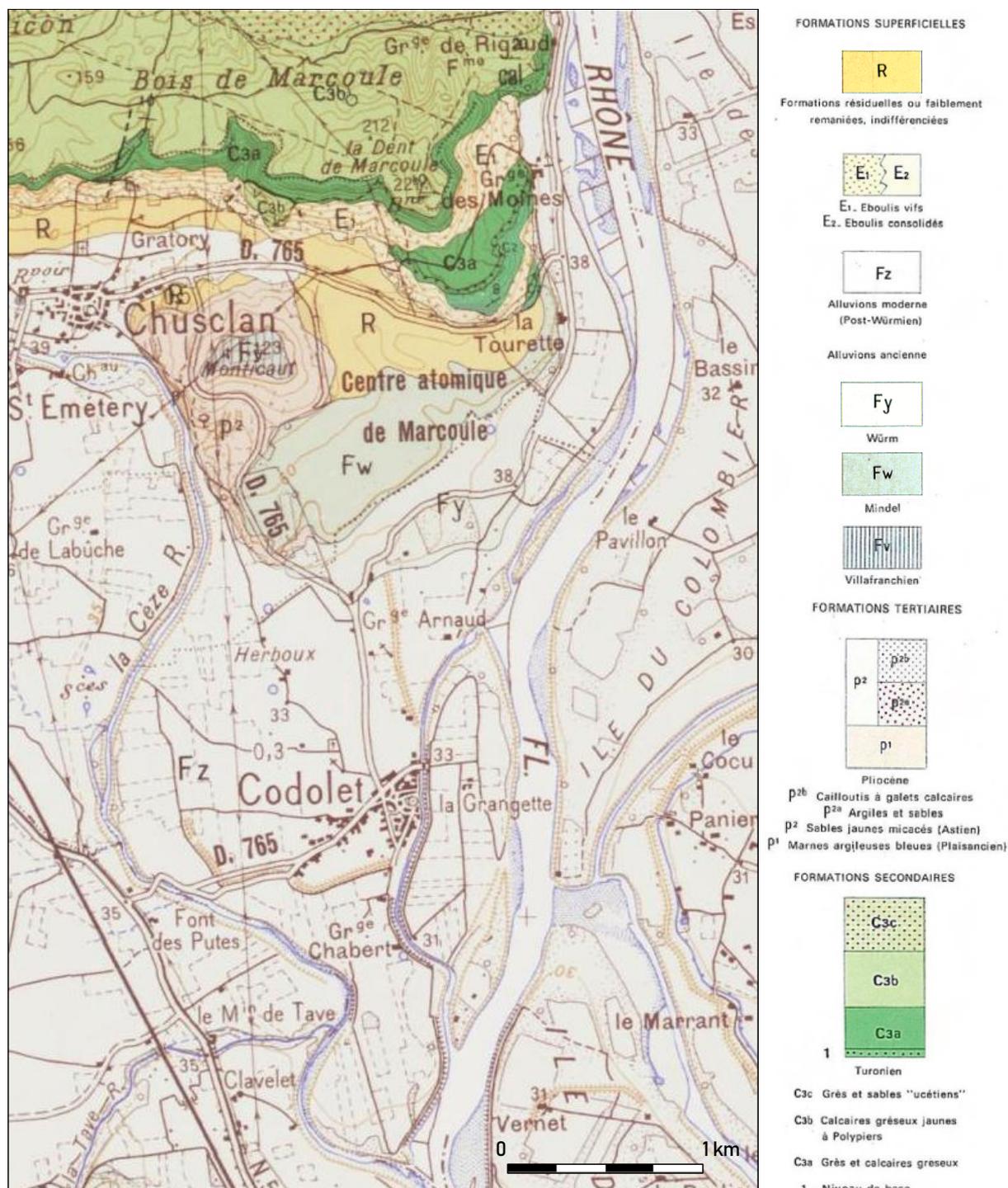


Figure 26 : Extrait de la carte géologique au 1/50 000^e d'Orange (source : [118])

La description détaillée des formations est issue de la notice explicative de la carte géologique d'Orange, complétée par des informations inscrites dans la notice de la carte voisine (feuille de Pont-Saint-Esprit) :

- **R. Formations résiduelles ou faiblement remaniées, indifférenciées.** Peu développées, elles se sont formées aux dépens du substrat sous-jacent ou proche. Dans les régions de relief accentué, elles masquent souvent des limites de formations ou des faits tectoniques.
- **E₁. Eboulis vifs.** Accumulations de galets ou de blocs non consolidés, hétérométriques, situés au pied des reliefs importants.
- **E₂. Eboulis consolidés.** Accumulations, également hétérométriques, de blocs et de galets mais faiblement consolidées par des matériaux plus fins ayant permis l'installation d'une végétation souvent peu développée.
- **Fz. Alluvions modernes (Post-Wurmien).** Nappe alluviale et éluviale de cailloutis et de limons mis en place après la dernière glaciation. On y a rattaché certains dépôts remplissant des cuvettes alluviales situées parfois à des altitudes relativement importantes.
- **Fy. Alluvions du Würm.** Ces alluvions (galets, graviers, sables) sont présentes entre les massifs calcaires situés sur les rives du Rhône et dans le bassin versant de ses affluents. Il contient en proportions variables des matériaux calcaires. Leur niveau de consolidation et leur épaisseur (entre 1 et 15 m) varient en fonction de l'action hydraulique des rivières (crues de la Cèze dégradantes). Leur partie supérieure forme une terrasse dont la pente est relativement forte.
- **Fw. Alluvions du Mindel.** A la différence de Fy, les galets de roches cristallines et de basalte présentent en général une profonde altération ; la partie supérieure des alluvions est rubéfiée ; souvent leur dégradation ne laisse subsister que des quartz résiduels. En rive droite du Rhône, ne sont représentées que par quelques lambeaux.
- **Fv. Alluvions du Villafranchien.** Constitués pour l'essentiel de quartzites à patine rouge, auxquels sont associés des graviers, sables et argiles, elles sont fortement altérées et rubéfiées. Ces cailloutis de quartzite coiffent la colline de Monticaut à Chusclan.
- **p. Pliocène.** Les dépôts sont liés à l'extension du golfe pliocène rhodanien, les affleurements sont situés de part et d'autre des vallées actuelles. La série correspond à un cycle sédimentaire complet dont les dépôts sont discordants sur les terrains antérieurs. **p₂. Astien.** Sables jaunes micacés affleurant dans la région de Chusclan et reposant sur **p₁. Plaisancien.** Argiles et marnes sableuses marines.
- **C₃. Turonien.** Formations bien représentées dans le massif de la Cèze (dent de Marcoule). **C_{3c}. Turonien supérieur (« Angoumien »).** Faciès « ucétien », 150 à 200 m. Puissante masse de grès et de sables bariolés, blancs, jaunes ou rougeâtres avec bancs de grès parfois grossiers et même conglomératiques à graviers de quartz et grès siliceux. A la base, grès jaune à débris d'Huîtres. **C_{3b}. Turonien supérieur (« Angoumien »).** Grès calcaires jaunes à Polypiers (dent de Marcoule). **C_{3a}. Turonien moyen et supérieur (« Salmurien » ou « Ligérien »).** 80 à 100 m. Grès calcaires et calcaires gréseux, grès verdâtres tendres avec, à la base, des grès grisâtres à petits cailloux noirs siliceux ou phosphatés et nombreux galets de quartz ; localement, la formation devient conglomératique et remanie le Cénomancien sous-jacent.

La Figure 27, centrée sur Marcoules, précise l'organisation en terrasses de la géologie, dont la topographie du centre se fait le miroir.

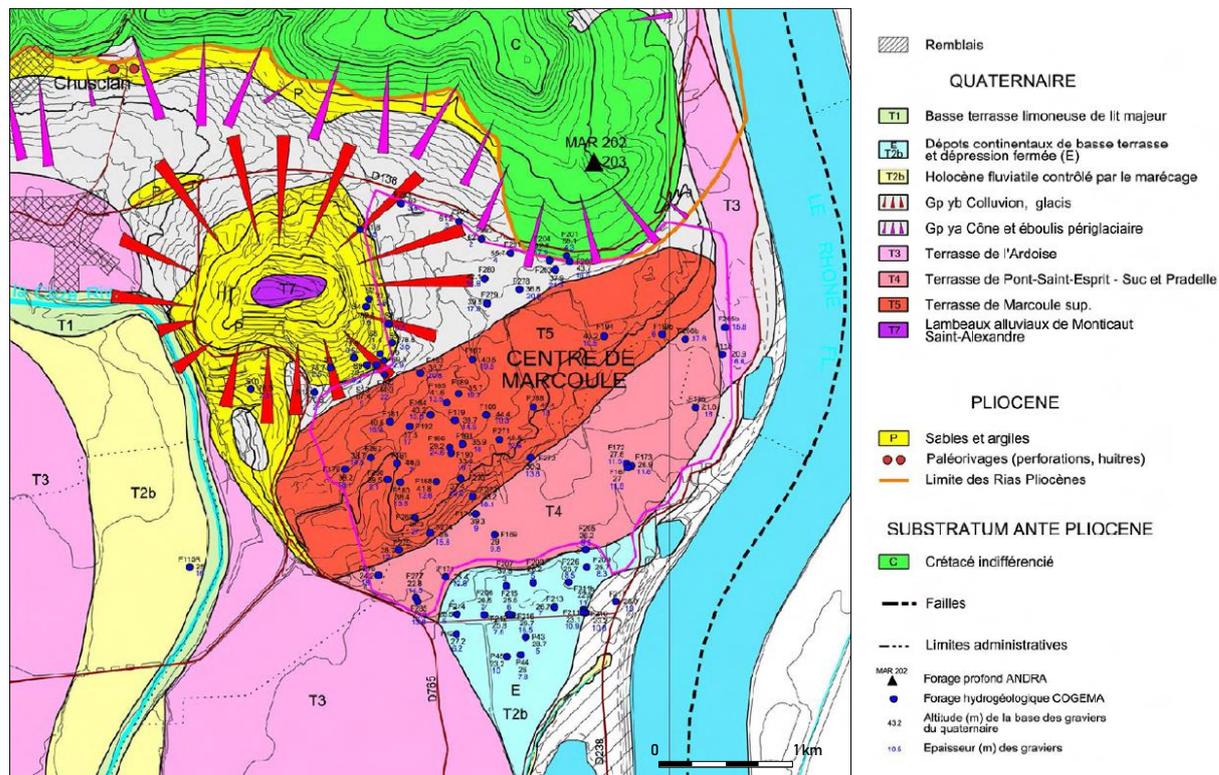


Figure 27 : Carte géologique du centre de Marcoules
(source : [119])

La partie la plus haute du centre est assise sur les colluvions (sables argileux) provenant de la dent de Marcoules et de la butte de Monticaut, à des altitudes comprises entre 70 et 55 m NGF. La terrasse alluviale supérieure (T5) présente un gradient topographique irrégulier et très faible (complicé par les différents terrassements qui ont jalonné l'histoire du centre), inclus entre 55 et 50 m. Une forte rupture de pente marque la transition vers les terrasses de Pont-Saint-Esprit (T4) et de l'Ardoise (T3), dont la topographie s'échelonne de 40 à 30 m.

Les sols des terrasses supérieures sont très majoritairement imperméabilisés pour l'usage industriel du site. Les premières strates du sous-sol ont aussi été remaniées et remblayées au cours des aménagements, avec des matériaux divers (refus de terrassement, débris de construction) et sur des profondeurs variables. Plus au sud, dans la plaine agricole, les sols sont limoneux, sur une épaisseur variant de 2 à 5 m.

Un certain détail quant à la nature géologique des terrasses est fourni par les données de sondage mises au jour lors de campagnes préalables aux travaux du centre ou lors d'investigations hydrogéologiques. Des logs caractéristiques de chaque ensemble géologique, sélectionnés parmi une cohorte de 1 087 sondages disponibles, sont reportées sur la Figure 28.

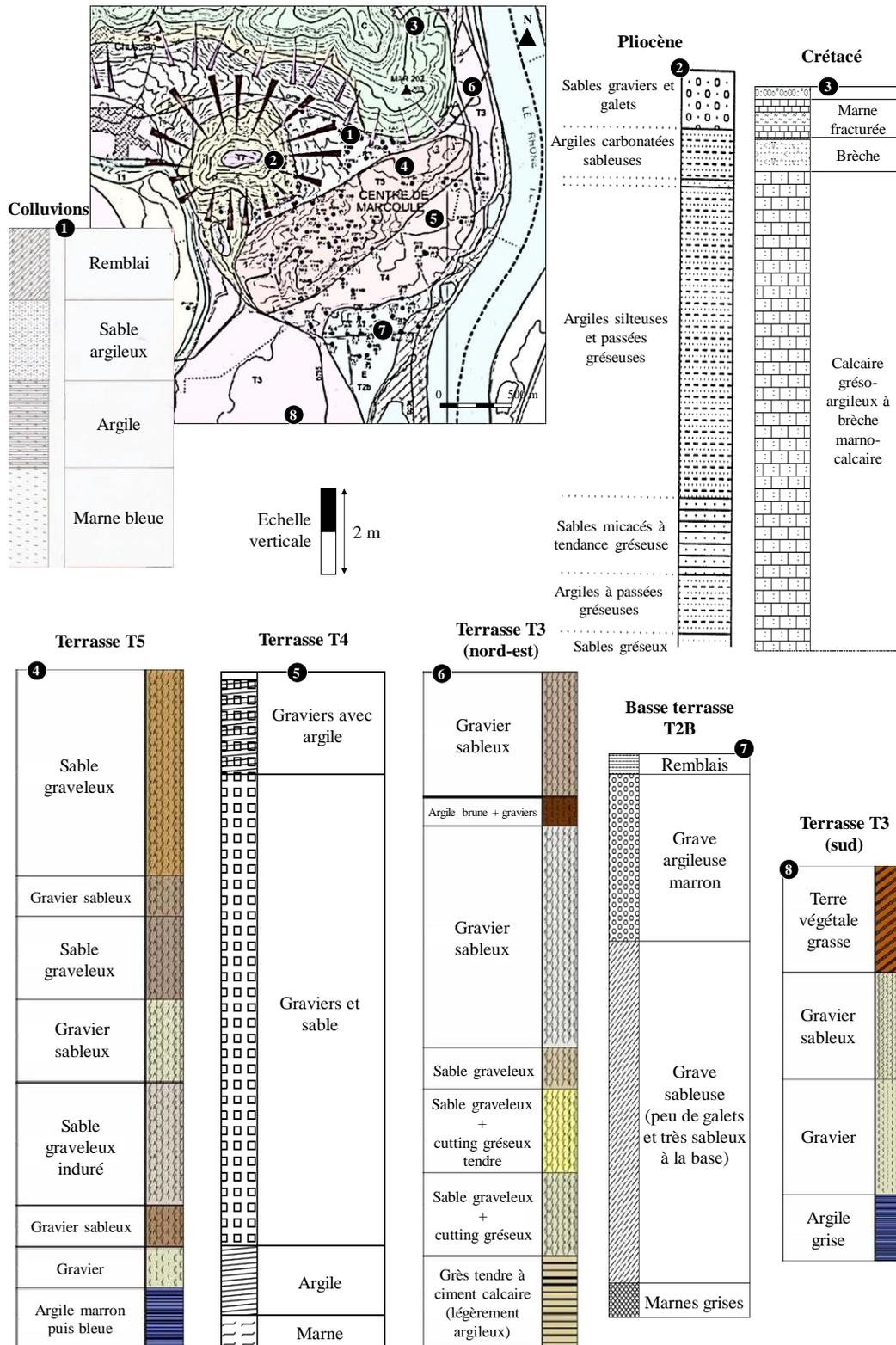


Figure 28 : Sélection de logs géologiques

La description lithologique des sondages provient de diverses entreprises de géotechnique. Si la nature générale des ensembles géologiques investigués est clairement mise en exergue, ces descriptions ne bénéficient pas d'un cadre d'interprétation homogène et objectif (à travers des analyses granulométriques par exemple). Ainsi, l'utilisation de ces données à des fins de classification d'hydrofaciès demeure délicate (voir Chapitre 3 :section3 et annexe 2).

1.5. Hydrogéologie et réseau de surveillance piézométrique

Substratum de l'aquifère

L'aquifère alluvionnaire étudié repose sur les marnes marines du Plaisancien (p_1) dont la géométrie du toit a été abondamment auscultée par sondages lors des aménagements successifs du centre de Marcoule. Sa cartographie est obtenue, après tri de cohérence entre les sondages géologiques, par interpolation déterministe (B-splines). La topographie du toit des marnes telle qu'elle est obtenue (voir la Figure 29) montre une grande similitude avec celle du sol, reprenant l'organisation en terrasses successives décrite plus haut.

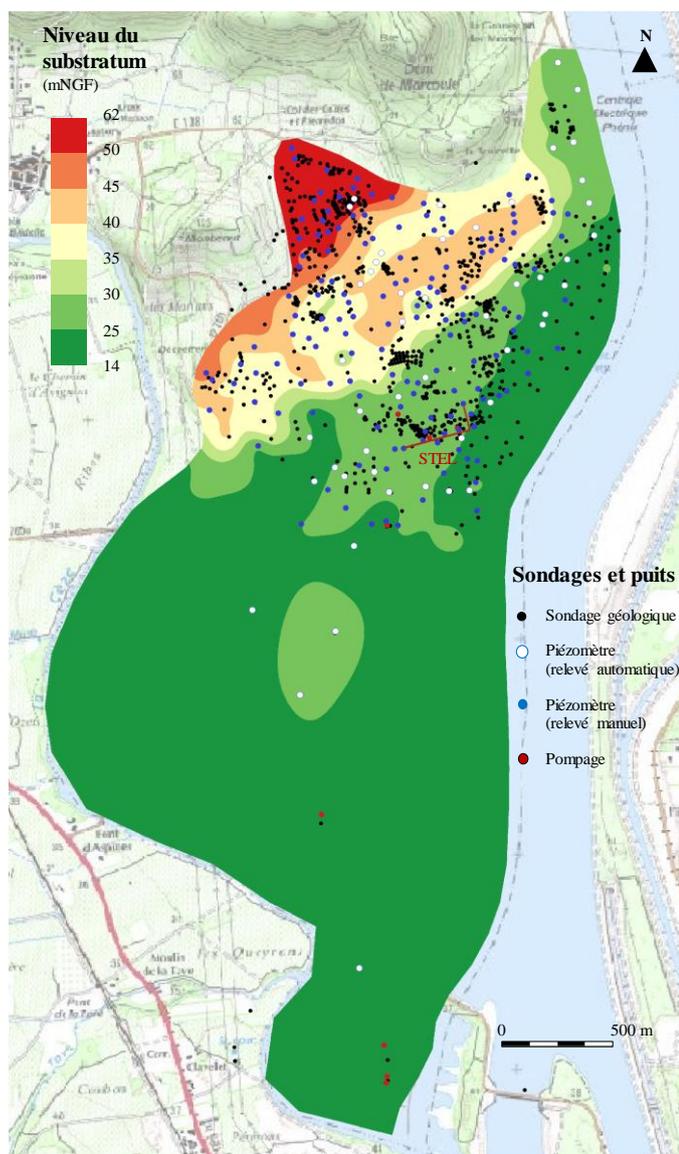


Figure 29 : Topographie du substratum, position des sondages et des puits

Une particularité topographique apparaît cependant à l'endroit de la terrasse alluviale supérieure (T5), où le substratum forme une « cuesta ». Une crête sépare ainsi la terrasse de Pont-Saint-Esprit (T4) d'un défilé en cuvette situé au pied des colluvions.

Par ailleurs, la frange alluviale nord-est (terrasse T3) ne repose pas entièrement sur des marnes bleues comme le reste du site, mais pour sa partie la plus septentrionale sur des grès calcaires, en continuité du massif de la Dent de Marcoule.

La représentation du substratum est restreinte à l'emprise de l'aquifère considéré dans la modélisation. Les limites est et ouest sont déterminées par le Rhône et la Cèze, la limite nord-ouest par les remontées du substratum aux abords des massifs environnants et la limite nord-est par l'amincissement de la frange alluviale. En raison du caractère accidenté du substratum, la puissance de la nappe s'échelonne entre des épaisseurs de l'ordre du centimètre, à un peu plus de 10 mètres. La zone non-saturée est très peu épaisse au niveau de la plaine alluviale (épaisseur moyenne inférieure à 5 mètres) alors qu'elle est de l'ordre de 8 mètres sur les terrasses, à l'exception de la cuvette de la cuesta, où elle atteint une épaisseur moyenne supérieure à 13 mètres.

Piézométrie et pompages

Le réseau piézométrique du site de Marcoule est constitué d'un ensemble de relevés automatiques (49 piézomètres) à fréquence horaire et d'un complément de relevés manuels (environ 140 ouvrages) à fréquence semestrielle au mieux. Les données piézométriques se raréfient à distance du centre. A la manière de la Figure 29, la Figure 30 présente une sélection de chroniques piézométriques représentatives des zones géologiques et du comportement de la nappe qui y est associé. Une vision d'ensemble des données piézométriques est disponible en Annexe 1.

Au global, la nappe présente un battement de l'ordre du mètre. Dans les alluvions récentes, les fluctuations sont plus marquées dans la plaine (piézomètres numéro 9 et 10) que sur l'emprise du centre (piézomètres 7, 8), où la recharge est significativement limitée par l'imperméabilisation des sols. Le piézomètre 6 montre le même phénomène, en plus de subir l'effet drainant et stabilisateur du contre-canal. Le signal piézométrique du point 5 se démarque du fait de la situation des alluvions sur une base calcaire fissurée (les relations d'échanges ne sont cependant pas caractérisées à ce jour). Les niveaux de base dans cette zone du site sont contraints par les cours d'eau environnants.

Les fluctuations de la nappe dans la cuvette de la cuesta (piézomètres 2 et 3) sont très homogènes, et montrent une dynamique plus douce, en raison d'une zone non-saturée plus épaisse et des apports retardés provenant de la terrasse de colluvions et de la crête de la cuesta. Les données continues au niveau de ce dôme (piézomètre 4) sont peu nombreuses, mais montrent la présence au moins transitoirement d'un dôme piézométrique. Les relevés semestriels montrent également des secteurs dénoyées de la nappe (voir Figure 31). De la même manière, les données à haute fréquence d'acquisition sont rares sur la terrasse de colluvions (piézomètre 1). Mais celles-ci, appuyées par les relevés manuels, font état d'un niveau de nappe très fluctuant, avec une forte réactivité aux pluies.

En outre, des pompages sont présents dans ou à proximité du centre de Marcoule, et influent potentiellement l'orientation des écoulements ainsi que les fluctuations de la nappe. Trois pompages de maintenance sont associés à une paroi moulée (STEL) interceptant le substratum. Le pompage 4 (rejet dans le Rhône) complète cette barrière hydraulique visant à protéger la ressource en eau potable exploitée en plaine par quatre captages.

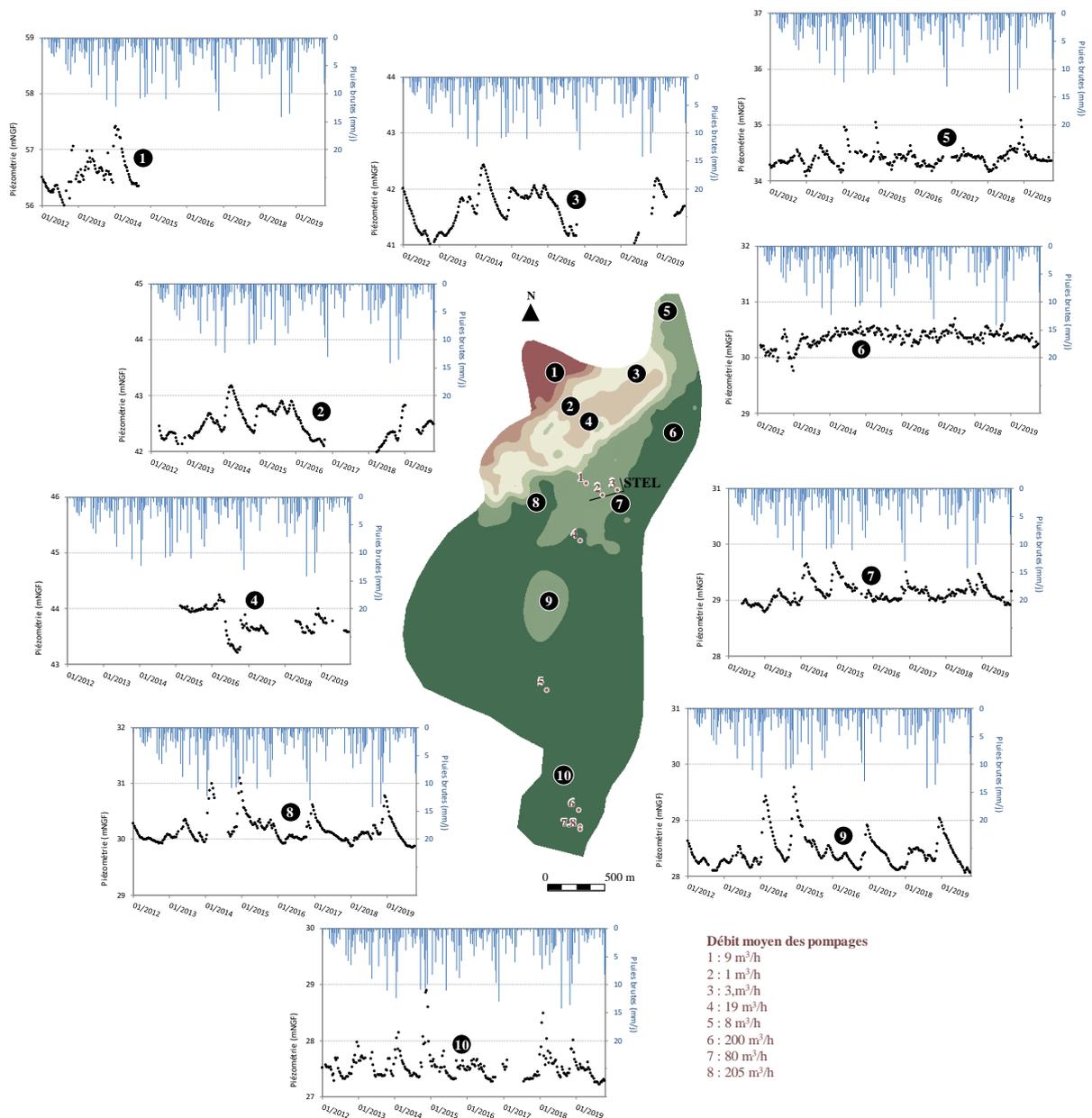


Figure 30 : Sélection de chroniques piézométriques

Les cartes présentées en exemple dans la page suivante offrent une illustration de la situation de la nappe en contextes hydrauliques de basses et hautes eaux, interpolée sur la base des données de campagnes de mesures piézométriques manuelles.

En raison du faible battement, les écoulements gardent globalement les mêmes orientations, en basses et hautes eaux. La nappe s'écoule dans l'axe nord-ouest–sud-est dans la terrasse haute de colluvions avant d'alimenter la cuvette de la cuesta. Celle-ci présente un replat piézométrique, avec une ligne de partage des eaux distribuant les écoulements soit vers le nord-est, soit vers le sud-ouest. La position de cette ligne de partage fluctue sensiblement selon le niveau de la nappe. La crête de la cuesta est caractérisée par une grande proportion de zones dénoyées (dont l'extension au-delà des points de contrôle secs est estimée par recoupement du niveau de la nappe et du substratum, tous deux interpolés). L'importance de ces zones dénoyées est amplifiée en basses eaux.

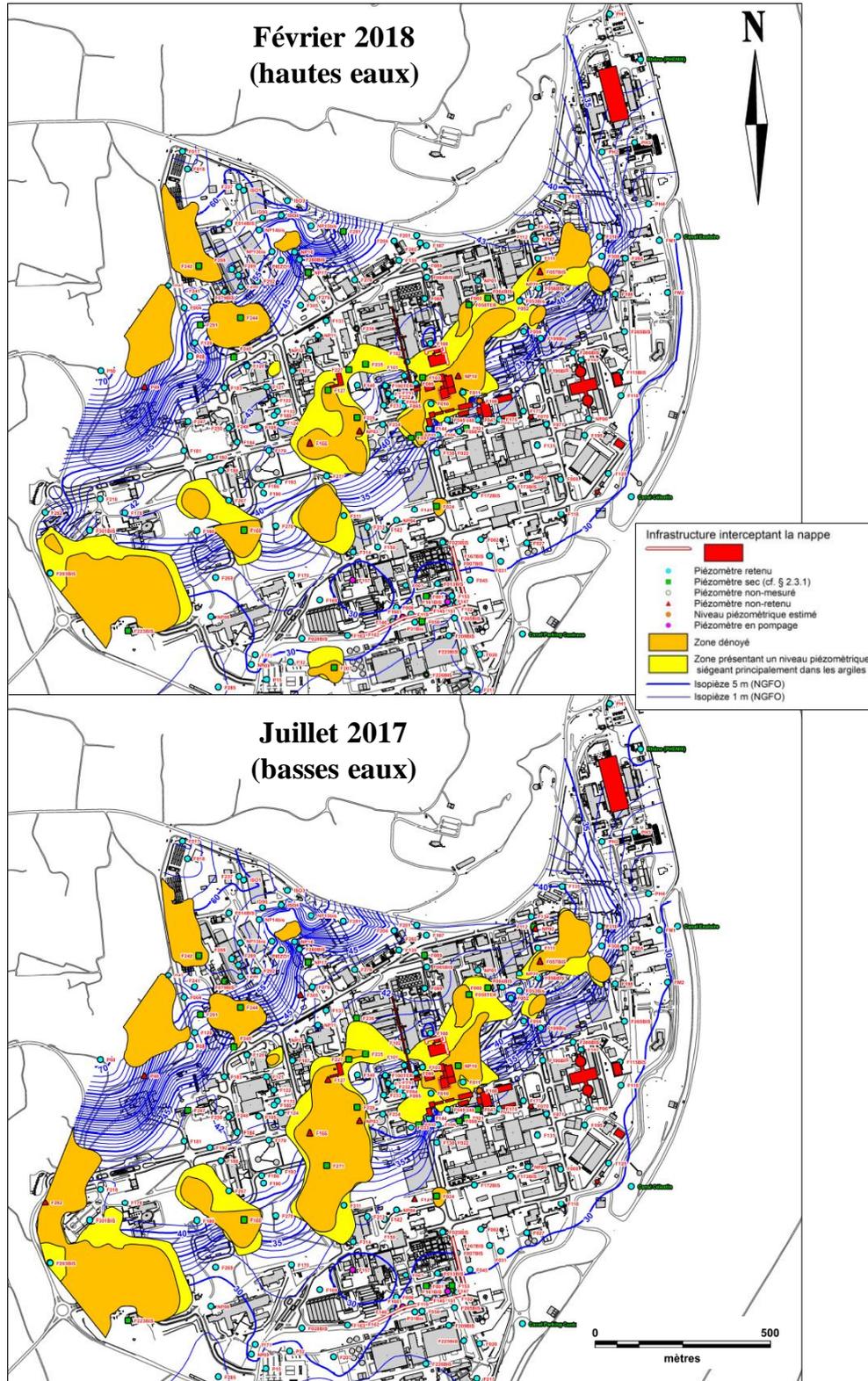


Figure 31 : Cartes piézométriques du centre de Marcoule (source : [120])

La partie basse du centre, à l'instar de la cuvette de la cuesta, abrite des gradients hydrauliques très faibles. Le niveau est stabilisé par le contre-canal, dont l'action est bien représentée par l'isopièze de 30 m NGF.

2. Inversion du modèle d'écoulement 2D

2.1. Choix de modélisation

Limites du modèle

Le Rhône constitue la limite est du modèle, la Cèze la limite ouest. Ces rivières sont assimilées à des charges imposées (Dirichlet), à niveaux variables, sous l'hypothèse d'échanges très rapides avec la nappe (lits très perméables). Une discrétisation de chacune de ces limites est opérée afin de simuler le gradient hydraulique des rivières. Ainsi, la charge imposée (niveau de base) par le Rhône est de l'ordre de 31,5 m à l'extrémité nord du linéaire, de 30,5 m à l'amont immédiat du barrage et de 27 m en aval. Ces valeurs sont établies en cohérence avec celles observées à proximité sur le centre de Marcoule ainsi qu'avec les données d'une campagne piézométrique menée par le BRGM sur la rive opposée (gauche) en 1992 (disponibles sur le site InfoTerre). La charge imposée par la Cèze s'échelonne quant à elle de 28 m (niveau moyen) pour l'amont du modèle, à 27 m pour l'aval.

La frange alluviale au nord-est est connectée à un aquifère calcaire fracturé sous-jacent (et s'étendant plus au nord). Comme la dynamique des échanges est difficilement déductible à partir des données, une autre limite de Dirichlet est fixée sur la base des signaux piézométriques disponibles à proximité.

Aux abords des terrasses hautes et moyennes, au regard de la coïncidence entre les signaux piézométriques et les chroniques pluviométriques (les fluctuations de charges peuvent être expliquées par la recharge seule), les limites nord et nord-ouest (contact avec le massif de la dent de Marcoule et la butte de Monticaud) sont considérées comme des flux nuls (Neumann nul). La connexion avec l'aquifère calcaire de la dent de Marcoule n'est pas exclue, mais les échanges, s'ils existent, sont considérés comme négligeables.

La paroi moulée STEL, interceptant le substratum, est également transcrite par une limite à flux nul.

Discrétisation

Le niveau de discrétisation spatiale est contraint par la densité du réseau piézométrique, un minimum de deux mailles étant nécessaire pour retranscrire les gradients de charge et les différences de fluctuations entre deux points de contrôle. Une certaine finesse est aussi requise aux abords des conditions aux limites et des éléments puits-sources (pompages, échanges nappe-rivière). Le maillage retenu (voir Figure 32) est composé de 6 586 nœuds, 12 958 éléments triangulaires (représentant des surfaces de 24 à 4 300 m², pour une moyenne de 540 m²) et 19 544 arêtes (représentant des longueurs de 7 à 111 m, pour une moyenne de 34 m).

La discrétisation temporelle répond au souhait de retranscrire avec fidélité les fluctuations piézométriques et les forçages climatiques associés, tout en lissant les variations les plus extrêmes (au regard notamment du fait que le modèle, en l'absence d'un module d'écoulement de surface, ne

peut simuler les phénomènes de crue) et en restreignant la durée de calcul dans des limites acceptables. Cette analyse aboutit au choix d'un pas de temps de 10 jours (décadaire).

En outre, la période de données disponibles sur laquelle courent les simulations est scindé en deux : une période de calage (inversion), comprise entre octobre 2012 et octobre 2016, à laquelle fait suite une période de contrôle (calcul direct) se terminant en octobre 2019.

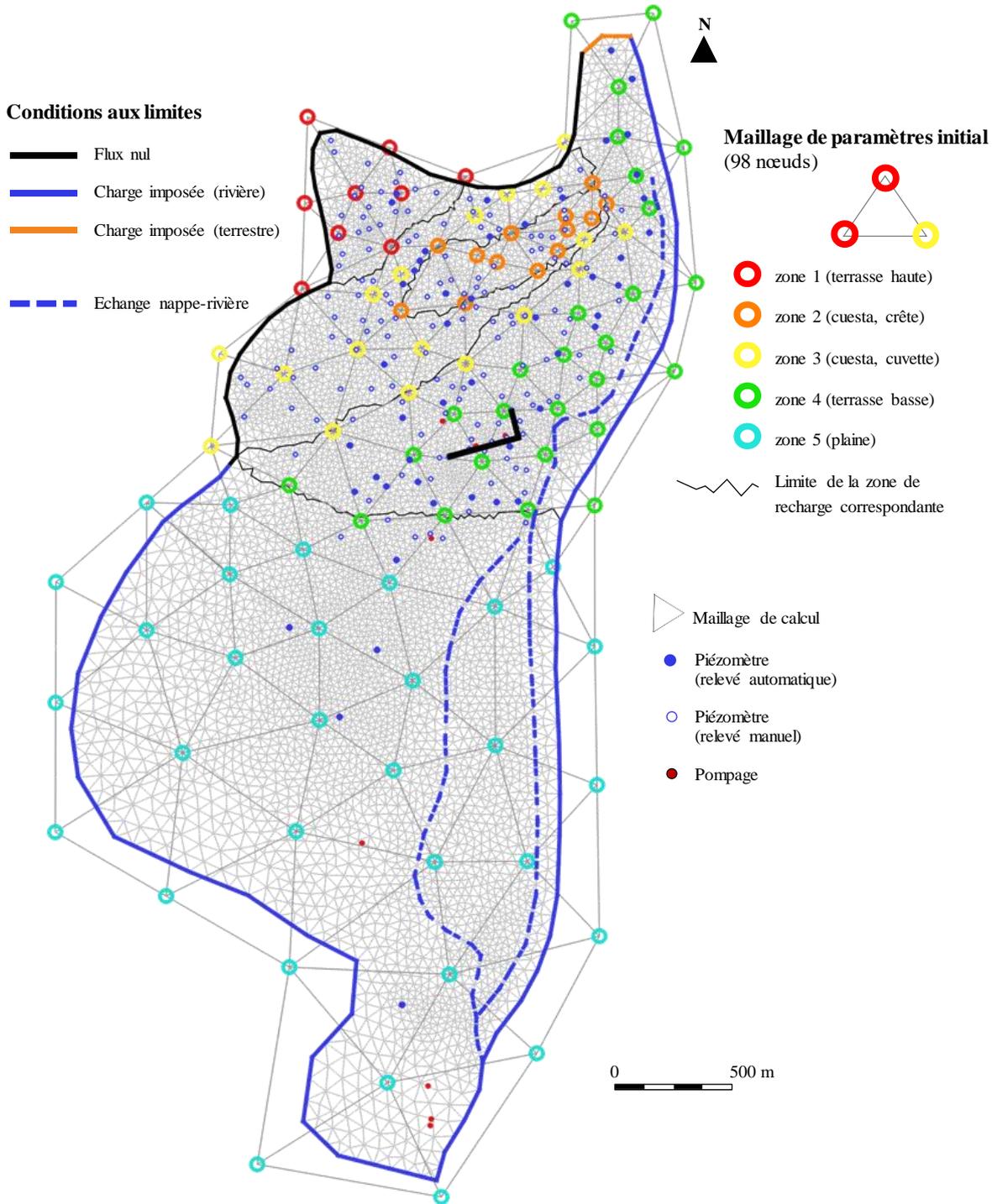


Figure 32 : Maillages et conditions aux limites du modèle de Marcoules

Les perméabilités ainsi que les coefficients d'emmagasinement sont contraints en cohérence avec la nature alluviale du site. Les plus faibles valeurs sont autorisées en zone 1 et 2, du fait du fort taux d'argile présent dans la zone saturée. La fourchette est particulièrement resserrée au niveau de la zone 2 afin d'assurer la formation d'un dôme piézométrique, comme observé sur le terrain, et générer ainsi des orientations d'écoulement réalistes. Les zones 4 et 5, qui abritent les matériaux alluvionnaires les plus récents, se voient autoriser les paramètres d'écoulement les plus hauts. La zone 3 est en situation intermédiaire.

Les plages de coefficients d'emmagasinement sont assez éloignées des valeurs de porosité effective généralement citées dans la littérature (voir Figure 2) car celles-ci sont la plupart du temps issus d'essais sur des matériaux uniformes et calibrés, quand des alluvions réelles présentent une granulométrie diverse, dont l'arrangement entre éléments fins et plus grossiers limite les vides connectés [122]. De plus, l'approche bidimensionnelle considère des paramètres moyens sur l'épaisseur totale de la zone saturée, quand l'inversion est plus sensible à la porosité effective de la zone de battement de la nappe qui peut intercepter des matériaux de porosité moindre.

Outre les connaissances *a priori* sur la géologie et la pédologie, ces plages sont aussi le résultat d'ajustements par calculs itératifs, ajoutant à la procédure automatisée d'inversion une composante « manuelle », où le modélisateur resserre ou modifie les plages de paramétrisation (et donc l'espace des solutions possibles) au regard des simulations précédentes.

Recharge et termes puits-sources

Intégrer les forçages climatiques au pas de temps décadaire implique quelques précautions du fait de la non-linéarité du modèle de Nash. En effet, l'évapotranspiration ne s'applique pas seulement sur la pluie, mais aussi sur l'eau contenue dans les premiers horizons du sol. Ainsi le calcul d'une pluie efficace moyenne sur 10 jours ne suffit pas à appréhender les pertes totales par évapotranspiration au cours de cette période, en particulier pour des sols à grande réserve utile.

Deux modes de calculs sont adoptés pour simuler les différences pédologiques du site :

- Sur les 4 premières zones, l'influence des premiers horizons du sol dans l'écrêtement des pluies est jugé négligeable face à celle de l'imperméabilisation. La pluie efficace y est calculée journalièrement, moyennée sur les 10 jours de chaque pas de temps, et l'évapotranspiration résiduelle négligée (hors pour les décades où la pluie efficace est nulle sur les 10 jours, seul cas où l'évapotranspiration agit sur la réserve utile).
- Dans la zone 5, l'ensemble de l'évapotranspiration est appliqué au modèle de Nash en la moyennant séparément des pluies brutes. Ainsi, du fait d'une grande capacité au champ, même en l'absence de pluie au jour même, le potentiel d'évapotranspiration est supposé prélever dans les réserves d'eau du sol formés par les pluies des jours précédents.

Par ailleurs, très peu de données existent actuellement sur les échanges nappe-rivière sur le site. Le taux d'échange est fixé à un niveau relativement bas ($\sigma = 10^{-8} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) et de manière homogène pour l'ensemble du linéaire, sur la base de retours de terrain attestant de l'absence d'entretien du contre-canal et de la Lône, probablement associé à un colmatage des lits.

En l'absence de chroniques précises, les taux de pompage renseignés au modèle sont des moyennes.

Pondérations, seuils et tolérances

Les charges mesurées par les réseaux piézométriques sont injectées comme contrainte de l'inversion, après avoir été moyennées au pas de temps décadaire. En l'absence de pondération, les données issues du réseau automatisé éclipsent, de par leur nombre (6 726), celles du réseau manuel semestriel (922). Pour éviter cet écueil, le poids de chaque point de contrôle est normalisé en premier lieu par le nombre de mesures qu'il contient dans la période de calage. Ensuite, afin de valoriser les informations sur la dynamique piézométrique à court terme, produites uniquement par le réseau automatisé, ces points de contrôle sont adjoints à un poids de 3 (après un travail itératif d'essai-erreur). Enfin, une pondération de 6 (idem) est attribuée à tous les piézomètres situés dans la cuesta (zones 2 et 3).

Concentrer l'effort d'inversion au niveau de cette zone répond à la fois à l'enjeu concernant les marquages en tritium que l'on souhaite étudier, mais aussi au défi que représente sa configuration particulière pour l'approche 2D (dôme piézométrique, composante verticale des écoulements non négligeable, forts gradients).

A cette même fin, les valeurs de seuil du critère χ de la fonction objectif, pénalisant l'inversion en cas de simulation de charge sous le substratum ou au-dessus du terrain naturel, ne sont accompagnées d'aucune tolérance.

Enfin, pour assurer la continuité hydraulique du modèle et se prémunir d'oscillations numériques, l'épaisseur saturée minimale e est fixée à 20 cm dans cette application.

Etat initial des charges piézométriques

La procédure généralement admise pour établir un champ piézométrique initial consiste à simuler des conditions d'écoulement permanent (absence de pluie, ou pluie constante). En raison de la configuration du site (terrasses hautes uniquement alimentées par les précipitations) et de la procédure d'inversion (optimisation des paramètres extrêmement sensibles aux forçages climatiques), une telle approche n'est pas adaptée au modèle de Marcoule.

En lieu d'initialisation, une première estimation du champ de charges est déduite par triangulation des mesures piézométriques disponibles. Un état initial plus réaliste, car prenant en compte à une échelle fine les caractéristiques physiques de l'aquifère (nature et distribution des hétérogénéités), est ensuite extrait itérativement d'inversions successives.

2.2. Résultats des inversions

Outre l'algorithme d'optimisation décrit dans le Chapitre 2, l'estimation des paramètres du modèle d'écoulement 2D sont le fruit d'un important travail d'essais-erreur (notamment dans la définition de la ZAMT, des fourchettes de paramètres associées). Le cheminement de recherche et de développement du modèle a aussi été marqué par des ajustements et des raffinements profonds. En l'occurrence, l'outil de modélisation initial fonctionnait en nappe captive. Le mode nappe libre a été implémenté expressément pour cette application. De plus, le critère de seuil de la fonction objectif et la méthode de paramétrisation (initialement sans pré-zonage) ont été l'objet d'efforts particuliers afin de mieux représenter les écoulements dans les secteurs à enjeux (cuesta).

Ainsi sont présentés uniquement les résultats d'un dernier lot d'inversions, constitué, à des fins de comparaison, de 500 calculs conduits avec le critère de seuil χ et de 150 calculs conduits sans.

Contribution du critère de seuil χ

En comparant deux ensembles de solutions de taille égale (150), il apparaît que le critère de seuil assure avec succès son rôle premier, à savoir contraindre les charges simulées dans les limites verticales de l'aquifère (en pratique, dans notre cas, quasi-exclusivement du substratum). Le nombre comme l'ampleur des transgressions en sont grandement réduits, au prix toutefois d'un effort de paramétrisation plus important (raffinement supérieur du maillage ZAMT). Quel que soit le cas, le niveau de paramétrisation reste compatible avec le nombre de contraintes piézométriques (7 648 charges moyennées sur 10 jours, non auto-corrélées).

Tableau 8 : Influence du critère de seuil sur les transgressions vis-à-vis du substratum

	Avec χ	Sans χ
Nombre moyen de pas de temps concernés (sur 175)	174	175
Nombre moyen d'arêtes concernées par pas de temps (sur 19 544)	158	871
Valeur moyenne des transgressions (en m)	0,28	1,83
Nombre moyen de nœuds au maillage de paramètres ZAMT final	1578	871

L'influence du critère de seuil est particulièrement significative dans la zone de la cuesta, où les données piézométriques, peu nombreuses (en particulier sur la crête), peinent à contraindre la simulation à des niveaux cohérents avec la topographie complexe du substratum. De fait, ce critère additionnel permet de générer des orientations d'écoulement plus réalistes et améliore aussi la qualité globale de l'inversion. Ceci est reflété par le critère d'ajustement (delta entre charges piézométriques mesurées et simulées) : l'erreur moyenne en l'absence de χ est de 0,55 m, avec, elle tombe à 0,43 m.

Seuil d'ajustement et fiabilité des inversions

L'erreur entre charges mesurées et simulées reflète les incertitudes sur les données, mais surtout les imperfections du modèle lui-même (approche 2D pour un domaine à fortes variations topographiques, discrétisation, paramétrisation). Ces dernières ne pouvant pas être aisément jaugées, le niveau acceptable d'erreur (le seuil d'ajustement définissant une solution acceptable) n'est choisi qu'*a posteriori*. Celui-ci a finalement été fixé à 40 cm, comme un compromis entre un niveau d'erreur assez bas, et un nombre de solutions suffisant (158 sur les 500 initiales).

Les paramètres d'écoulement (**S** et **K**) de cette population de solutions sont analysés à travers deux valeurs statistiques : leur moyenne et leur coefficient de variation (ratio entre l'écart-type et la moyenne), à l'échelle de chaque élément de calcul. Le coefficient de variation (CV) donne une estimation de la fiabilité des inversions, une valeur faible indiquant une forte stabilité du paramètre parmi les solutions. A titre de comparaison, cette analyse est aussi menée avec un seuil d'ajustement plus haut (50 cm), délivrant 438 solutions.

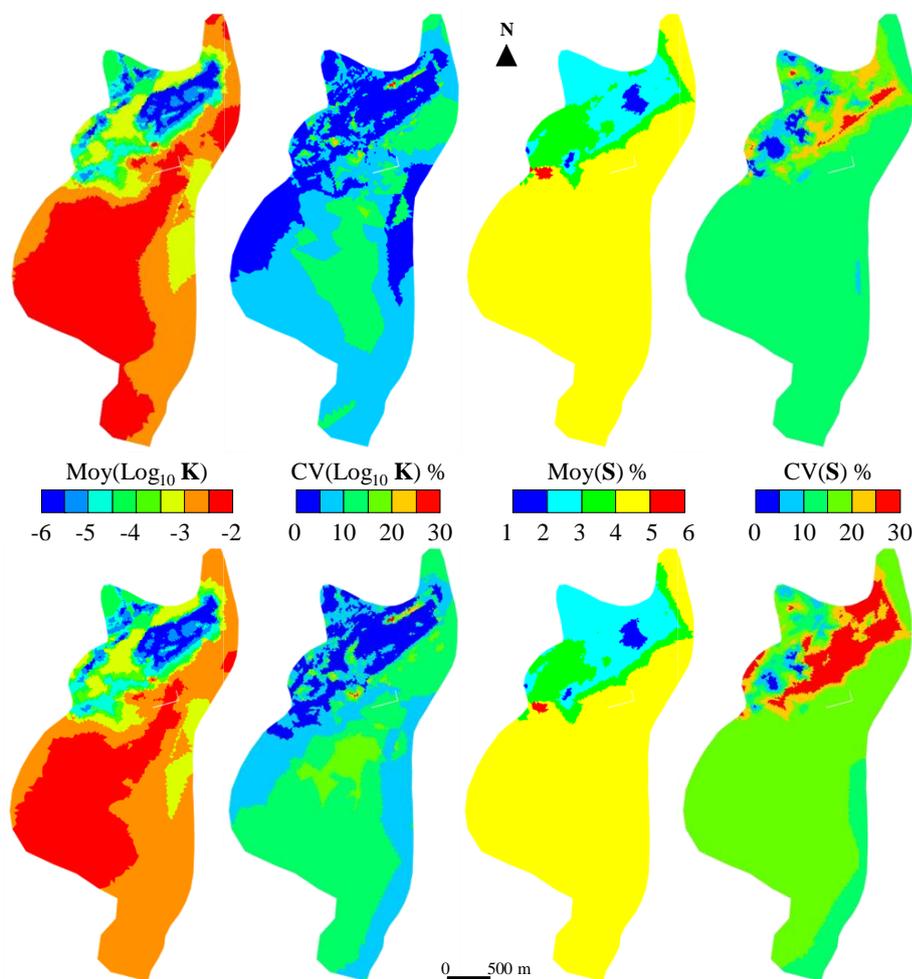


Figure 33 : Moyenne et coefficients de variations des paramètres pour deux jeux de solutions
(en haut : seuil de 40 cm, en bas : seuil de 50 cm)

La distribution spatiale des paramètres montre une grande cohérence avec la nature alluviale du site, résultat attendu compte tenu des contraintes imposées, notamment par les plages de la ZAMT. Les hétérogénéités à grande échelle épousent ainsi les contours de l'organisation en terrasses du

site. Malgré des fourchettes de perméabilité autorisée couvrant jusqu'à deux ordres de magnitude, les valeurs inversées restent globalement cantonnées au même ordre de grandeur, validant les choix de paramétrisation. Cette méthode de paramétrisation permet donc de retranscrire à la fois une certaine homogénéité à l'échelle de chaque zone, tout en captant les transitions brutales entre les hétérogénéités, sur des petites échelles (en particulier à l'endroit de la cuesta). En outre, les emmagasineurs les plus faibles sont distribués en miroir des perméabilités les plus faibles, ajoutant à la cohérence physique du modèle.

Par ailleurs, les coefficients de variation de ces deux paramètres restent faibles (globalement inférieurs à 30 %, majoritairement inférieur à 15 % pour la perméabilité), et plus encore pour le jeu de solution issu du critère d'ajustement à 40 cm. Ce résultat confirme que le critère d'ajustement choisi conduit l'inversion vers un ensemble de solutions plus homogène.

Les coefficients de variation les plus hauts sont situés au niveau des transitions entre terrasses, où l'interpolation des paramètres intercepte une plus grande plage de valeurs, provenant de deux zones ZAMT voisines.

La distribution du paramètre RU_{max} de Nash montre aussi une dispersion plus faible avec le critère d'ajustement de 40 cm :

Tableau 9 : Distribution du paramètre RU_{max} (zonation) pour deux jeux de solutions

	Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4	Zone 5
Moy(RU_{max})^{40 cm}	2,0 cm	1,0 cm	1,0 cm	3,2 cm	12,8 cm
CV(RU_{max})^{40 cm}	1,4 %	1,5 %	1,1 %	7,8 %	7,7 %
Moy(RU_{max})^{50 cm}	1,9 cm	1,1 cm	1,0 cm	3,4 cm	12,5 cm
CV(RU_{max})^{50 cm}	7,6 %	15,3 %	13,3 %	12,0 %	11,7 %

L'analyse de l'estimation des paramètres peut également être étayée par l'examen de la distribution des paramètres sur chaque zone (voir Figure 34, les données concernent maintenant uniquement le jeu de solutions au critère d'ajustement de 40 cm). Les coefficients d'emmagasinement adoptent globalement une distribution normale. Par contre, s'agissant des conductivités hydrauliques, les distributions ont tendance à se grouper vers les valeurs extrêmes des plages de paramétrisation, à la limite supérieure dans les zones 1, 3 et 5, à la limite inférieure pour la zone 2. Une perméabilité de $0,01 \text{ m.s}^{-1}$ est pourtant jugée comme une valeur maximale réaliste dans un contexte alluvial, même pour la zone 5 qui abrite les alluvions les plus récentes. La distribution produite par l'inversion pourrait y compenser les incertitudes quant aux conditions aux limites (charges imposées) et aux échanges avec les rivières.

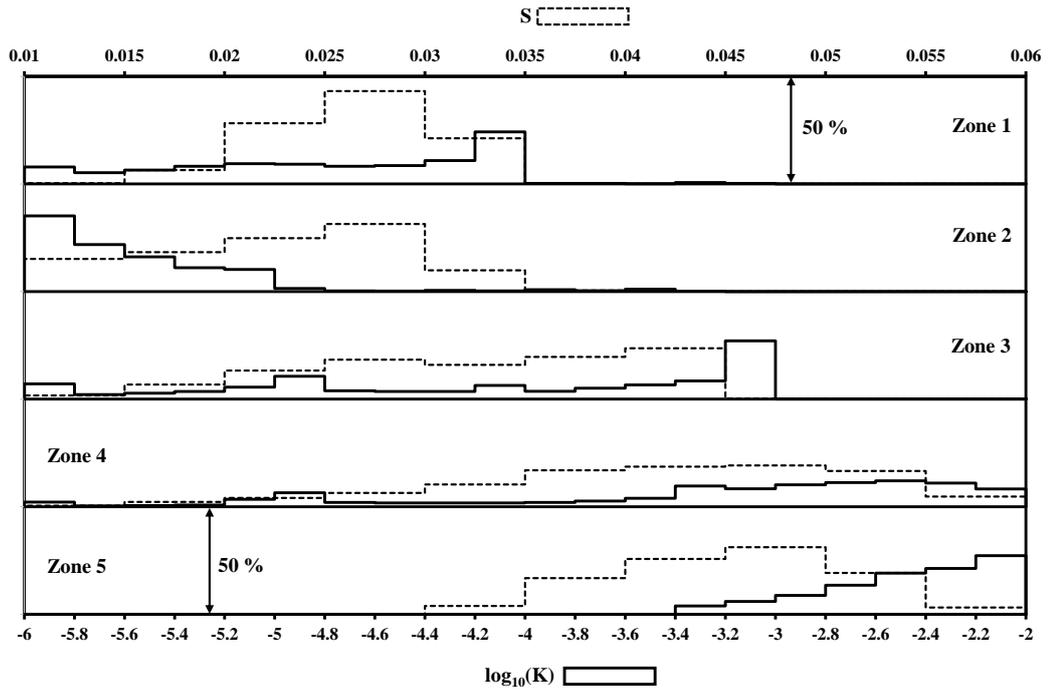


Figure 34 : Distribution des paramètres d'écoulement par zone
(histogramme continu : perméabilité, histogramme pointillé : emmagasinement)

Pour la zone 2 (la crête de la cuesta), les valeurs sont cohérentes avec le fait que la zone saturée se trouve principalement dans une couche d'altération du substratum, mais des valeurs plus basses n'ont pas été autorisées afin d'assurer la connexion hydraulique entre la crête et la cuvette de la cuesta à une échelle de temps raisonnable. En effet, la part des écoulements de la crête se situant dans les alluvions ne peuvent pas être représentés dans l'approche 2D, mais ils tiennent un rôle important, bien que transitoire, dans l'alimentation de la zone 2.

Le même comportement s'observe concernant la capacité de rétention des sols des 3 premières zones (Tableau 9). Cependant, l'influence de ce paramètre sur la recharge y est très largement inférieure à celle du taux d'imperméabilisation.

Simulation de la piézométrie et bilan hydrologique

La qualité de la calibration peut aussi être étudiée à travers l'erreur d'ajustement à l'échelle de chaque piézomètre (voir Figure 35). L'erreur moyenne (Me) et son écart-type (ETe) sont calculés de la manière suivante :

$$Me_k = \frac{1}{N_t} \frac{1}{N_s} \sum_j \sum_i |h_{i,j}^k - h_i^{*k}| \quad \{54\}$$

$$ETe_k = \sqrt{\frac{1}{N_t} \frac{1}{N_s} \sum_j \sum_i (h_{i,j}^k - h_i^{*k} - Me_k)^2}$$

k étant l'indice du point de contrôle considéré. N_t et N_s sont respectivement le nombre de pas de temps (indiqué i) pour lesquelles une donnée piézométrique h^* est disponible et le nombre de solutions (indiqué j).

En raison du choix du seuil d'ajustement (40 cm), presque 2/3 des piézomètres présentent une erreur moyenne inférieure à 50 cm et seuls 10 % des points de contrôle accusent une erreur supérieure à 1 m.

Dans l'ensemble, l'optimisation semble robuste avec des ETe relativement bas (moins de 10 cm pour la plupart des piézomètres). Aucune tendance spatiale nette, qui signalerait un défaut flagrant de modélisation, n'apparaît dans la distribution des erreurs (que l'on regarde leur moyenne ou leur écart-type). C'est cependant sur la terrasse supérieure que se situent les points de contrôle dont l'erreur moyenne est la plus importante, du fait d'un contexte piézométrique complexe (forts gradients dans des directions diverses). Des erreurs de calibration significatives apparaissent également sur les piézomètres localisés aux transitions des terrasses, où l'approche bidimensionnelle est la moins pertinente. A l'inverse et en toute logique, les erreurs moyennes et leur dispersion sont les plus faibles à l'abord des limites à charge imposées.

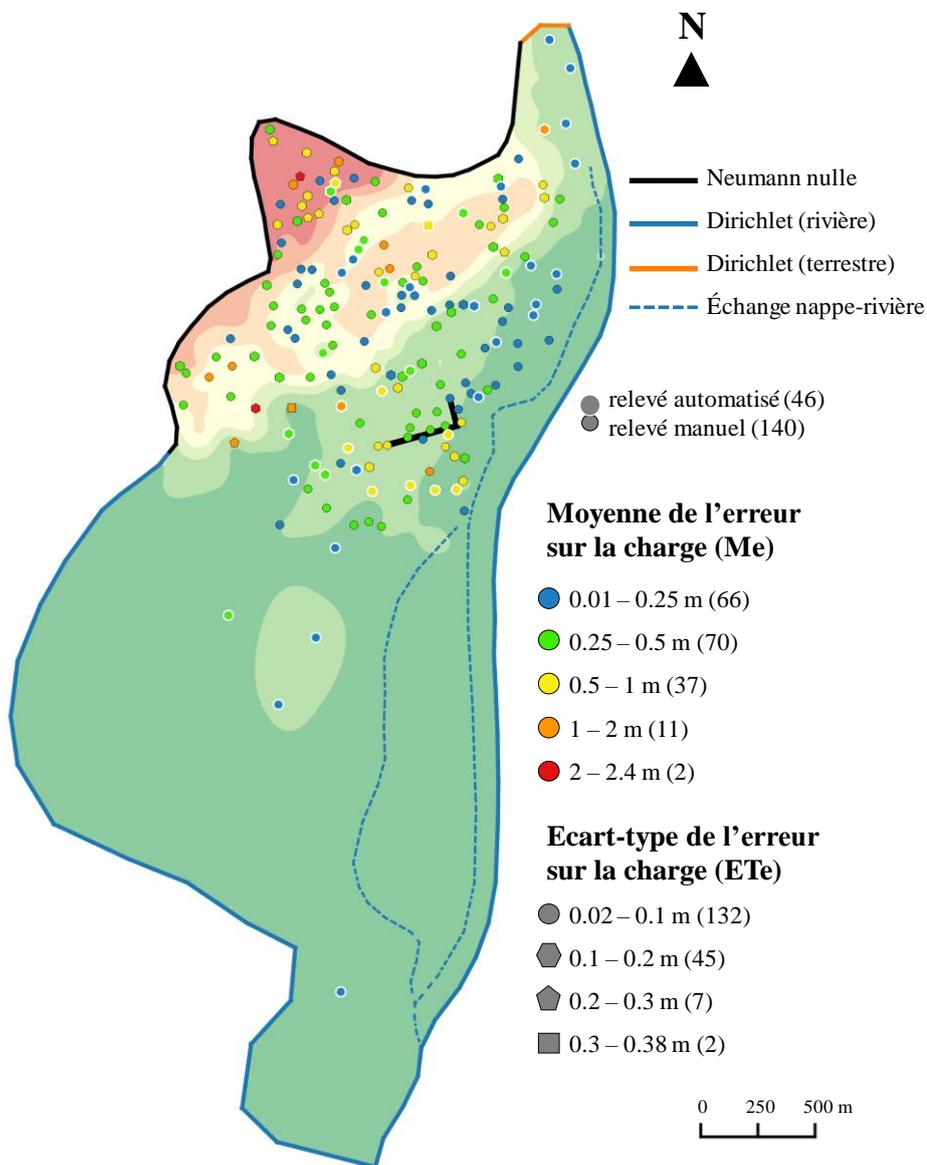


Figure 35 : Moyenne et écart-type de l'erreur de calibration pour le jeu de solutions

Les résultats pour une solution sont présentés dans la Figure 36 afin de visualiser les différents comportements piézométriques dans la zone d'étude et leur calibration correspondante (l'ensemble des chroniques simulées est reportée en Annexe 1). Bien que le nombre de données continues soit très limité dans la terrasse supérieure, l'inversion réussit à reproduire les fortes fluctuations attendues dans cette zone (exemple de P48). Le comportement piézométrique de la crête de la cuesta est mal documenté. Dès lors, le calage dans cette zone s'est concentré sur la reproduction du dôme piézométrique plutôt que sur les fluctuations de la charge et ce afin de garantir des directions d'écoulement réalistes. Par conséquent, les niveaux d'eau dans la cuvette de la cuesta (par exemple P39 et P30) sont simulés de manière assez satisfaisante. En ce qui concerne la terrasse inférieure et la plaine alluviale, la qualité de la calibration confirme en grande partie les choix faits quant aux conditions limites et au modèle de recharge. Dans la partie agricole du site, même loin des rivières (P4), le niveau de base et les fluctuations de la nappe phréatique sont très bien reproduits.

Le cas du P19 est présenté comme un exemple de calibration où la dynamique des fluctuations est globalement bien simulée, mais avec un niveau de base décalé. Ce phénomène touche un certain nombre de piézomètres dans cette zone, un manque de précision local dans la discrétisation des conditions limites ou concernant le terme d'échange des cours d'eau pourrait en être la cause.

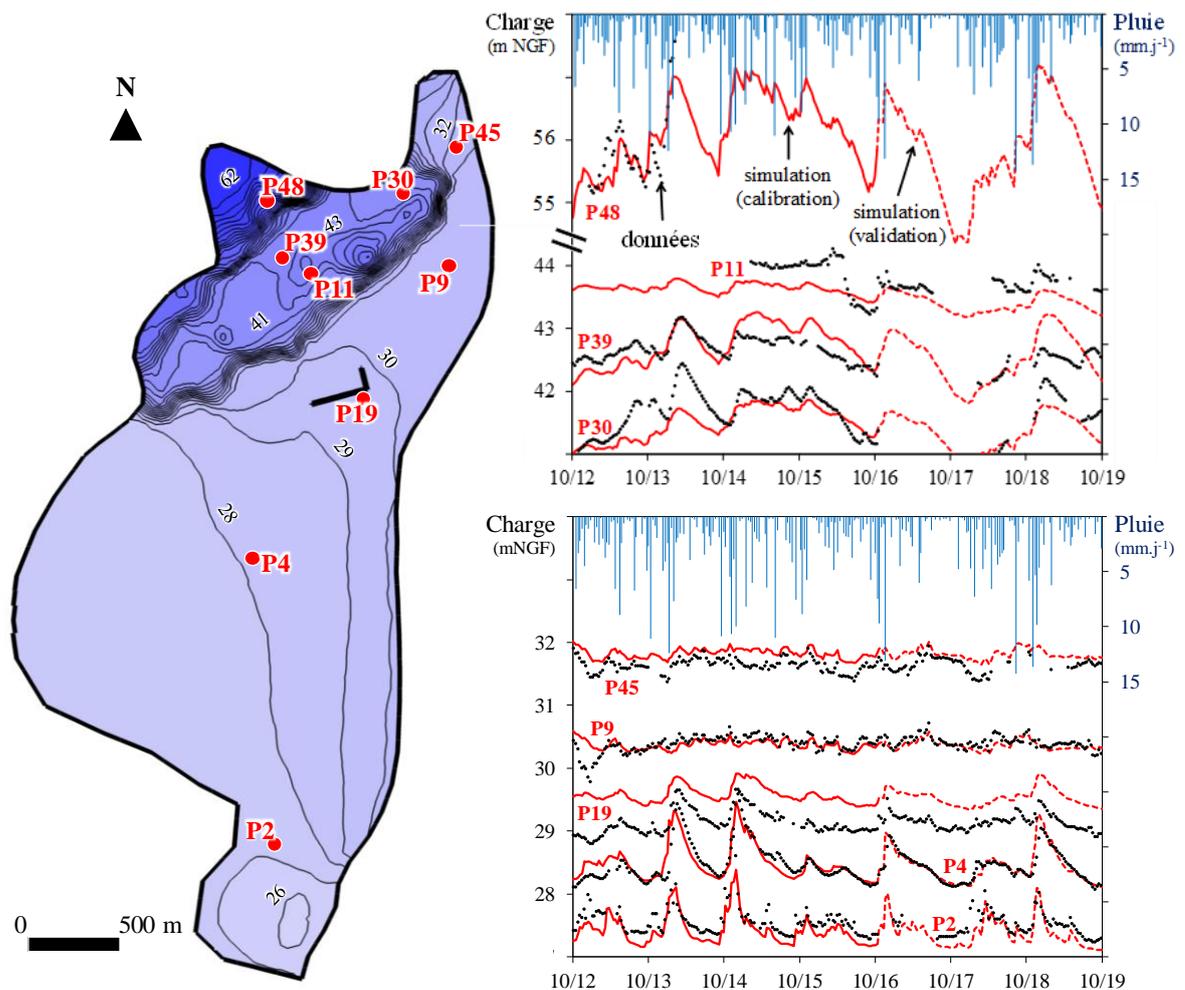


Figure 36 : Carte piézométrique et quelques calages d'une solution exemple

Au regard des résultats de simulation obtenus pendant la période de vérification, la paramétrisation du modèle s'avère robuste, d'autant que les années 2017 et 2018 sont des extrêmes météorologiques, avec respectivement 332 et 1100 mm de précipitations annuelles (contre 533, 787, 956, 791 et 761 mm pendant la période de calage). Ces conditions ont des implications particulièrement fortes dans les zones où les précipitations sont le seul apport pour la recharge (terrasses supérieures, cuesta) et compte tenu des limites de l'approche 2D pour représenter des écoulements là où des gradients verticaux importants existent (transitions de terrasses). Pour la solution échantillon présentée, l'erreur globale de simulation dans la période de vérification est maintenue au même niveau que pour la période de calibration à l'endroit des piézomètres automatisés (erreur moyenne de 34 cm). Ces résultats attestent de la capacité prédictive du modèle bidimensionnel.

Par ailleurs, la carte piézométrique résultant des inversions respecte les principaux traits mis en évidence par les données au niveau de la zone d'intérêt de la cuesta : le dôme piézométrique au niveau de la crête et un écoulement divergent au niveau de la cuvette avec une orientation nord-est-sud-ouest d'une part et sud-ouest-nord-est d'autre part. L'enjeu de modélisation du transport de contaminant se situant dans cette région du modèle, ces résultats d'inversion sont jugés satisfaisants pour la suite du travail de modélisation.

Enfin, comme dernier critère de validation, le Tableau 10 reporte le bilan hydrologique de la solution exemple :

Tableau 10 : Bilan hydrologique de la solution exemple

	Min	Max	Moy	Total	Commentaire
	en 10 ⁵ m ³ sur 286 pas de temps décennaux				
Stock de l'aquifère	376	483	406	-	
Recharge	0	5,1	0,28	80	20 % de la pluie brute
Bilan des Dirichlet	-1,9	4,6	1,1	318	81 % de l'alimentation totale
Echanges nappe-rivière	-0,24	-0,07	-0,13	-36	
Pompages			-1,3	-370	
Delta du bilan	-0,17	0,17	0,0007	0,21	0,05 % du stock moyen de l'aquifère

La recharge représente 20 % des pluies brutes, les pertes étant principalement dues à l'imperméabilisation des sols dans la partie industrielle du site et à l'évapotranspiration dans la plaine agricole. Cependant, les flux d'eau en provenance des limites à charge imposée (Dirichlet) apparaissent comme le principal apport en eau du modèle. (81 %). Cette répartition est cohérente avec le fonctionnement d'une nappe alluviale [123], qui plus est à la confluence de deux cours d'eau, avec des captages d'alimentation en eau potable exacerbant les échanges nappe-rivière [124].

Le contre-canal et la Lône agissent comme drainage de la nappe, conformément aux observations de terrain, mais les taux d'échange ne sont pas encore calibrés. Enfin, l'erreur numérique (estimée par l'écart entre la variation du stock et le bilan des entrées/sorties) est très faible par rapport au stock total de l'aquifère, ce qui atteste de la validité de la discrétisation et de la manière dont la transmissivité de la nappe libre est calculée.

3. Modélisation hydrogéologique 3D

3.1. Modélisation T-PROGS

Classification et analyse des données de sondage

Parmi les 1 087 logs de sondage disponibles, 639 décrivent la succession géologique de la surface du sol au substratum. Seuls ceux-ci offrent donc une information complète et exploitable pour la modélisation de l'aquifère.

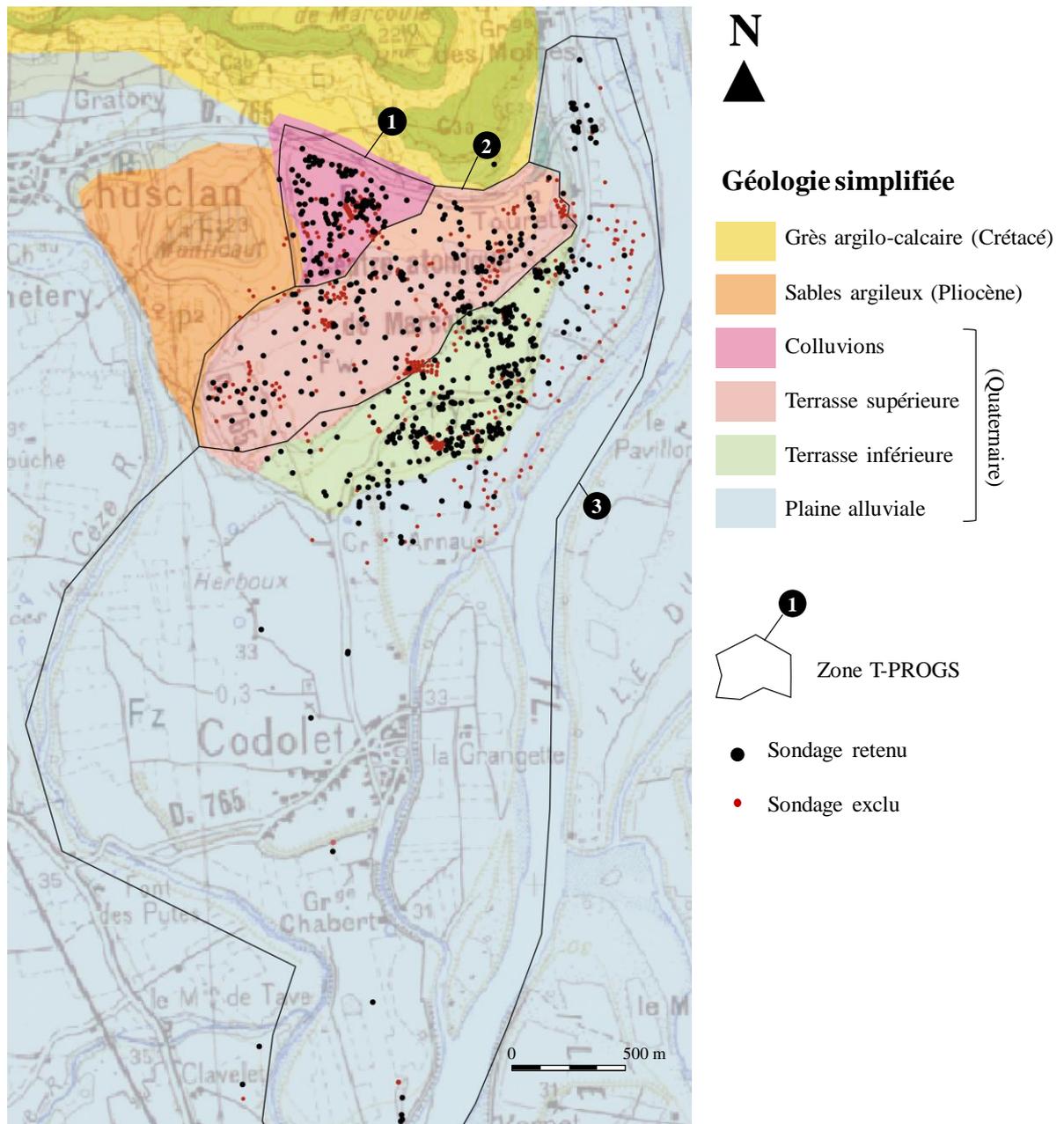


Figure 37 : Localisation des sondages et zones T-PROGS

Les descriptions lithologiques de ces 639 sondages sont catégorisées en 3 classes de perméabilité supposée. La diversité des intitulés compilés dans les logs de sondage aboutit à 1 745 entrées, dont le détail et la classification correspondants sont reportés en annexe 2.

- La première classe (F1) comprend les faciès susceptibles de présenter les conductivités hydrauliques les plus faibles, à savoir ceux décrits comme majoritairement argileux, marneux ou limoneux. Les sables argileux ou limoneux ainsi que les faciès cimentés (grès, poudingues, taparas) sont aussi associés à cette catégorie.
- La deuxième catégorie (F2) regroupe les matériaux alluvionnaires constitués de granulométries grossières (sables grossiers, graviers, galets) mais en présence de constituants plus fins (limons, argiles). Les limons sableux ou graveleux, ainsi que les sables purs sont assimilés à cette classe de perméabilité intermédiaire.
- La troisième catégorie (F3) est réservée aux matériaux alluviaux les plus perméables, constitués uniquement de sables grossiers, de graviers et/ou de galets.

Cette classification en 3 catégories est adoptée pour représenter à la fois des hétérogénéités de perméabilité significatives, et pour assurer à chaque classe une proportion d'occurrence suffisante pour l'analyse spatiale et probabiliste.

En suivant cette classification, les faciès se répartissent sur le site de la manière suivante :

Tableau 11 : Proportions et épaisseurs moyennes des hydrofaciès dans le site d'étude

	F1	F2	F3
Site entier	23 % 2,2 m	27 % 3,3 m	50 % 4,6 m
Zone T-PROGS 1	64 % 4,8 m	25 % 2,6 m	11 % 1,5 m
Zone T-TROGS 2	21 % 1,9 m	26 % 3,4 m	53 % 4,9 m
Zone T-PROGS 3	11 % 1,3 m	27 % 3,4 m	62 % 5,0 m

Les proportions correspondent aux fréquences d'occurrences pondérées par les épaisseurs sur lesquelles les faciès ont été identifiés lors des forations. La répartition des sondages est jugée suffisamment dense et homogène pour que les proportions calculées soient représentatives des proportions volumiques des faciès dans chaque zone (le peu de données dans le sud de la plaine est compensé par l'information disponible au niveau du centre de Marcoule).

Les 3 zones T-PROGS sont définies comme des ensembles géologiques relativement homogènes, les données de sondage confirmant globalement les cartes géologiques déjà présentées. La zone 1 (calquée sur la zonation de l'inversion 2D) correspond à la terrasse de colluvions, où les matériaux peu perméables prédominent. Par ailleurs, la nature alluviale du site apparaît clairement à travers la prédominance du faciès F3 dans les autres zones. La terrasse supérieure (zone T-PROGS 2 correspondant aux zonations 2 et 3 de l'approche 2D), présente cependant plus de faciès argileux que la terrasse inférieure et la plaine (zone T-PROGS 3).

Outre les proportions et les épaisseurs moyennes, les données de sondage renseignent directement les probabilités de transition entre chaque faciès (ici dans la direction verticale ascendante) :

Tableau 12 : Probabilités de transition entre faciès

Global	F1	F2	F3	Zone 1	F1	F2	F3
F1	–	38 %	62 %	F1	–	65 %	35 %
F2	26 %	–	74 %	F2	42 %	–	58 %
F3	37 %	63 %	–	F3	46 %	54 %	–
Zone 2	F1	F2	F3	Zone 3	F1	F2	F3
F1	–	33 %	67 %	F1	–	30 %	70 %
F2	30 %	–	70 %	F2	18 %	–	82 %
F3	43 %	57 %	–	F3	33 %	67 %	–

Malgré la diversité des descriptions qu’elles embrassent, les classes de faciès sont supposées homogènes pour la suite de la modélisation, et ne présentent ainsi pas de probabilité d’auto-transition (termes diagonaux).

Ces matrices marquent aussi la distinction entre la terrasse de colluvions et la partie alluviale du site, où les probabilités sont nettement en faveur des transitions vers des faciès perméables.

Modélisation du site (approche globale)

Les probabilités de transition entre faciès, et accessoirement les variances, sont analysées dans la direction verticale ascendante et dans le plan horizontal, sur le site entier. Afin d’assurer la formation de suffisamment de paires de données, des tolérances au sens de la Figure 16 sont appliquées.

Pour la direction verticale (pendage de 90°), la recherche des paires s’effectue chaque 0.5 m, avec une tolérance de 0,1 m. Une tolérance sur l’azimut de 180° avec une largeur de bande de 10 m assimile le faisceau de recherche à un cylindre de 20 m de diamètre. En effet, les sondages les plus proches sont réputés porter une information géologique relativement homogène.

Pour la recherche horizontale, le pas de recherche est de 40 m, avec une tolérance de 10 m. L’azimut est également associé à une tolérance de 180°, mais sans limite de largeur de bande, définissant ainsi un faisceau omnidirectionnel sur le plan (l’hypothèse est donc faite d’une isotropie latérale). Afin de limiter l’effet des déformations topographiques sur le nombre de paires formées, les coordonnées verticales des données de sondage sont nivelées avec comme niveau 0 de référence la côte du substratum en chaque point de données. Cette opération s’appuie sur la nature du site, impliquant, au moins localement, le caractère synchrone des dépôts alluviaux, et sur l’hypothèse que les déformations du substratum ne seraient apparues que postérieurement. De plus, une largeur de bande de 0,1 m sur le pendage est tolérée, assimilant le faisceau de recherche à un disque de 0,2 m d’épaisseur.

La Figure 38 présente les résultats de l’analyse spatiale à l’échelle du site entier, associés à des modèles unidimensionnels.

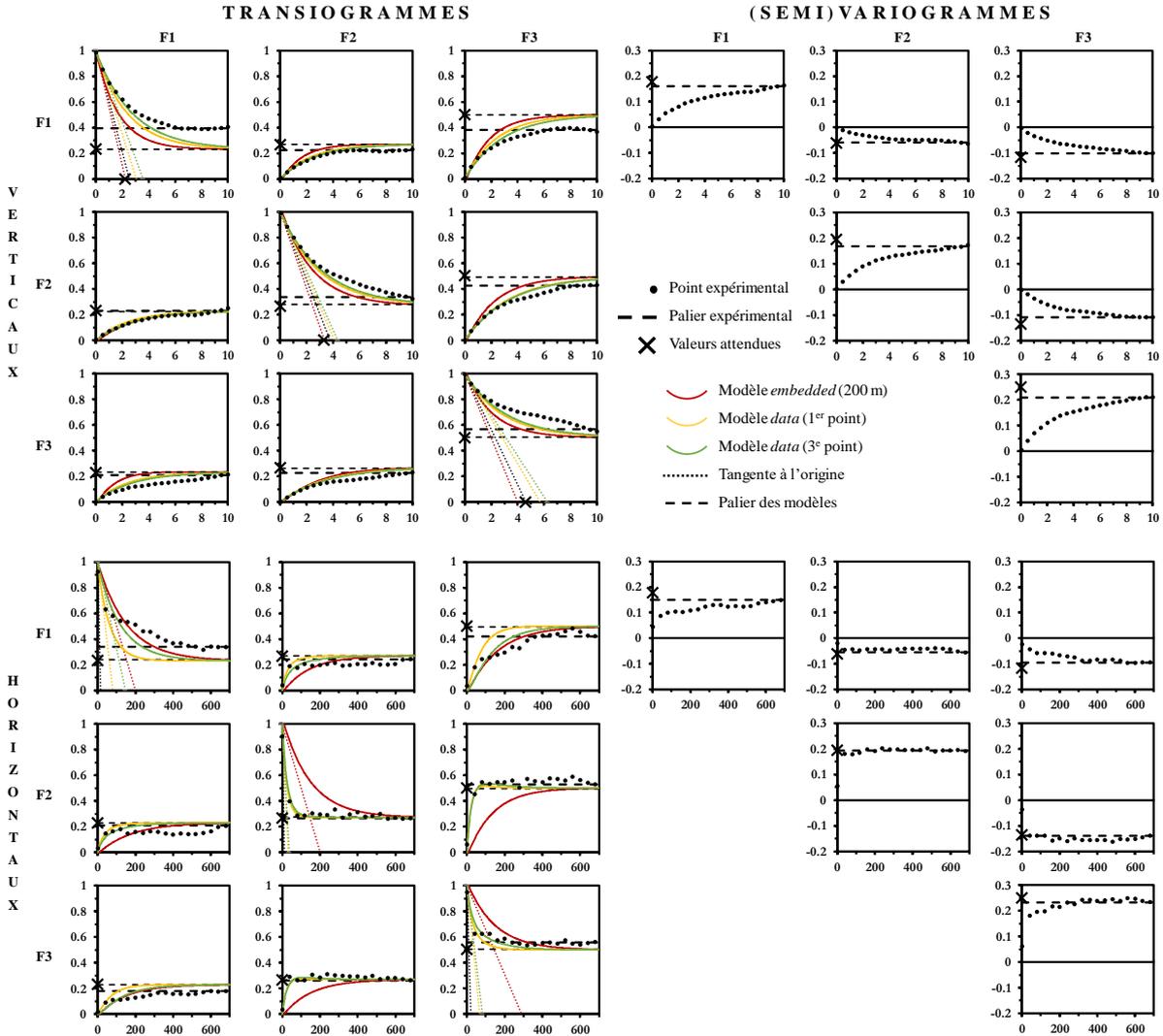


Figure 38 : Transiogrammes et variogrammes (analyse globale)

Les tolérances de recherche assurent la formation de courbes expérimentales globalement stables. Les valeurs de palier attendues sont relatives aux proportions de chaque faciès. La longueur moyenne du faciès (correspondant à la taille moyenne des hétérogénéités, et représentée par l'intersection entre la tangente à l'origine et l'axe des abscisses) n'est calculée préalablement que dans la direction verticale, en l'absence de données continues dans le plan horizontal.

La distribution des données ainsi que les limites quant à l'extension du champ de recherche (en particulier dans la direction verticale) font que les transiogrammes expérimentaux n'atteignent pas systématiquement les paliers attendus. Ces anomalies sont compensées par la modélisation, car la proportion des faciès y est imposée. A titre de comparaison, les résultats correspondants à 3 types de modèles de transiogrammes sont présentés en Figure 39, tous calculés avec F3 comme catégorie de fond.

Dans la direction verticale, les courbes expérimentales comme les modèles se conforment globalement aux épaisseurs moyennes déterminées par les données d'entrée. Sur le plan horizontal, les données expérimentales font apparaître des longueurs caractéristiques très faibles. Par définition, les modèles *data*, ne s'éloignent que marginalement de la forme du transiogramme expérimental,

conservant une taille moyenne des hétérogénéités très en-deçà de ce qu'il peut être attendu dans un site alluvial (continuité de couches de dépôts). La procédure préalable de nivellement des données de sondage, bien qu'elle parvienne à assurer la stabilité des transiogrammes via la formation de suffisamment de paires, ne semble pas suffisante pour dégager cette caractéristique du site. Cet écueil est particulièrement patent lorsque l'on compare des simulations 3D générés avec les différents modèles de transiogramme.

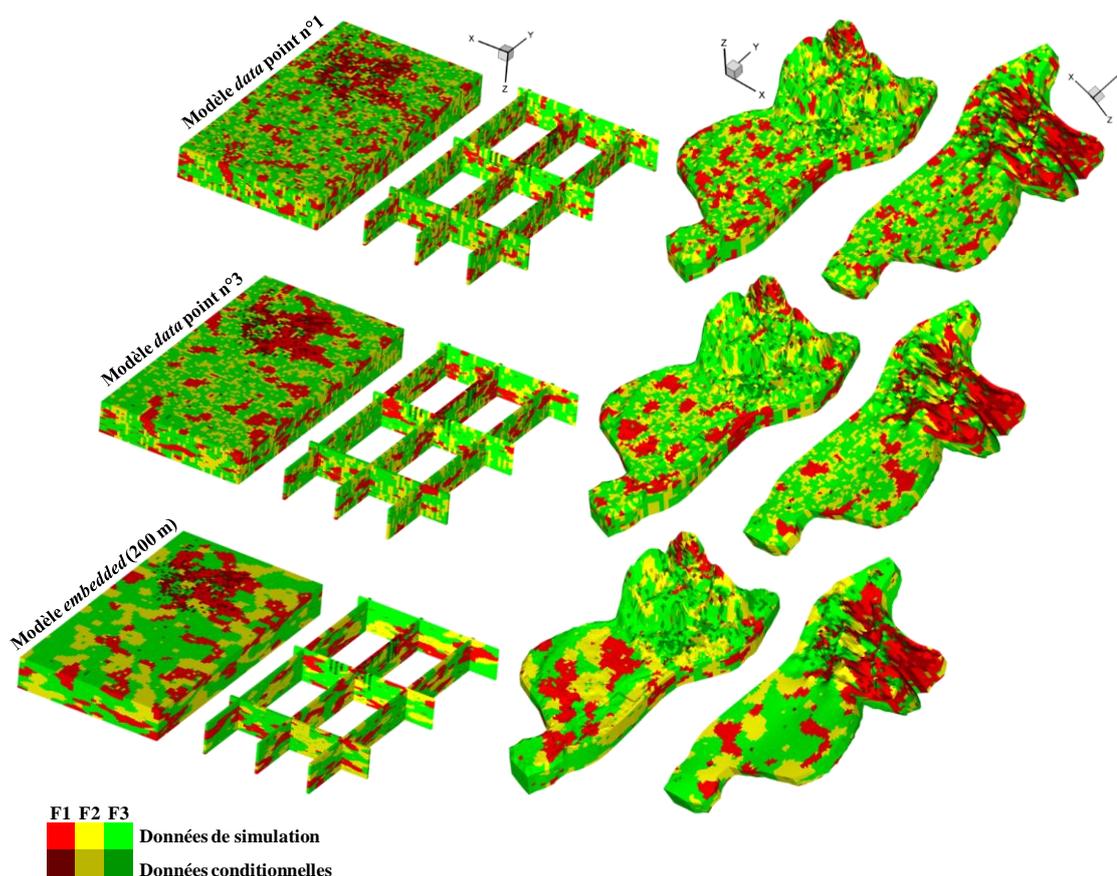


Figure 39 : Comparaison de simulations T-PROGS

Dans la Figure 39, les modèles T-PROGS en boîte à chaussure sont présentés à gauche (modèle entier et coupes). Les éléments du maillage T-PROGS sont des parallélépipèdes rectangles d'arête horizontale de 50 m et d'arête verticale de 0,2 m. Les modèles finaux de droite (vues du dessus et du dessous) sont le résultat de l'extrusion du modèle 2D de Marcoule, discrétisée en 10 couches sur la verticale (par commodité de visualisation, la norme de l'axe vertical est égale à 30 fois celles des horizontaux). L'injection des faciès dans ce maillage 3D prismatique implique une interpolation des faciès simulés par T-PROGS, avec comme référence la côte du substratum, puis une recherche par plus proche voisin entre le barycentre du prisme du modèle final et les barycentres des mailles T-PROGS. La simulation exploitant les modèles fondés sur le 1^{er} point du transiogramme expérimental impose des longueurs d'hétérogénéités très petites, aboutissant à un modèle 3D peu réaliste, à l'allure de « patchwork ». Le modèle *data* privilégiant le 3^e point de données génère des hétérogénéités légèrement plus grandes, la courbe du transiogramme correspondant étant plus douce à l'origine.

Le modèle *embedded* permet quant à lui de s'extraire complètement de l'écueil des transiogrammes expérimentaux, au bénéfice d'une approche plus interprétative. Pour sa construction, les probabilités de transitions horizontales sont assimilées aux probabilités verticales, selon la loi des faciès de Walther [125], applicable aux contextes alluviaux. En outre, une longueur moyenne d'hétérogénéité est choisie (200 m pour cet exemple), non plus sur la base de l'analyse des transiogrammes, mais en cohérence avec la taille du site. La répartition des faciès qui en découle est plus compatible avec la nature alluviale du site, où les dépôts géologiques forment des nappes.

Le tableau qui suit met en regard ces différentes méthodes de modélisation avec le respect des données conditionnelles et des proportions de faciès attendues.

Tableau 13 : Méthodes de modélisation et écarts de proportions

	Site entier			Zone 1			Zone 2			Zone 3		
	F1	F2	F3	F1	F2	F3	F1	F2	F3	F1	F2	F3
Data 1^e point	-2	-1	+3	-1	-9	+10	-1	+1	0	+8	0	-8
Data 3^e point	-5	+1	+4	+2	-7	+5	-2	+1	+1	+4	+2	-6
Embedded	-2	-4	+6	+3	-11	+8	+1	-3	+2	+8	-4	-4

les valeurs correspondent aux écarts entre proportions observées et simulées, en %

Les écarts sont calculés sur les modèles finaux. Ils intègrent donc à la fois les erreurs inhérentes à la procédure T-PROGS et celles liées à la projection des faciès dans le maillage 3D du site de Marcoule. Initialement, les proportions dans les modèles boîtes à chaussure T-PROGS respectent toujours, à l'échelle du site entier, les proportions renseignées par les données d'entrée (écarts inférieurs à 1 %). Dans le modèle final de Marcoule, qui recouvre une emprise plus restreinte que la boîte à chaussure, les proportions globales ne coïncident plus aussi exactement. En reposant sur une analyse spatiale globale, les simulations ne peuvent reproduire finement les différentes proportions dans chaque zone T-PROGS, mais tendent vers les valeurs moyennes globales. Ainsi le faciès F3 est toujours surreprésenté dans la zone 1 mais il fait défaut dans la zone 3. Cependant l'influence des données conditionnelles permet de limiter les écarts à des magnitudes faibles, pour les trois méthodes de modélisation retenues.

En outre, 81 % de données conditionnelles (données de sondage) sont effectivement reproduites dans les modèle T-PROGS, quelle que soit la méthode de modélisation. La part non-reproduite s'explique par les conflits entre la densité des données et la résolution du modèle. Ainsi, les éléments T-PROGS de 50 x 50 x 0.2 m interceptent parfois plusieurs sondages dont l'information diverge. Après injection des faciès dans le maillage 3D Marcoule, la part de données conditionnelles reproduite est légèrement dégradée, à hauteur de 72 %, en raison d'incertitudes liées à la procédure de renouvellement et de nouveaux conflits de résolution (maillage régulier de parallépipèdes rectangles transposé dans un maillage prismatique triangulaire irrégulier).

Modélisation du site (approche par zone)

Afin de représenter au mieux l'hétérogénéité du site, et en particulier la distinction de nature géologique entre la terrasse de colluvions et les terrasses alluvionnaires, la démarche de modélisation peut être déclinée par zone.

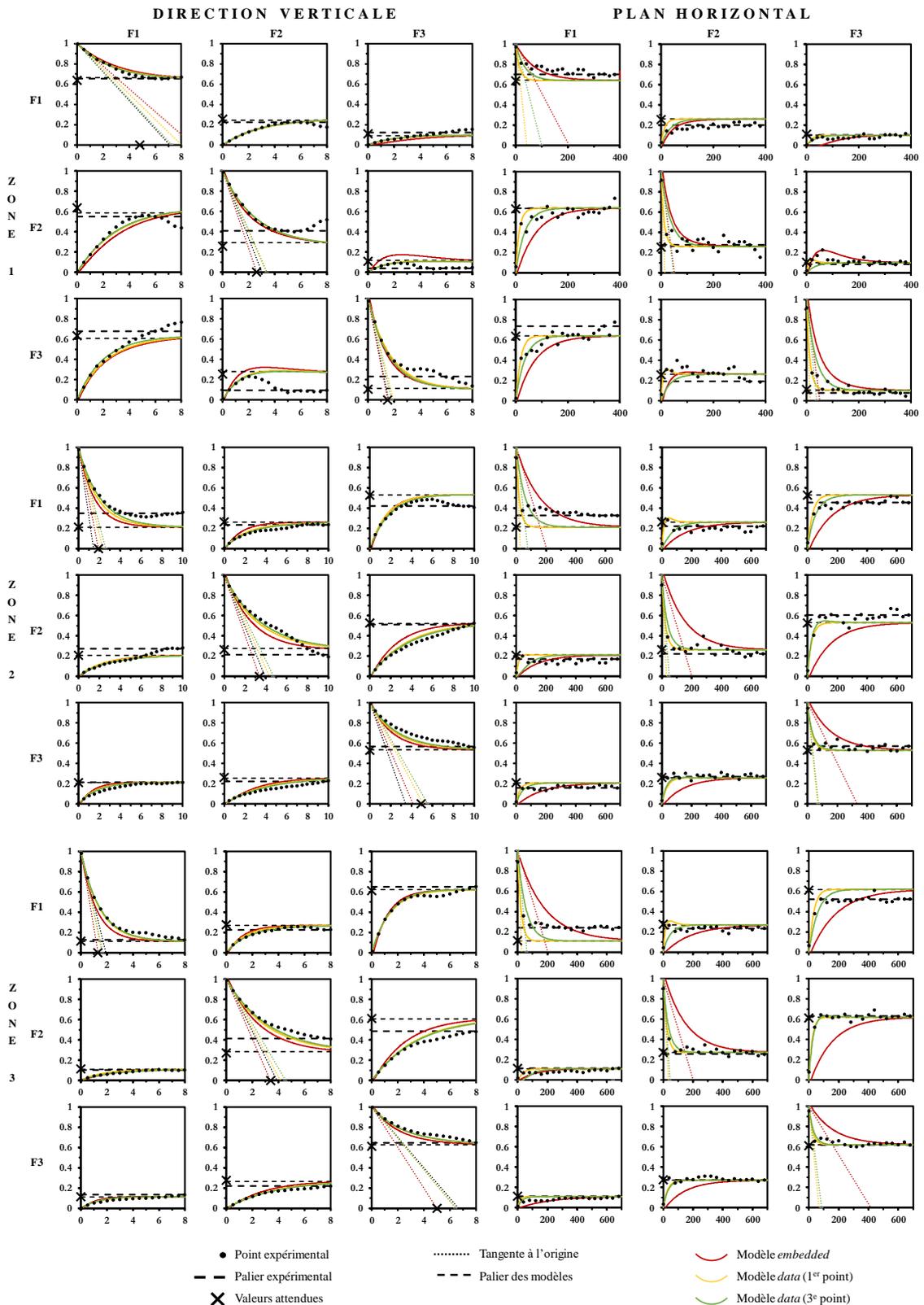


Figure 40 : Transiogrammes verticaux et horizontaux par zones

L'approche par zones réduit le nombre de données pour l'analyse spatiale, générant des transiogrammes moins stables que précédemment, notamment dans la direction horizontale. Toutefois, les différentes allures des transiogrammes se font le miroir de l'hétérogénéité des caractéristiques entre chaque zone.

La distribution verticale est bien représentée par les modèles de transiogrammes, y compris ceux contraints par les données. Les difficultés relatives à l'analyse spatiale dans le plan horizontal demeurent.

Le modèle final de Marcoule est un composite de modèles T-PROGS dont les options retenues par zone sont présentées dans le tableau suivant :

Tableau 14 : Modèles T-PROGS sélectionnés par zone

	Zone 1	Zone 2	Zone 3
Vertical	<i>Data 3^e point</i>	<i>Data 3^e point</i>	<i>Data 3^e point</i>
Horizontal	<i>Embedded (100 m)</i>	<i>Embedded (200 m)</i>	<i>Embedded (200 m)</i>
Faciès de fond	F1	F3	F3
Ecart de proportion F1	+2 %	0 %	-2 %
Ecart de proportion F2	+1 %	-7 %	+6 %
Ecart de proportion F3	+4 %	+3 %	-7 %

Cette nouvelle approche permet de représenter plus finement la composition de la terrasse de colluvions. Des distorsions subsistent dans les zone 2 et 3, à des niveaux équivalents à l'approche globale, notamment en raison du passage de la boîte à chaussure T-PROGS au maillage final.

La proportion de données conditionnelles respectée (73 %) est comparable à celle des simulations précédentes. A l'échelle de chaque sondage, le taux de respect des données d'entrée s'échelonne entre 0 et 100 %. Les sondages bien reproduits sont très majoritaires :

- la moitié environ des sondages (308) présente un taux de faciès correctement simulés supérieur à 80 % ;
- les sondages dont le taux est inférieur ou égale à 40 % ne représente guère qu'un dixième du total (73 sondages).

Aucune tendance spatiale ne se dessine quant aux sondages mal simulés. Les pires cas sont situés dans des zones densément pourvus en logs (voir la Figure 41), et donc probablement imputables à des incohérences entre données voisines.

La procédure d'injection des faciès dans le maillage hydrogéologique nivelé ne semble pas dégrader la qualité du modèle final, les données conditionnelles étant bien respectées même aux endroits où le substratum présente des gradients importants (cuesta, transition terrasse ancienne / terrasse récente).

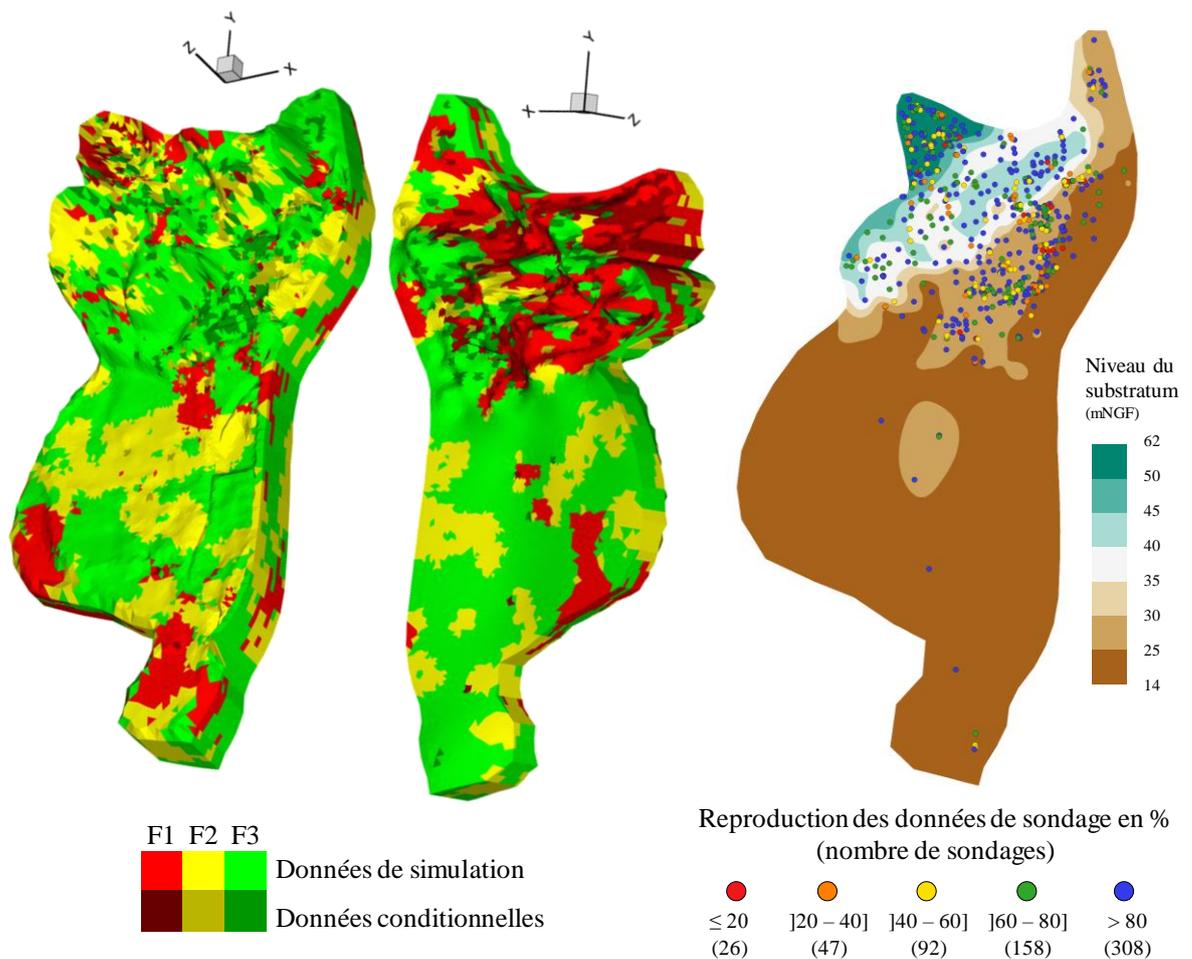


Figure 41 : Modèle Marcoule par zones et données conditionnelles

A ce stade de la démarche, le modèle produit est purement catégoriel (non-paramétrique) et donc inexploitable à des fins de simulation d'écoulement ou de transport tridimensionnel.

Perméabilité des faciès

L'identification de la conductivité hydraulique des faciès peut être menée via un problème d'optimisation (algorithme de Marquardt-Levenberg). La transmissivité d'une maille 3D, résultat de la somme des perméabilités de chaque faciès présent dans la zone saturée pondérée par leur épaisseur, est calculée pour s'approcher au mieux de la transmissivité inversée en 2D. En normalisant l'épaisseur saturée, la procédure renseigne directement les conductivités hydrauliques des faciès (les termes de transmissivité et de perméabilité étant alors équivalents).

En cohérence avec les hypothèses adoptées jusqu'ici au sujet des hétérogénéités à grande échelle du site, la procédure d'optimisation est conduite distinctement par zone. Ainsi, les valeurs de perméabilité des faciès dans chaque zone sont indépendantes de celles des autres zones.

En outre, l'optimisation est menée en intégrant l'ensemble des mailles du modèle, gage de confiance vis-à-vis de l'inversion 2D.

En l'absence de contrainte sur les valeurs de perméabilité optimisées (bornage des perméabilités très large), la procédure converge vers le résidu d'écart le plus faible. Cependant, les conductivités hydrauliques de chaque faciès au sein d'une zone ne se distinguent que marginalement les unes des autres, elles tendent globalement vers une même valeur, relative à la transmissivité moyenne dans la zone.

De plus, malgré un haut degré de liberté dû à l'absence de bornes restrictives et de contraintes sur la hiérarchie des faciès, cette optimisation accuse déjà un niveau d'erreur moyen de 0,62 unité \log_{10} . Ce résultat fait apparaître que la structure générée par T-PROGS et le champ de perméabilité inversée en 2D ne présentent pas suffisamment de corrélation pour paramétrer les faciès.

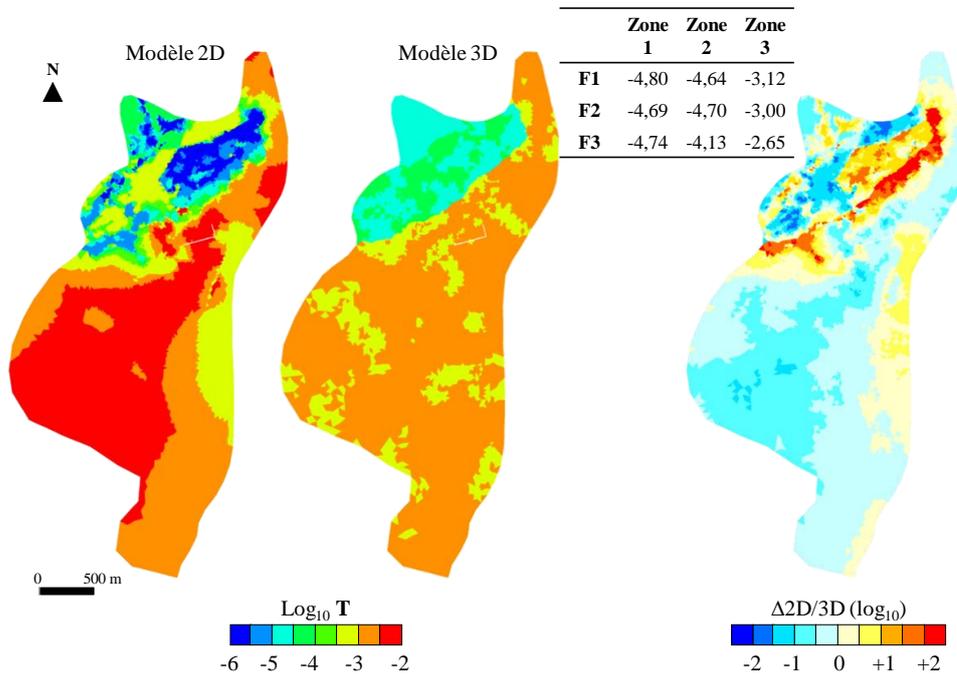


Figure 42 : Paramétrisation « libre » du modèle 3D T-PROGS

Le second exemple de paramétrisation intègre une contrainte de hiérarchie entre les faciès d'une même zone, à travers la définition de bornes de perméabilité plus serrées.

Tableau 15 : Plages de perméabilité en \log_{10} [m/s] pour la paramétrisation du modèle 3D T-PROGS

	Zone 1	Zone 2	Zone 3
F1	[-5,5 – -4,5] → -4,84	[-6,0 – -5,0] → -5,00	[-5,0 – -4,0] → -4,00
F2	[-4,0 – -3,5] → -4,00	[-4,5 – -4,0] → -4,50	[-4,0 – -3,0] → -3,00
F3	[-3,0 – -2,5] → -3,00	[-3,5 – -3,0] → -3,50	[-3,0 – -2,0] → -2,63

Le Tableau 15 indique également la valeur optimisée. Sans surprise, celle-ci tend à coller aux bornes la rapprochant au plus de la valeur générée par la paramétrisation « libre ». Cependant, il apparaît cette fois un niveau d'hétérogénéité significatif au sein de chaque zone. Alors que l'erreur moyenne portée par l'optimisation s'élève à 0,64 unité \log_{10} soit guère plus importante que précédemment.

Ce second résultat montre que les faciès majoritaires forment un effet écran à l'optimisation, vis-à-vis des autres faciès. Pour la zone 1, il s'agit du faciès F1, pour la zone 3, du faciès F3. La zone 2, qui intègre la cuvette de la cuesta (écoulement majoritairement dans des alluvions) et la crête (écoulement principalement dans une couche d'argile d'altération du substratum), subit des contraintes contradictoires liées à ce contraste.

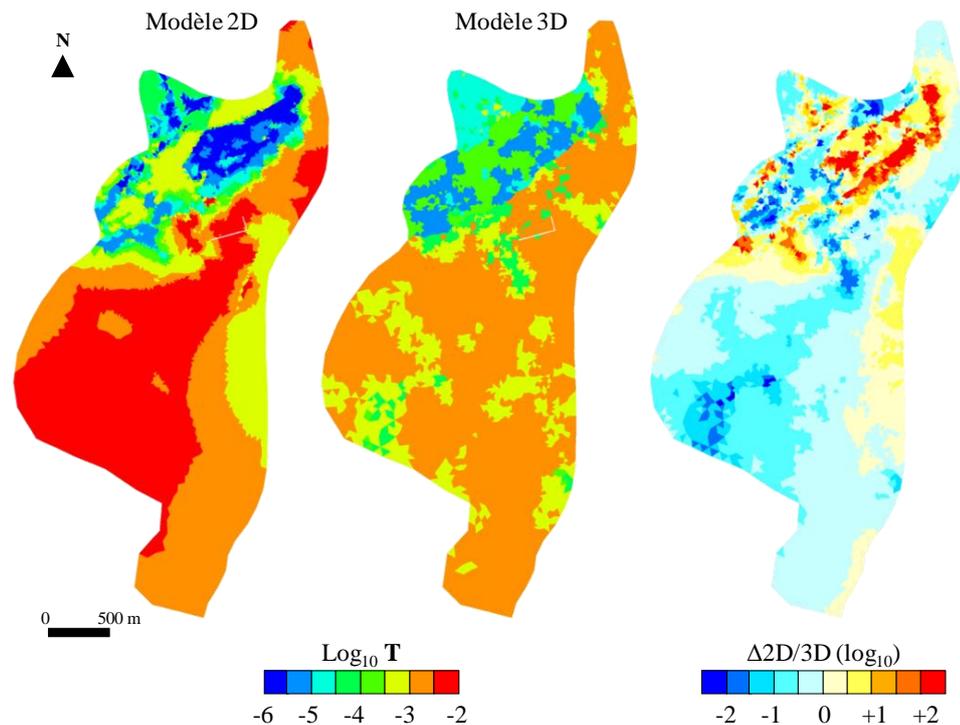


Figure 43 : Paramétrisation « contrainte » du modèle 3D T-PROGS

Les difficultés liées à la paramétrisation des faciès et le niveau d'hétérogénéité spatiale produit par les simulations conditionnelles T-PROGS (effet « patchwork ») motive le développement d'un modèle 3D simplifié, dans lequel la répartition des hétérogénéités est plus facilement maîtrisée pour mieux concorder avec l'allure du modèle 2D et les attendus en contexte alluvial.

3.2. Modèle simplifié déterministe

Interpolation d'un modèle bicouche

Au regard de l'information fournie par les sondages, la lithologie du site peut être décrite de manière simplifiée, en distinguant les matériaux alluvionnaires d'une part, et les matériaux argileux (issus de l'altération du substratum ou du dépôt de colluvions) d'autre part.

En termes pratiques, il s'agit de cartographier l'épaisseur des argiles en fond d'aquifère, les couches sus-jacentes correspondant toujours, d'après les données, à des alluvions (hormis dans la terrasse de colluvions). Cette cartographie est générée par interpolation (B-spline) des données de sondage, de manière analogue à l'établissement de la topographie du substratum. L'interpolation est menée sur l'épaisseur de la couche d'argile, et non sur la cote de leur toit, afin de limiter les conflits de recoupement avec le niveau du substratum. En effet, une hypothèse de continuité de la couche, du moins sur les terrasses anciennes, est admise.

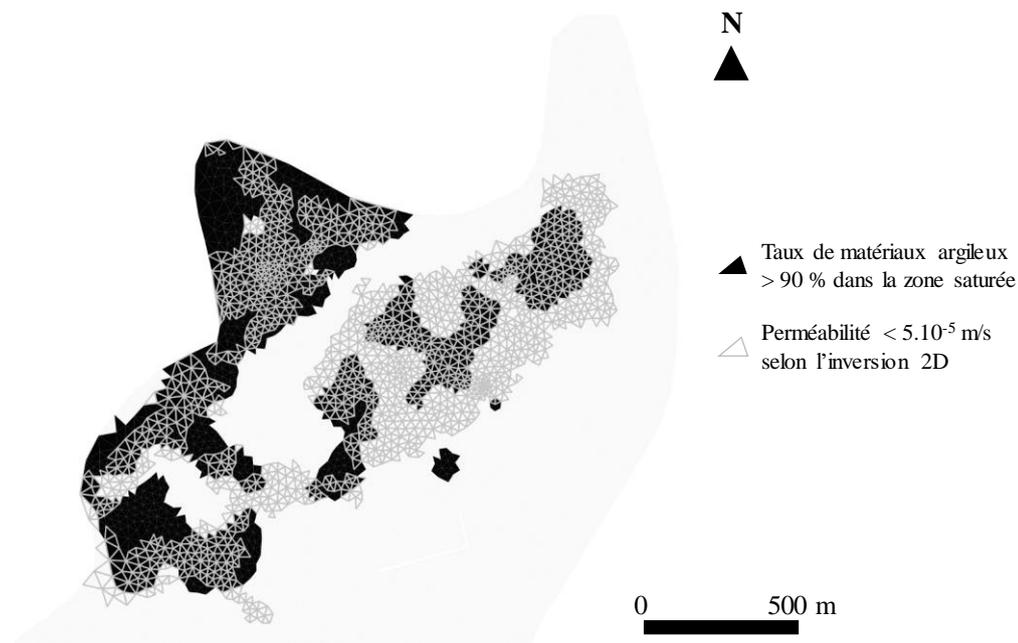


Figure 44 : Couche d'argile et perméabilité inversée

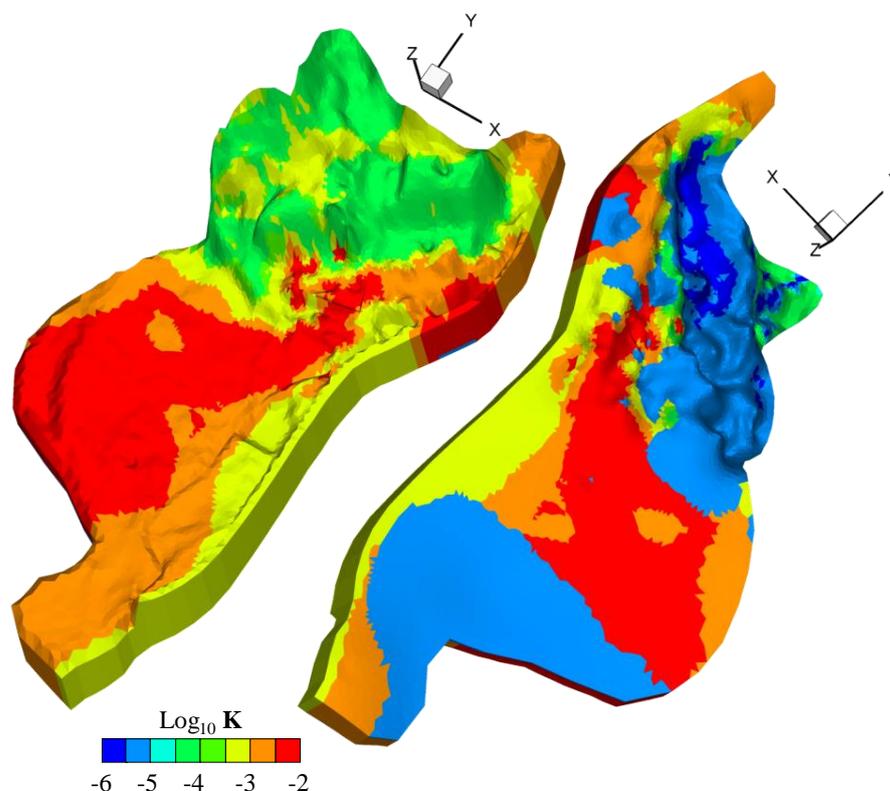
Rapportée à l'épaisseur saturée, cette interpolation informe sur les zones où l'écoulement s'effectue majoritairement dans la couche argileuse, à savoir la terrasse de colluvions, le pied de la butte de Monticaut, la crête de la cuesta et la transition au sud de la terrasse ancienne vers la plaine alluviale. Cette situation s'explique d'une part par la prédominance des matériaux argileux sur la terrasse de colluvions et au pied de la butte, et d'autre part par le fort amincissement de la zone saturée sur la crête de la cuesta et sur la transition entre la terrasse et la plaine (les épaisseurs d'argile n'y sont en outre pas supérieures au reste des terrasses alluvionnaires).

La Figure 44 montre une certaine coïncidence entre ces zones et les perméabilités les plus faibles estimées par l'approche 2D. Il apparaît donc que les résultats de l'inversion correspondent dans ces endroits au calage de la perméabilité des matériaux argileux principalement, quand les valeurs de perméabilité inversées dans le reste du site représentent celles des alluvions.

Perméabilité des faciès

L'identification des perméabilités du modèle 3D bicouche s'appuie sur cette distinction entre écoulements dans les alluvions et écoulement dans la couche argileuse. Dans les zones mises en exergue dans la Figure 44, les valeurs de l'inversion sont utilisées pour paramétrer la couche d'argile. Partout ailleurs, les perméabilités 2D sont injectées dans chaque maille en tant que perméabilité des alluvions.

La conductivité hydraulique des alluvions qui surplombent la crête de la cuesta et les colluvions sont estimées par analogie avec les valeurs inversées dans la cuvette. A l'inverse, les argiles d'altération du substratum de la cuvette ou des terrasses basses sont paramétrées par analogie avec les valeurs estimées au niveau de la crête et de la transition terrasse-plaine.



Par conséquent, la perméabilité des alluvions couvre une plage comprise entre 10^{-2} et 10^{-4} m/s, celle des colluvions s'étend de 10^{-4} à 10^{-6} m/s. La continuité de la couche d'argile d'altération sur la terrasse ancienne est bien représentée. Dans la terrasse basse et dans la plaine, celle-ci représente parfois moins de 10 % de l'épaisseur totale de l'aquifère, et n'apparaît donc pas dans le modèle maillé selon 10 strates verticales.

Contrairement à la méthode T-PROGS, le modèle déterministe retranscrit au plus près la distribution des hétérogénéités à grande échelle mise en évidence par l'inversion 2D, et offre une allure générale cohérente quant à la nature alluviale du site (pas d'effet « patchwork »). La zone non-saturée étant globalement circonscrite aux alluvions, les écarts de perméabilité qu'est amenée à abriter la matrice d'écoulement sont maintenus à des niveaux compatibles avec TRACES.

3.3. Simulations d'écoulement et de transport 3D

Des simulations d'écoulement et de transport 3D sont menées grâce au logiciel TRACES, avec les deux modèles hydrogéologiques précédemment décrits.

Limites du modèle et pompages

L'extension et la discrétisation horizontale de l'aquifère ainsi que les conditions aux limites retenues dans l'approche 2D sont conservées pour les simulations 3D : le Rhône, la Cèze ainsi que la frontière de la frange alluviale au nord-est sont des limites à charges imposées à niveau variable, le reste des limites sont à flux nuls.

Les pompages sont représentés avec les mêmes débits moyens qu'en 2D. Les hauteurs crépinées des pompages de maintenance du centre sont comprises entre 6 et 8 m (en partant du fond du tubage au niveau du substratum), celles des pompages AEP au sud de la plaine de Codolet sont comprises entre 11 et 13 m (puissance de l'aquifère plus importante). Tous les pompages interceptent quasi-exclusivement des faciès alluvionnaires.

Par contre, les échanges nappe-rivières ne sont pas simulés, en l'absence de module dédié dans TRACES.

Recharge et zone non-saturée

Les quantités d'eau s'infiltrant dans la zone non-saturée reprennent les valeurs à la sortie de la réserve utile de Nash, calculées par l'approche 2D.

Les paramètres de van Genuchten, qui retranscrivent la variabilité des paramètres d'écoulement selon le niveau de saturation, sont déterminés par calage manuel, dans les limites plausibles renseignées par la littérature scientifique [126, 127, 128] :

Tableau 16 : Paramètres de la zone non-saturée (van Genuchten) par faciès

Facies T-PRGOS(*)	Faciès déterministes	θ_s (-)	θ_r (-)	α (m ⁻¹)	n (-)
F1_1, F1_2, F1_3	Argiles d'altération	0,4	0,1	0,8	1,1
F2_1, F3_1	Colluvions	0,4	0,1	1,3	1,2
F2_2, F3_2, F2_3, F3_3	Alluvions	0,2	0,05	2,6	2,2

(*)F1_2 indique le faciès 1 de la zone T-PROGS 2.

Les matériaux argileux ayant une capacité de drainage moindre, leur perméabilité relative chute moins brusquement que dans le cas des matériaux alluvionnaires (α et n plus élevés). Les paramètres attribués à ces derniers prennent en considération le fait que le milieu présente une granulométrie hétérogène (sables, graviers, galets, voire limons mélangés), les valeurs associées à des matériaux propres et calibrés étant généralement plus élevées, autant pour les teneurs en eau à saturation que pour les facteurs de forme de la courbe de rétention.

La tortuosité des milieux aquifères dans le modèle de Van Genuchten est fixée à un niveau standard (0,5) [104].

Discretisation temporelle et couplage zones saturée/insaturée

Une discretisation temporelle adaptative (heuristique) est mise à contribution afin d'optimiser le temps de calcul relatif à ce couplage. Lorsque la convergence pour le calcul hydrodynamique est atteinte rapidement (après peu d'itérations), le pas de temps est augmenté (jusqu'à un maximum fixé par l'utilisateur) ; lorsque l'écoulement varie fortement, la convergence peut nécessiter un pas de temps plus petit, jusqu'à une valeur limite elle aussi fixée par l'utilisateur.

Dans notre cas, le pas de temps maximal autorisé s'élève à 10^5 s (1,16 jours), le pas de temps minimal est de 100 s et le critère de convergence (écart maximal de charge entre deux itérations) est fixé à 5 cm.

Etat initial et pressions dans la zone non-saturée

Transposer le niveau de nappe du modèle 2D dans le modèle 3D n'est pas suffisant pour l'initialiser correctement, car il ne renseigne en rien sur l'état de la zone insaturée.

Afin d'approcher des niveaux de charge et de saturation réalistes dans la zone non-saturée, l'état initial est déterminé via une simulation préalable en régime permanent (niveaux moyens et constants pour les pluies, les charges imposées et les pompages) pour chaque modèle. L'état initial diffère donc entre la paramétrisation T-PROGS et l'approche déterministe (voir la Figure 46). Le choix d'initialiser les modèles en imposant une pluie se justifie à la fois par les contraintes spécifiques à la conformation du site (terrasses déconnectées des rivières) et par la date de début des simulations (décembre 2012), correspondant à une période humide.

Les différences les plus marquées apparaissent au niveau de la terrasse moyenne (cuesta), associées à des perméabilités significativement plus hautes dans le modèle T-PROGS comparativement au modèle bicouche déterministe (Figure 46). Dans ce dernier, les sols s'y assèchent rapidement (forte drainance) et abritent donc des dépressions plus importantes, même en périodes de hautes eaux. A l'inverse, la capacité de rétention des sols, moins perméables dans le modèle T-PROGS, assurent des niveaux de saturation plus importants et donc des dépressions plus faibles. Ce contraste entre les deux modèles a une influence très marquée sur le comportement des polluants dissous dans la zone non-saturée de la terrasse moyenne (cf. le paragraphe concernant les simulations de transport).

Par ailleurs, dans le reste de l'emprise des modèles, la zone insaturée se trouve dans des conditions de pression et de saturation plus proches, l'écart entre les différentes paramétrisations y est moins important. Si dans la Figure 46, les fluctuations de nappe (zone saturée en rouge) ne sont pas directement lisibles, en raison de la discretisation et de l'échelle de figuration, le contraste de pression (et donc d'humidité des sols) entre une période humide (suivant des épisodes pluvieux importants) et une période sèche apparaissent clairement.

En outre, on note la présence d'une résurgence de la nappe au niveau d'une dépression du terrain à l'ouest de la plaine de Codolet. Celle-ci correspond à un lac artificiel dont les relations d'échange avec les eaux souterraines ne sont ni connues, ni modélisées, en l'absence d'un module de calcul dédié.

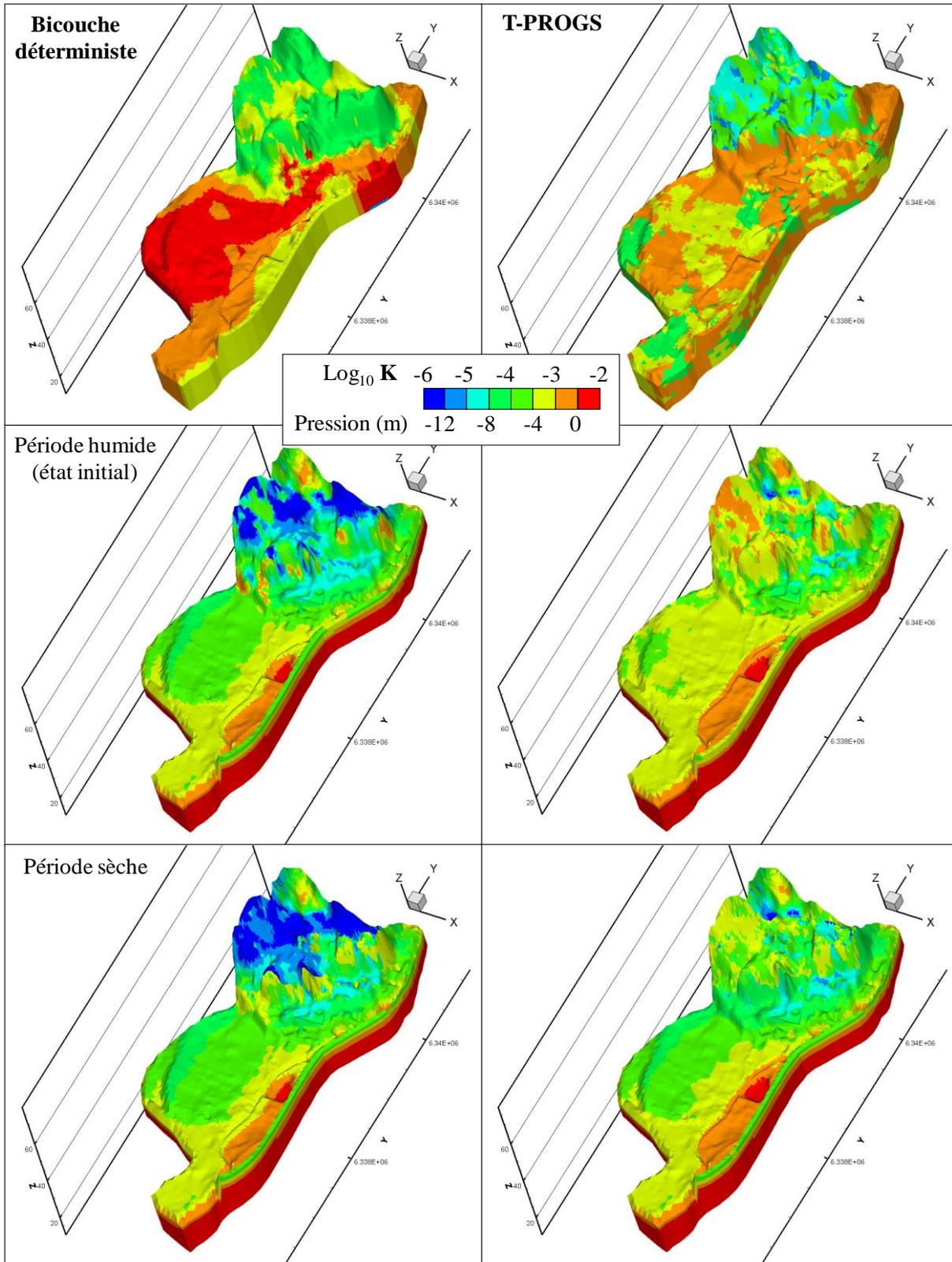


Figure 46 : Distribution des perméabilités des modèles 3D et des pressions dans les sols (en haut : perméabilités ; au milieu : pressions en période humide ; en bas : pressions en période sèche)

Zone saturée et piézométrie

La Figure 47 montre la situation des pressions en fond d'aquifère, au niveau de la zone saturée. A l'instar de la figure précédente, la situation en hautes eaux est mise en regard de la situation en basses eaux, pour chacun des modèles.

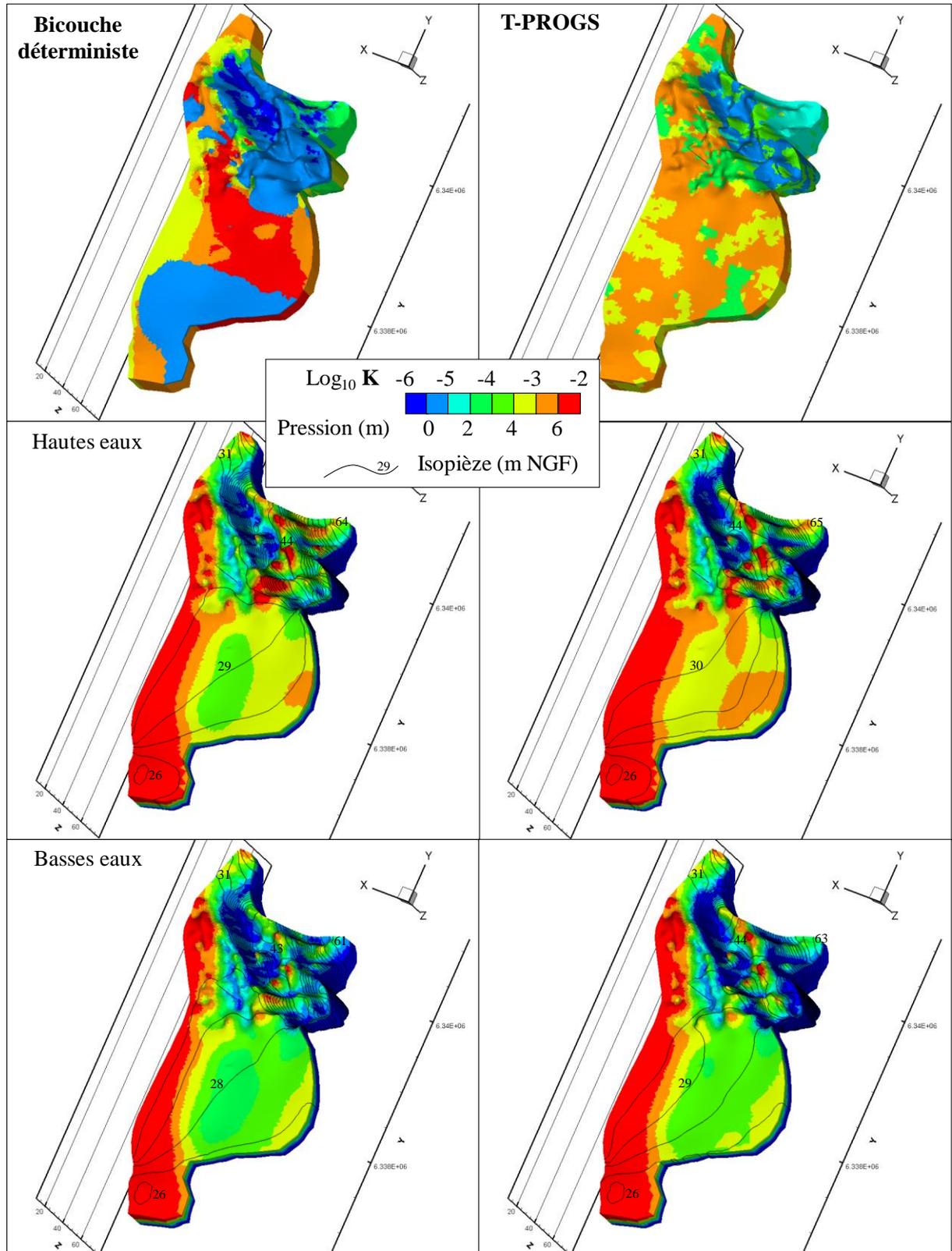


Figure 47 : Distribution des perméabilités, des pressions et de la piézométrie en fond d'aquifère
(en haut : perméabilités ; au milieu : pressions en hautes eaux ; en bas : pressions en basses eaux)

Que ce soit en basses ou hautes eaux, la cartographie des pressions en fond d'aquifère fait apparaître des zones dénoyées (pressions négatives en bleu foncé) sur les flancs de la butte de Monticaud, sur la crête de la cuesta ainsi qu'aux transitions entre terrasses. Dans le modèle T-PROGS, l'extension des matériaux peu perméables en fond d'aquifère (argiles d'altération du substratum) étant plus limitée, l'emprise des zones dénoyées est globalement plus large que dans le modèle déterministe bicouche (drainage plus rapide des eaux de recharge). Ces zones dénoyées tiennent un rôle majeur dans l'orientation des écoulements de la nappe entre la terrasse moyenne et la plaine, mis en évidence dans les simulations de transport de contaminant.

Les piézométries simulées décrivent un battement de nappe de l'ordre du mètre, à l'exception de la terrasse haute de colluvions, où il s'élève à environ 2 m, en cohérence avec les données du réseau de surveillance. Les courbes isopièzes montrent qu'en terrasse moyenne, les hautes eaux sont caractérisées par un replat piézométrique (44 m NGF) alors que la divergence des flux selon un axe nord-est – sud-ouest apparaît plus prononcée en basses eaux. Dans la terrasse basse et dans la plaine, l'orientation des écoulements varient peu, du fait des contraintes appliquées par les conditions aux limites. Cependant, l'influence des pompages de maintenance au niveau de la STEL est plus importante en basses eaux, signifiée par la position de l'isopièze 30 m NGF.

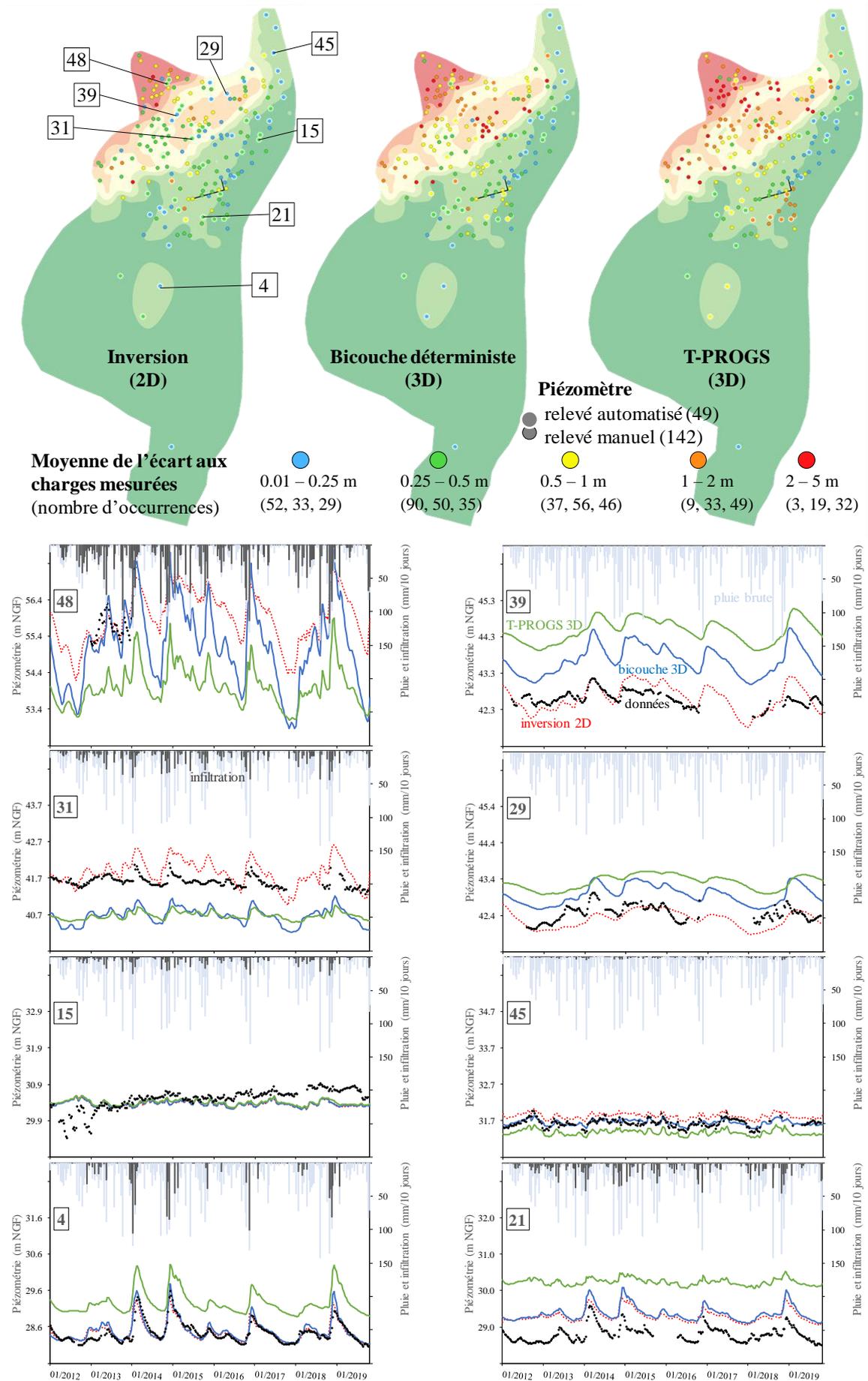
L'erreur globale d'ajustement des simulations 3D par rapport à la piézométrie mesurée est de 57 cm pour le modèle déterministe et de 81 cm pour le modèle T-PROGS (contre 35 cm en 2D).

La Figure 48 montre le détail de ces écarts ainsi que quelques exemples de piézométrie simulée aux points de contrôle des modèles. Les résultats des simulations 3D et 2D sont présentés simultanément pour comparaison.

Dans la terrasse basse du centre (piézomètres 15 et 45), les simulations 3D de la piézométrie sont quasi-identiques aux résultats 2D, les conditions de charges imposées par les rivières étant égales pour tous les modèles. Le gradient hydraulique dans cette zone est très faible, par la combinaison de l'effet stabilisant du Rhône et du contre-canal, ainsi que la faible influence des précipitations du fait de l'imperméabilisation des sols.

A l'aval de la STEL et dans la plaine, les valeurs de transmissivité moyenne du modèle T-PROGS sont significativement plus élevées que des celles de l'inversion 2D (reprises telles quelles dans le modèle bicouche), les charges piézométriques y sont donc surestimées (piézomètres 4 et 21). Cependant, l'influence accrue des précipitations dans la plaine agricole est bien représentée, même dans ce modèle.

Les niveaux de nappe simulés dans la terrasse moyenne (piézomètres 29 et 39) accusent pour leur part un décalage important par rapport aux données (et à la 2D). Encore une fois, cette situation est aggravée dans le modèle T-PROGS, qui affichent des transmissivités plus importantes dans la cuvette de la cuesta. Toutefois, si cette erreur de calibration fausse effectivement les gradients hydrauliques simulés, elle se propage dans la zone de telle manière que les orientations des flux restent comparables à celles mise en évidence par les données de terrain et les résultats de l'inversion 2D.



A l'inverse, les modélisations 3D ont tendance à générer des charges hydrauliques trop faibles au niveau de la remontée du substratum en bord de cuesta (piézomètre 31) et des transitions entre terrasses, au profit de l'extension des zones dénoyées. L'influence des matériaux argileux d'altération (supposés maintenir la zone saturée dans ces localités) n'est donc pas suffisamment reproduite dans ces modèles.

Le niveau de calage entre données et simulation se dégrade aussi dans la terrasse haute, en particulier à distance des deux seuls points de mesures continues, signant la faiblesse de la paramétrisation dans cette zone. Le niveau de battement attendu est plus important que dans le reste du site, ce qui est bien représenté par le modèle T-PROGS, mais exagéré dans le modèle déterministe bicouche (piézomètre 48).

De manière générale dans les simulations, la réactivité de la nappe vis-à-vis des pluies est cohérente avec les fluctuations mesurées, signe d'une paramétrisation correcte de la zone insaturée. Des corrections sont à apporter néanmoins, en particulier dans la terrasse haute, où le niveau d'infiltration doit probablement être abaissé (limitant ainsi le battement de la nappe à un niveau plus réaliste).

La justesse de la modélisation en termes d'orientation des écoulements est finalement jugée par des simulations de transport de contaminants décrites dans les paragraphes suivants.

Comportement d'un polluant dissous

Un polluant soluble est injecté en surface pour décrire au mieux l'influence de la zone non-saturée, et en deux points de la cuvette de la cuesta afin de vérifier la divergence des chemins d'écoulement qui contournent la crête de substratum, comme démontré par les mesures piézométriques de terrain. La localisation des termes sources correspond de plus à une zone marquée par la présence d'eau tritiée en concentration supérieure au fond géochimique local. Cependant, en l'absence de données sur la position, l'intensité et la chronologie de ce marquage, les termes sources des simulations sont paramétrés arbitrairement à des fins exploratoires.

L'épisode de contamination est modélisé par deux termes sources déversant chacun 1 milligramme par seconde de polluant durant 10^5 secondes (27,8 heures) au début de la chronique de simulation (identique à celle de l'écoulement). La dispersivité longitudinale est fixée à 5 m, les dispersivités transversales (horizontale et verticale) à 0,5 m et une valeur de 10^{-9} m²/s est assignée à la diffusion moléculaire du polluant. Aucune réactivité de l'espèce chimique (comme de la sorption par exemple) n'est envisagée dans les simulations.

De plus, les portions amont du Rhône et de la Cèze sont assimilées à des conditions de concentrations nulles (Dirichlet) afin de stabiliser les calculs.

Du fait d'un état de saturation des sols différents à l'endroit de l'injection, le transfert dans la phase liquide de cette pollution engendre, à $t=10^5$ s de simulation, une concentration maximale de 127 mg/l dans le modèle T-PROGS contre 2 480 mg/l dans le modèle bicouche (moindre teneur en eau des premiers horizons de la zone insaturée).

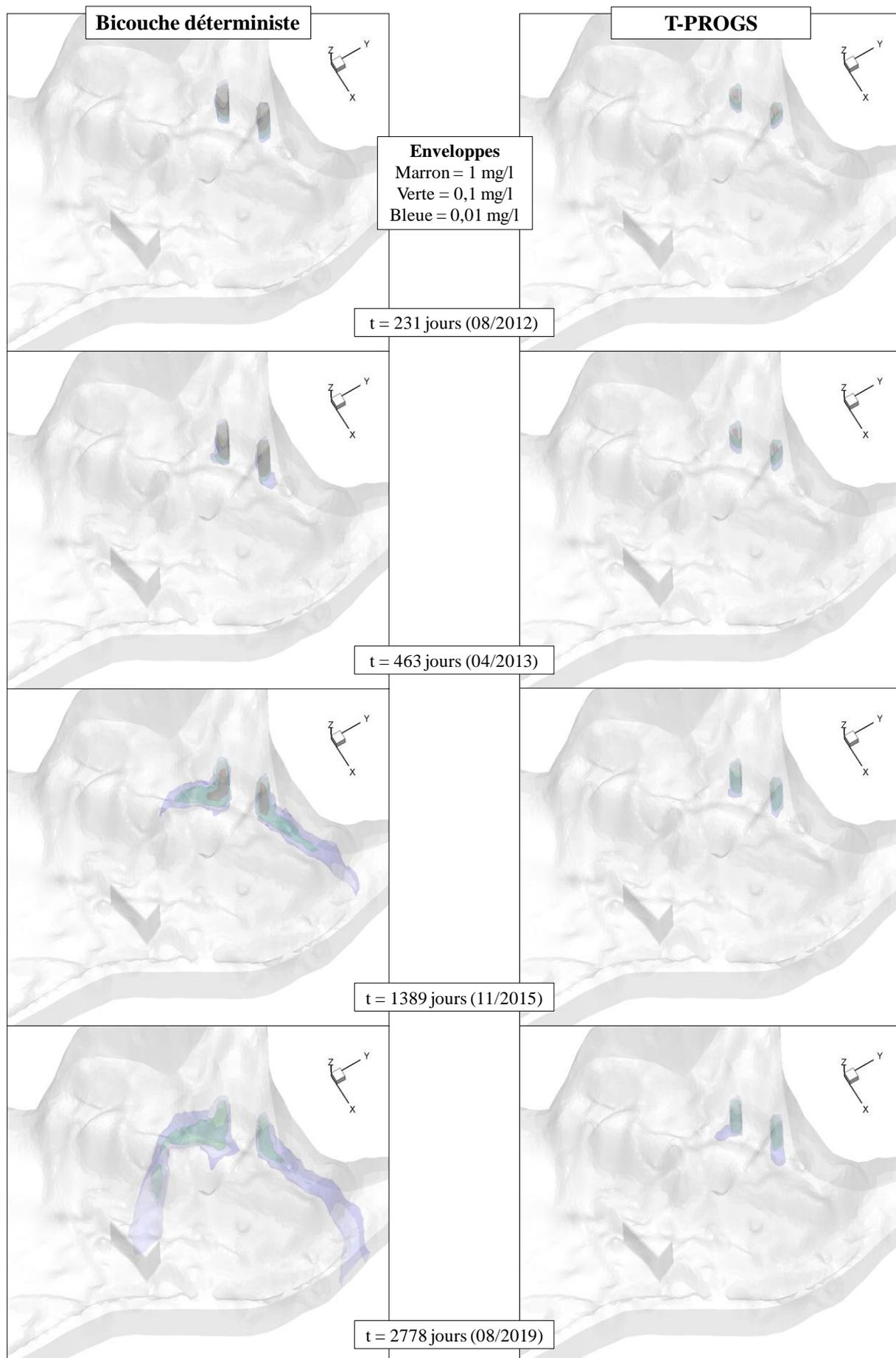


Figure 49 : Suivi d'une contamination test

La Figure 49 permet de suivre ce contraste au cours du temps, avec la représentation de 3 enveloppes (iso-surface) désignant 3 niveaux de concentration. Ainsi, l'enveloppe de plus haute concentration (1 mg/l) représente une emprise bien plus importante, avec un front d'avancée plus rapide dans le modèle bicouche. L'eau s'infiltrant à travers une matrice de perméabilité plus faible dans le modèle T-PROGS, le premier front de pollution atteint la zone saturée environ 3 ans après le déversement de la pollution en surface. La zone non-saturée au droit des injections faisant une épaisseur de 15 m environ, la vitesse maximale de migration peut être estimée autour de 5 m/an ($1,5 \cdot 10^{-7}$ m/s).

Dans le modèle bicouche, la migration verticale du polluant est beaucoup plus rapide. Une fraction de l'eau contaminée atteint la zone saturée autour de 6 mois de simulation, soit une vitesse maximale de 30 m/an environ (10^{-6} m/s) dans la zone insaturée.

Ensuite, la dynamique du polluant rejoint celle de la nappe en milieu saturée. Encore une fois, on observe une migration bien plus lente dans le modèle T-PROGS qui associe aux alluvions de la terrasse moyenne des perméabilités de 10 à 100 fois plus faibles. Dans le modèle bicouche, les écoulements atteignent, après environ 3 ans de simulation, la transition vers la terrasse basse, contournant effectivement la remontée de substratum formant la crête de la cuesta, soit par le sud-ouest, soit par l'est. L'avancée du front du panache dans la zone saturée du modèle bicouche permet de déduire des vitesses de transfert de l'ordre de la centaine de mètres par an, valeurs comparables à celles estimées par analyse du marquage suivi *in situ*. Par ailleurs, lorsque le front principal de pollution (enveloppe marron) atteint la zone saturée, la dilution est accélérée.

Une fois la terrasse basse atteinte, le chemin d'écoulement sud-ouest est capté par les pompages de maintenance associés à la barrière moulée STEL, interdisant à la pollution de migrer plus en aval. Au nord-ouest, le flux de polluant stagne au niveau de la limite à charge imposée (Rhône) en l'absence du rôle drainant du contre-canal. En l'absence d'un module de calcul des échanges nappe-rivière, une adaptation de cette condition aux limites est requise afin de compenser ce manque et de simuler la migration plus en aval dans cette zone.

En l'absence de données sur la position précise, la date d'occurrence et la chronicité de la pollution observée sur le terrain dans la zone étudiée, les résultats des simulations ne peuvent être rigoureusement comparés aux données du marquage. Cependant, l'orientation des panaches dans la zone saturée confirme la zone de divergence des flux que ces données de marquage indiquent au niveau de la terrasse étudiée. De plus, l'effectivité du rôle de barrière hydraulique des pompages de maintenance est confirmée par la simulation du modèle bicouche.

Conclusion

La modélisation hydrogéologique est un outil d'aide à la décision pour les parties prenantes qui, tel le CEA, sont impliquées dans la gestion des ressources et des risques environnementaux. La modélisation hydrogéologique est aussi un défi scientifique majeur, du fait de la complexité des processus présidant à l'écoulement des eaux souterraines et de la difficulté d'observer directement les propriétés du sous-sol (à plus forte raison à grande profondeur). En particulier, les variations de la perméabilité et de la capacité d'emmagasinement sur l'épaisseur des aquifères (autrement dit les hétérogénéités verticales) sont peu mises en exergue par les outils classiques de suivi des nappes (réseaux piézométriques, essais de pompage). Or, les problématiques de migration des pollutions nécessitent la prise en compte de l'organisation tridimensionnelle des matériaux poreux constituant le milieu souterrain.

Le travail de thèse propose justement une méthodologie s'appuyant sur des données piézométriques classiques pour aboutir à un modèle d'écoulement et de transport de contaminant distribué en 3 dimensions.

La charge hydraulique et les fluctuations mises en évidence par un réseau piézométrique sont fonction des matériaux géologiques interceptés par la hauteur crépinée des ouvrages. Ainsi, les paramètres qu'il est possible de déduire de l'exploitation des données piézométriques, via une procédure d'inversion par exemple, sont des moyennes sur cette hauteur. La première phase du travail de thèse s'accommode de cette limite. La méthode d'inversion retenue, associant optimisation par méthode des moindres carrés et paramétrisation adaptative, génère des champs de paramètres bidimensionnels (c'est-à-dire des valeurs moyennées sur l'épaisseur saturée de l'aquifère).

La description des successions lithologiques, mises à nu lors du forage des piézomètres ou de tout autre travaux impliquant l'auscultation du sous-sol (géotechnique), est exploitée pour établir la distribution tridimensionnelle des lithofaciès, interprétés en hydrofaciès (regroupant chacun des matériaux géologiques poreux de perméabilités voisines). Le développement du modèle réservoir 3D est mené par interpolation des données de sondage. Selon le contexte de l'étude et la disponibilité des données, différents types d'interpolation peuvent être mis en œuvre : stochastique (données abondantes et bien réparties), déterministe (données peu fiables nécessitant une interprétation forte) ou bien encore hybride (ce que propose T-PROGS, en associant la théorie des probabilités de transition à diverses options interprétatives). Les paramètres sont ensuite distribués aux hydrofaciès sur la base des valeurs inversées en 2D, assurant un calage renforcé du modèle final sans procédure d'inversion 3D.

Cette méthodologie a été directement appliquée au site de recherche de Marcoule, situé dans le Gard, en rive droite du Rhône au niveau de sa confluence avec la Cèze. Le contexte hydrogéologique y est alluvionnaire, avec une organisation en terrasses, au pied d'un massif calcaire.

Ce site d'étude a motivé le développement d'options de modélisation *ad hoc*, en particulier à l'endroit de la procédure d'inversion : simulation des écoulements en nappe libre, discrétisation détaillée des

conditions au limites afin de prendre en compte les variations du niveau des cours d'eau avoisinants, zonation de la paramétrisation adaptative (ZAMT) afin d'intégrer les connaissances sur l'organisation à grande échelle des hétérogénéités, et ajout d'un critère de seuil dans la fonction objectif afin de contraindre fortement l'inversion au regard de l'organisation spécifique du substratum de l'aquifère. Malgré des hypothèses simplificatrices (Dupuit-Forchheimer) localement incompatibles avec la réalité du site (gradients hydrauliques forts sur les transitions entre terrasses), la procédure d'inversion parvient à reproduire des champs d'écoulement calés sur les observations, avec une répartition des paramètres hydrodynamiques cohérente au regard de l'organisation alluvionnaire du site. Contrôlé sur des années hydrologiquement extrêmes (sèches et humides), le calage est jugé robuste.

Le contexte topographique particulier du modèle, en plus d'une certaine réserve quant à la fiabilité des données de sondage pour une interprétation suffisamment fine des familles de perméabilité, a mis en difficulté l'exploitation du logiciel T-PROGS pour l'interpolation des hydrofaciès. En particulier, l'approche du logiciel, fondée sur les probabilités de transition, peine à reproduire la continuité attendue de la couche d'argile d'altération observée en fond d'aquifère. Les modèles produits sont caractérisés par des hétérogénéités spatiales de petite taille (effet patchwork), même en tirant profit des options interprétatives. Grâce à celles-ci, l'utilisateur peut s'affranchir (au moins partiellement) des données d'entrée et forcer certains paramètres de l'interpolation pour, par exemple, augmenter la taille moyenne des hétérogénéités dans les directions horizontales. Pour ces raisons, un modèle alternatif bicouche alluvions/colluvions – argiles d'altération est construit par interpolation déterministe (B-spline). Il offre une représentation des faciès simplifiée, mais dont la continuité est plus en accord avec les observations de terrain.

De manière générale, la transposition des transmissivités inversées en 2D vers la perméabilité des faciès 3D pâtit d'un effet écran : les faciès les plus perméables, même s'ils ne représentent qu'une petite portion de la zone saturée, imposent leur conductivité hydraulique à l'ensemble, masquant les faciès moins perméables. Cet écueil est particulièrement présent dans le modèle T-PROGS, dont la paramétrisation s'écarte significativement du modèle 2D, la répartition des faciès géologiques interprétés sur les logs ne s'accordant pas suffisamment avec celle des transmissivités inversées. Les écarts de paramétrisation peuvent y atteindre des magnitudes importantes, jusqu'à deux ordres de grandeur par rapport à la transmissivité 2D. Pour ce modèle T-PROGS, le niveau final de calibration est donc très dégradé. Pour le modèle bicouche, la répartition de la couche argileuse coïncide avec les faibles perméabilités inversées en 2D, permettant une transposition quasi-directe des valeurs de conductivité hydraulique. Ainsi, la dégradation du calage pour ce modèle est moindre, et principalement imputable aux différences d'approche quant à la représentation de la zone insaturée. Elle s'exprime principalement à travers le décalage du niveau de base à certains endroits du site (terrasse alluvionnaire ancienne) mais les variations piézométriques sont toujours bien représentées, assurant des orientations d'écoulement cohérentes.

Les simulations de transport de contaminant, centrées sur la terrasse alluvionnaire ancienne (cuesta), attestent de la fiabilité des modèles pour retranscrire l'orientation divergente des flux. En particulier, sur la durée de simulation, le modèle bicouche fait apparaître les chemins d'écoulement

contournant une remontée du substratum avant de rejoindre la partie basse du site. Les résultats dans la zone insaturée montrent la pertinence de l'approche tridimensionnelle, puisque le transfert du contaminant y adopte une dynamique (rythmée notamment par les pluies) et une orientation (principalement gravitaire) complètement différentes de celles dans la nappe. Le modèle T-PROGS présentant des perméabilités plus faibles dans la zone où le terme source est injecté, propose une dynamique beaucoup plus lente, avec des vitesses de migration environ 6 fois plus faibles dans la zone insaturée et 10 fois plus faibles dans la zone saturée.

D'un point de vue opérationnel, malgré les contrastes entre les deux modèles proposés, ces résultats indiquent un élément important pour la gestion des événements de pollution : le transfert dans la zone insaturée génère un effet retard permettant d'une part d'intervenir en amont de l'atteinte de la nappe (excavation, venting des sols...) et devant d'autre part être pris en compte pour la durée des actions de surveillance (la pollution ne pouvant être mesurée dans les piézomètres environnant que des mois voire des années après l'évènement). De plus, même si les résultats des simulations de contamination restent exploratoires, en l'absence de données suffisantes pour une calibration, elles confirment des données de terrain transmises en interne, à savoir la divergence des flux sur la terrasse alluvionnaire ancienne et la barrière hydraulique constituée par les pompages de maintenance STEL. Les vitesses de propagation simulées par le modèle bicouche dans la zone saturée de la terrasse alluvionnaire montrent d'ailleurs une grande cohérence avec celles estimées par analyse du marquage observé, de l'ordre de la centaine de mètres par an.

En outre, l'inversion 2D présente un potentiel d'utilisation en prédictif, du fait de la robustesse du calage. Par contre, le développement des modèles 3D va de pair avec une amplification des erreurs de simulation, notamment en raison d'une approche en zone insaturée dont la paramétrisation ne peut s'appuyer solidement sur les résultats 2D (passage d'un modèle conceptuel à un modèle à base physique, inversion des transmissivités en zone saturée uniquement). Ainsi, deux voies principales d'amélioration sont mises en exergue par les spécificités du site de Marcoule : la compilation de données pédologiques à même d'asseoir la paramétrisation de la zone non-saturée et l'étude approfondie des échanges nappe-rivière. Le premier point a un impact particulièrement significatif sur la zone d'intérêt (terrasse alluvionnaire ancienne), déconnectée des rivières. Le second intéresse la partie basse modèle (plaine alluviale), dont nombre de contraintes en dépendent (conditions aux limites, termes puits-sources).

Du point de vue méthodologique, l'injection de faciès interpolés par T-PROGS dans un maillage 3D non structuré montre un haut niveau de respect des données conditionnelles. Néanmoins, par l'action conjointe des incertitudes quant à l'interprétation des faciès géologiques et de la méthode d'interpolation de T-PROGS (produisant un certain effet patchwork), la paramétrisation résultante s'est montrée peu compatible avec la transposition des paramètres 2D. Dès lors, le potentiel du couplage entre inversion 2D et géostatistiques 3D (T-PROGS) gagnerait à être vérifié sur d'autres sites, présentant des contraintes différentes (plus grande échelle, hétérogénéités verticales moins fines, données géologiques consolidées).

Aussi, une méthode d'inversion 3D, basée uniquement sur la paramétrisation T-PROGS permettrait d'éviter l'écueil des incohérences avec les résultats de calibration 2D. De nombreuses difficultés sont à anticiper pour une telle entreprise. En premier lieu, le temps de calcul pour une seule simulation directe (dans notre cas, de l'ordre de 10 h pour une chronique de 7 ans environ) est un obstacle majeur à l'inversion, qui nécessite de très grands nombres d'itérations. Même circonscrite à l'écoulement (dans le cas d'une inversion intégrant uniquement des données piézométriques), l'approche tridimensionnelle doit être au préalable très largement optimisée d'un point de vue numérique. En second lieu, le caractère hautement non-linéaire du comportement de la zone insaturée met en difficulté les algorithmes de descente (gradient). Certains contextes peuvent s'accommoder de modèles écrêtés de leur portion non-saturée (avec un maillage adaptatif en fonction des fluctuations de la nappe), notamment quand son influence sur la recharge est moindre ou très bien connue *a priori*. Dans le cas contraire (comme dans les terrasses perchées de Marcoule), son intégration dans la procédure d'inversion est le gage d'obtenir de précieuses informations supplémentaires (temps de transfert vers la nappe) et de ne pas fausser le modèle saturé par des préconceptions erronées. Enfin, l'effet écran qu'opèrent les matériaux à fortes perméabilités sur les faciès moins perméables peut être un frein à leur inversion sur la seule base des fluctuations piézométriques, selon la distribution des faciès sur les hauteurs interceptées par les crépines des piézomètres. A cet égard, l'intégration de données de marquage permettrait de mieux contraindre le calage, l'orientation et la vitesse de transfert des contaminants étant fortement dépendantes des gradients de charge et des conductivités hydrauliques. Cependant, adjoindre la partie transport à l'inversion implique un besoin supplémentaire d'optimisation numérique afin de rendre les temps de calculs compatibles avec le caractère hautement itératif de la procédure.

Références

- [1] D. Rambourg, P. Ackerer et O. Bildstein, «Groundwater parameter inversion using topographic constraints and a zonal adaptive multiscale procedure: a case study of an alluvial aquifer,» *Water*, vol. 12, n°17, p. 1899, 2020.
- [2] L. D. Baver, *Soil physics*, New York: John Wiley and Sons, 1956.
- [3] J. E. Warren et P. J. Root, «The behavior of naturally fractured reservoirs,» *Society of Petroleum Engineers*, vol. 3, n°13, pp. 245-255, 1963.
- [4] S. C.-V. d. Loire, «L'eau souterraine : de l'eau contenue dans les roches,» BRGM, [En ligne] <http://sigescen.brgm.fr/L-eau-souterraine-de-l-eau-contenue-dans-les-roches.html>
- [5] A. Demolon et D. Leroux, *Guide pour l'étude expérimentale du sol*, Paris: Gauthier-Villars, 1952.
- [6] A. Foucault et J.-F. Raoult, *Dictionnaire de géologie*, Paris: Masson, 2011.
- [7] H. Darcy, *Les fontaines publiques de la ville de Dijon : Détermination des lois d'écoulement de l'eau à travers le sable*, Paris: Victor Dalmont, 1856.
- [8] D. Morris et A. Johnson, «Summary of the hydrologic and physical properties of rock and soil materials, as analyzed by the hydrologic laboratory of the U.S. Geological Survey, 1948-1960,» U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 1967.
- [9] G. Castany, *Principes et méthodes de l'hydrogéologie*, Paris: Dunod, 1982.
- [10] R. C. Heath, «Basic ground-water hydrology,» U.S. Geological Survey, Reston, VA, 1983.
- [11] S. Earle, «Physical Geology,» BCCampus, [En ligne] <https://opentextbc.ca/geology/chapter/14-1-groundwater-and-aquifers/>
- [12] G. Castany et J. Margat, *Dictionnaire français d'hydrogéologie*, Orléans: Editions du BRGM, 1977.
- [13] R. A. Freeze et J. A. Cherry, *Groundwater*, Englewood Cliffs, N.J.: Prentice-Hall, 1979.
- [14] X. Sánchez-Vila, J. Carrera et J. P. Girardi, «Scale effects in transmissivity,» *Journal of Hydrology*, vol. 183, n°11-2, pp. 1-22, 1996.
- [15] D. Bernouilli, *Hydrodynamica*, Argentorati (Strasbourg): Dulseckeri, 1738.
- [16] Rainharvest, «Know your groundwater,» Eight, [En ligne] <http://www.rainharvest.co.za/2011/05/know-your-groundwater/>
- [17] P. H. Gleick, «Water resources,» chez *Encyclopedia of Climate and Weather*, New York, Oxford University Press, 1996, pp. 817-823.
- [18] J. Margat, K. Frenken et J.-M. Faurès, «Key water resources statistics in Aquastat,» *IWG-Env*, pp. 1-13, 2005.
- [19] E. Gilli, C. Mangan et J. Mudry, *Hydrogéologie : Objets, méthodes, applications*, Paris: Dunod, 2008.
- [20] A. Nature, «Le réseau hydrographique et les grands bassins versants de Poitou-Charentes,» Réseau Partenarial des Données sur l'Eau, [En ligne] <http://www.eau-poitou-charentes.org/Le-reseau-hydrographique-et-les.html>

- [21] R. H. Cranswick et P. G. Cook, «Scales and magnitude of hyporheic, river-aquifer and bank storage exchange fluxes,» *Hydrological Processes*, vol. 29, n°114, pp. 3084-3097, 2015.
- [22] J. Casanova, M. Cagnimel, N. Devau, M. Pettenati et P. Stollsteiner, «Recharge artificielle des eaux souterraines : état de l'art et perspectives,» ONEMA - BRGM, 2013.
- [23] C. Guillemin et J.-C. Roux, *La pollution des eaux souterraines*, BRGM, 1992.
- [24] S. Colombano, A. Saada, V. Guerin, P. Bataillard, G. Bellenfant, S. Beranger, D. Hube, C. Blanc, C. Zornig et I. Girardeau, «Quelles techniques pour quels traitements - Analyse coûts-bénéfices,» BRGM, 2010.
- [25] Collectif, «Actualisation de connaissances acquises sur le tritium dans l'environnement,» IRSN, Saint-Paul-lez-Durance, 2017.
- [26] S. F. Carle, «T-PROGS: transition probability geostatistical software v2.1,» University of California, Davis, 1999.
- [27] I. Simmers, *Estimation of natural groundwater recharge*, Dordrecht: D. Reidel, 1987.
- [28] M. Besbes et G. De Marsily, «From infiltration to recharge: use of a parametric transfer function,» *Journal of Hydrology*, vol. 74, n°13-4, pp. 271-293, 1984.
- [29] L. Richards, «Capillary conduction of liquids through porous mediums,» *Physics*, vol. 1, n°15, pp. 318-333, 1931.
- [30] R. H. Brooks et A. T. Corey, *Hydraulic properties of porous media*, Fort Collins: Colorado State University, 1964.
- [31] Y. Mualem, «A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media,» *Water Resources Research*, vol. 12, n°13, pp. 513-522, 1976.
- [32] M. T. van Genuchten, «A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils,» *Soil Science Society of America Journal*, vol. 44, n°15, pp. 892-898, 1980.
- [33] J. Bear, *Hydraulics of groundwater*, New York: McGraw-Hill, 1979.
- [34] J. Dupuit, *Etudes théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables*, Paris: Dunod, 1863.
- [35] P. Forchheimer, «Über die Ergiebigkeit von Brunnen-Anlagen und Sickerschlitzten,» *Z. Architekt. Ing.-Ver.*, vol. 32, pp. 539-563, 1886.
- [36] N. R. Canada, «Groundwater,» MediaWiki, [En ligne]
<https://microbewiki.kenyon.edu/index.php/Groundwater>
- [37] R. Ababou, D. McLaughlin, L. W. Gelhar et A. F. Tompson, «Numerical simulation of three-dimensional saturated flow in randomly heterogeneous porous media,» *Transport in Porous Media*, vol. 4, n°16, pp. 549-565, 1989.
- [38] T. P. Clement, W. R. Wise et F. J. Molz, «A physically based, two-dimensional, finite-difference algorithm for modeling variably saturated flow,» *Journal of Hydrology*, vol. 161, n°11-4, pp. 71-90, 1994.
- [39] A. J. Desbarats, «An interblock conductivity scheme for finite difference models of steady unsaturated flow in heterogeneous media,» *Water Resources Research*, vol. 31, n°111, pp. 2883-2889, 1995.
- [40] N. Romano, B. Brunone et A. Santini, «Numerical analysis of one-dimensional unsaturated flow in layered soils,» *Advances in Water Resources*, vol. 21, n°14, pp. 315-324, 1998.

-
- [41] P. S. Huyakorn, S. D. Thomas et B. M. Thompson, «Techniques for making finite elements competitive in modeling flow in variably saturated porous media,» *Water Resources Research*, vol. 20, n°18, pp. 1099-1115, 1984.
- [42] S. P. Neuman, «Saturated - unsaturated seepage by finite elements,» *Journal of the Hydraulics Division*, vol. 99, n°1HY12, pp. 2233-2250, 1973.
- [43] L. Pan, A. W. Warrick et P. J. Wierenga, «Finite element methods for modeling water flow in variably saturated porous media: numerical oscillation and mass-distributed schemes,» *Water Resources Research*, vol. 32, n°16, pp. 1883-1889, 1996.
- [44] M. J. Simpson et T. P. Clement, «Comparison of finite difference and finite element solutions to the variably saturated flow equation,» *Journal of Hydrology*, vol. 210, n°11-2, pp. 49-64, 2003.
- [45] R. E. Ewing et R. F. Heinemann, «Mixed finite element approximation of phase velocities in compositional reservoir simulation,» *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, vol. 47, n°11-2, pp. 161-175, 1984.
- [46] G. Chavent et J. E. Roberts, «A unified physical presentation of mixed, mixed-hybrid finite elements and standard finite difference approximations for the determination of velocities in waterflow problems,» *Advances in Water Resources*, vol. 14, n°16, pp. 329-348, 1991.
- [47] M. Crouzeix et P.-A. Raviart, «Conforming and nonconforming finite element methods for solving the stationary Stokes equations,» *Revue Française d'automatique, informatique, recherche opérationnelle. Mathématique*, vol. 7, n°13, pp. 33-75, 1973.
- [48] N. Trottier, F. Delay, O. Bildstein et P. Ackerer, «Inversion of a dual-continuum approach to flow in a karstified limestone: insight into aquifer heterogeneity revealed by well-test interferences,» *Journal of Hydrology*, vol. 508, n°11, pp. 157-169, 2014.
- [49] E. P. Poeter et M. C. Hill, «Inverse models: a necessary next step in groundwater modeling,» *Ground Water*, vol. 35, n°12, pp. 250-260, 1997.
- [50] R. W. Nelson, «In-place measurement of permeability in heterogeneous media,» *Journal of Geophysical Research*, vol. 65, n°16, pp. 1753-1758, 1960.
- [51] S. P. Neuman, «Calibration of distributed parameter groundwater flow models viewed as a multiple-objective decision process under uncertainty,» *Water Resources Research*, vol. 9, n°14, pp. 1006-1021, 1973.
- [52] W. W.-G. Yeh, «Review of parameter identification procedures in groundwater hydrology: the inverse problem,» *Water Resources Research*, vol. 22, n°12, pp. 95-108, 1986.
- [53] J. Carrera et S. P. Neuman, «Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions: 1. maximum likelihood method incorporating prior information,» *Water Resources Research*, vol. 22, n°12, pp. 199-210, 1986.
- [54] F. Hassane Maina, F. Delay et P. Ackerer, «Estimating initial conditions for groundwater flow modeling using an adaptive inverse method,» *Journal of Hydrology*, vol. 552, pp. 52-61, 2017.
- [55] Y. Zhang, «Nonlinear inversion of an unconfined aquifer: simultaneous estimation of heterogeneous hydraulic conductivities, recharge rates, and boundary conditions,» *Transport in Porous Media*, vol. 102, n°12, pp. 275-299, 2014.
- [56] J. Hadamar, *Le problème de Cauchy et les équations aux dérivées partielles linéaires hyperboliques*, Paris: Herman, 1932, p. 1032.

- [57] S. Yakowitz et L. Duckstein, «Instability in aquifer identification: theory and case studies,» *Water Resources Research*, vol. 16, n°16, pp. 1045-1064, 1980.
- [58] D. McLaughlin et L. R. Townley, «A reassessment of the groundwater inverse problem,» *Water Resources Research*, vol. 32, n°15, pp. 1131-1161, 1996.
- [59] H. Zhou, J. J. Gómez-Hernández et L. Liangping, «Inverse methods in hydrogeology: evolution and recent trends,» *Advances in Water Resources*, vol. 63, pp. 22-37, 2014.
- [60] N.-Z. Sun et W. W.-G. Yeh, «Identification of parameter structure in groundwater inverse problem,» *Water Resources Research*, vol. 21, n°16, pp. 869-883, 1985.
- [61] J. Carrera, A. Alcolea, A. Medina, J. Hidalgo et L. J. Slooten, «Inverse problem in hydrogeology,» *Hydrogeology Journal*, vol. 13, n°11, pp. 206-222, 2005.
- [62] G. Chavent, «On the theory and practice of non-linear least-squares,» *Advances in Water Resources*, vol. 14, n°12, pp. 55-63, 1991.
- [63] L. R. Bentley, «Influence of the regularization weighting matrix on parameter estimates,» *Advances in Water Resources*, vol. 20, n°14, pp. 231-247, 1997.
- [64] K. H. Coats, J. R. Dempsey et J. H. Henderson, «A new technique for determining reservoir description from field performance data,» *Society of Petroleum Engineers Journal*, vol. 10, n°11, pp. 66-74, 1970.
- [65] R. L. Cooley, «A method of estimating parameters and assessing reliability for models of steady state groundwater flow,» *Water Resources Research*, vol. 13, n°12, pp. 318-324, 1977.
- [66] H. J. Hendricks Franssen, A. Alcolea, M. Riva, M. Bakr, N. van der Wiel, F. Stauffer et A. Guadagnini, «A comparison of seven methods for the inverse modelling of groundwater flow. Application to the characterisation of well catchments,» *Advances in Water Resources*, vol. 32, n°16, pp. 851-872, 2009.
- [67] Y. S. Yoon et W. W.-G. Yeh, «Parameter identification in an inhomogeneous medium with the finite-element method,» *Society of Petroleum Engineers Journal*, vol. 16, n°14, pp. 217-226, 1976.
- [68] H. L. Garay, Y. Y. Haimes et P. Das, «Distributed parameter identification of groundwater systems by nonlinear estimation,» *Journal of Hydrology*, vol. 30, n°11, pp. 47-61, 1976.
- [69] F. T.-C. Tsai et W. W.-G. Yeh, «Characterization and identification of aquifer heterogeneity with generalized parametrization and Bayesian estimation,» *Water Resources Research*, vol. 40, n°110, 2004.
- [70] P. K. Kitanidis et E. G. Vomvoris, «A geostatistical approach to the inverse problem in groundwater modeling (steady state) and one-dimensional simulations,» *Water Resources Research*, vol. 19, n°13, pp. 677-690, 1983.
- [71] C. Certes et G. de Marsily, «Application of the pilot point method to the identification of aquifer transmissivities,» *Advances in Water Resources*, vol. 14, n°15, pp. 284-300, 1991.
- [72] W. W.-G. Yeh et Y. S. Yoon, «Aquifer parameter identification with optimum dimension in parametrization,» *Water Resources Research*, vol. 17, n°13, pp. 664-672, 1981.
- [73] S. Majdalani et P. Ackerer, «Identification of groundwater parameters using an adaptive multiscale method,» *Ground Water*, vol. 49, n°14, pp. 548-559, 2011.
- [74] P. Ackerer, N. Trottier et F. Delay, «Flow in double-porosity aquifers: Parameter estimation using an adaptive multiscale method,» *Advances in Water Resources*, vol. 73, n°11, pp. 108-122, 2014.

-
- [75] E. J. Pebesma et G. B. M. Heuvelink, «Latin Hypercube Sampling of Gaussian Random Fields,» *Technometrics*, vol. 41, n°14, pp. 303-312, 1999.
- [76] M. M. Rajabi, B. Ataie-Ashtiani et H. Janssen, «Efficiency enhancement of optimized Latin hypercube sampling strategies: Application to Monte Carlo uncertainty analysis and meta-modeling,» *Advances in Water Resources*, vol. 76, pp. 127-139, 2015.
- [77] T. J. Ypma, «Historical development of the Newton-Raphson method,» *Society for Industrial and Applied Mathematics Review*, vol. 37, n°14, pp. 531-551, 1995.
- [78] R. Fletcher, *Practical methods of optimization*, New York: John Wiley and Sons, 1987.
- [79] R. H. Byrd, P. Lu, J. Nocedal et C. Zhu, «A limited memory algorithm for bound constrained optimization,» *Journal of Scientific Computing*, vol. 16, n°15, pp. 1190-1208, 1995.
- [80] P. Bosser, «Introduction à l'interpolation spatiale et aux géostatistiques,» Ecole Nationale des Sciences Géographiques, Champs-sur-Marne, 2013.
- [81] H. Prautzsch, W. Boehm et M. Paluszny, *Bézier and B-spline techniques*, New York: Springer, 2002.
- [82] M. J. Pyrcz et C. V. Deutsch, *Geostatistical reservoir modeling*, New York: Oxford University Press, 2002.
- [83] E. H. Isaaks et R. M. Srivastava, *An introduction to applied geostatistics*, New York: Oxford University Press, 1989.
- [84] D. G. Krige, «A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand,» *Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy*, vol. 52, n°16, pp. 119-139, 1951.
- [85] G. Matheron, *Traité de géostatistique appliquées*, Orléans: BRGM, 1962.
- [86] R. A. Olea, *Geostatistics for engineers and earth scientists*, New-York: Springer US, 1999.
- [87] L. Leifsson, S. Koziel et E. Jonsson, «Wing aerodynamic shape optimization by space mapping,» *Simulation and Modeling Methodologies, Technologies and Applications*, vol. 256, n°11, pp. 319-332, 2014.
- [88] A. G. Journel, «Nonparametric estimation of spatial distributions,» *Journal of the International Association for Mathematical Geology*, vol. 15, n°13, pp. 445-468, 1983.
- [89] P. K. Kitanidis, *Introduction to geostatistics: applications to hydrogeology*, Cambridge: Cambridge University Press, 1997.
- [90] M. Maleki, X. Emery et N. Mery, «Indicator variograms as an aid for geological interpretation and modeling of ore deposits,» *Minerals*, vol. 7, n°11, p. 241, 2017.
- [91] G. Mariethoz et J. Caers, *Multiple-point geostatistics: stochastic modeling with training images*, Hoboken: Wiley, 2014.
- [92] G. Mariethoz, «When should we use multiple-point geostatistics?,» chez *Handbook of mathematical geosciences*, New York, Springer, 2018, pp. 645-653.
- [93] X. L. He, T. O. Sonnenborg, F. Jorgensen et K. H. Jensen, «The effect of training image and secondary integration with multiple-point geostatistics in groundwater modelling,» *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 18, n°11, pp. 2943-2954, 2014.

- [94] A. G. Journel et C. V. Deutsch, *GSLIB: Geostatistical Software Library and User's Guide*, Oxford University Press, 1992.
- [95] P. A. Gagniu, *Markov Chains: from theory to implementation and experimentation*, New York City: Wiley, 2017.
- [96] S. Kirkpatrick, C. D. Gelatt Jr. et M. P. Vecchi, «Optimization by simulated annealing.» *Science*, vol. 220, n°14598, pp. 671-680, 1983.
- [97] X. He, J. Koch, T. O. Sonnenborg, F. Jorgensen, C. Schamper et J. C. Refsgaard, «Transition probability-based stochastic geological modeling using airborne geophysical data and borehole data,» *Water Resources Research*, vol. 50, n°11, pp. 3147-3169, 2014.
- [98] G. Weissmann, A. Pickel, K. C. McNamara, J. D. Frechette, I. Kalinovich, R. Allen-King et I. Jankovic, «Characterization and quantification of aquifer heterogeneity using outcrop analogs at the Canadian Forces Base Borden, Ontario, Canada,» *Geological Society of America Bulletin*, vol. 127, n°17, pp. 1021-1035, 2015.
- [99] J. H. Fleckenstein et G. E. Fogg, «Efficient upscaling of hydraulic conductivity in heterogeneous alluvial aquifers,» *Hydrogeology Journal*, vol. 16, n°17, pp. 1239-1250, 2008.
- [100] S. Frei, J. H. Fleckenstein, S. J. Kollet et R. M. Maxwell, «Patterns and dynamics of river-aquifer exchange with variably-saturated flow using a fully-coupled model,» *Journal of Hydrology*, vol. 375, n°13-4, pp. 383-393, 2009.
- [101] N. B. Engdahl, E. T. Vogler et G. S. Weissmann, «Evaluation of aquifer heterogeneity effects on river flow loss using a transition probability framework,» *Water Resources Research*, vol. 46, 2010.
- [102] R. A. Freeze, «Three-dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin,» *Water Resources Research*, vol. 7, n°12, pp. 347-366, 1971.
- [103] T. N. Narasimhan, «Darcy's law and unsaturated flow,» *Vadose Zone Journal*, vol. 3, n°14, p. 1059, 2004.
- [104] M. G. Schaap et M. T. van Genuchten, «A modified Mualem-van Genuchten formulation for improved description of the hydraulic conductivity near saturation,» *Vadose Zone Journal*, vol. 5, n°11, pp. 27-34, 2005.
- [105] O. Ippisch, H. J. Vogel et P. Bastian, «Validity limits for the van Genuchten-Mualem model and implications for parameter estimation and numerical simulation,» *Advances in Water Resources*, vol. 29, n°112, pp. 1780-1789, 2006.
- [106] C. I. Steefel, C. A. J. Appelo, B. Arora, D. Jacques, T. Kalbacher, O. Kolditz, V. Lagneau, P. C. Lichtner, K. U. Mayer, J. C. L. Meeussen, S. Molins, D. Moulton, H. Shao, J. Slmunek, N. Spycher, S. B. Yabusaki et G. T. Yeh, «Reactive transport codes for subsurface environmental simulation,» *Computational Geosciences*, vol. 19, pp. 445-478, 2015.
- [107] F. Brezzi et M. Fortin, *Mixed and hybrid finite element methods*, New York: Springer, 1991.
- [108] B. Belfort, F. Ramasomanana, A. Younes et F. Lehmann, «An efficient lumped mixed hybrid finite element formulation for variably saturated groundwater flow,» *Vadose Zone Journal*, vol. 8, n°12, pp. 352-362, 2009.
- [109] D. A. Di Pietro et A. Ern, *Mathematical aspects of discontinuous Galerkin methods*, Berlin: Springer, 2012.
- [110] N. W. D. Bank, «France map Lambert-93 with rivers and regions-blank.svg,» Wikimedia, [En ligne] https://commons.wikimedia.org/wiki/File:France_map_Lambert-93_with_rivers_and_regions-blank.svg
- [111] OpenStreetMap. [En ligne] <https://www.openstreetmap.org/>

-
- [112] IGN et Corine Land Cover, «Géoportail,» [En ligne] <https://www.geoportail.gouv.fr/>
- [113] D. Joly, T. Brossard, H. Cardot, J. Cavailles, M. Hilal et P. Wavresky, «Les types de climats en France, une construction spatiale,» *Cybergeo : European Journal of Geography (en ligne)*, 2010.
- [114] L. Turc, «Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle,» *Annales Agronomiques*, vol. 12, n°11, pp. 13-49, 1961.
- [115] H. Gaussen et F. Bagnouls, «Les climats biologiques et leur classification,» *Annales de géographie*, vol. 1, n°1355, pp. 193-220, 1957.
- [116] A. Darlot et C. Lecarpentier, «Cartographie de l'évapotranspiration potentielle : son utilisation pour la détermination des besoins en eau d'irrigation,» *Union Géodésique et Géophysique Internationale*, vol. 1, n°162, pp. 143-149, 1963.
- [117] E. Gibert, «Modèle hydrogéologique actualisé dédié au site de Marcoule (Martcoule 2016) : conceptualisation, données d'entrée et calage,» CEA Cadarache/DEN/CAD/DTN/SMTA/LMTE, Saint-Paul-Lez-Durance, 2017.
- [118] BRGM, «InfoTerre,» [En ligne] <https://infoterre.brgm.fr/>
- [119] ANDRA, *Carte géologique du centre de Marcoule (REG/053)*, 1997.
- [120] IdéesEaux, CETRA, Fondasol, GEE et SUNFOR, «Rapport de suivi piézométrique pour les campagnes de mesures de l'année 2017-2018,» CEA, Marcoule, 2019.
- [121] J. R. Daum, J. F. Desprats et F. Durand, «Précipitations efficaces moyennes annuelles en France (1965-1994),» BRGM, Montpellier, 1996.
- [122] S. Nofal, «Etude du fonctionnement hydrodynamique de la nappe alluviale d'Avignon : impact de l'usage du sol sur les mécanismes de recharge (Thèse),» Université d'Avignon, Avignon, 2014.
- [123] R. Amat-Chantoux, «Contribution à l'étude hydrogéologique de la vallée du Rhône entre Valence et Montélimar,» BRGM, Villeurbanne, 1974.
- [124] F. Paran, F. Arthaud, M. Novel, D. Graillot, G. Bornette, C. Piscart, P. Marmonier, V. Lavastre, Y. Travi et L. Cadilhac, «Caractérisation des échanges nappes/rivières en milieu alluvionnaire,» Agence de l'eau Rhône Méditerranée Corse, Lyon, 2015.
- [125] G. V. Middleton, «Johannes Walther's law of the correlation of facies,» *Geological Society of America Bulletin*, vol. 38, pp. 979-988, 1973.
- [126] M. G. Shaap et F. J. Leij, «Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions,» *Soil Science*, vol. 163, n°110, pp. 765-779, 1998.
- [127] F. E. Botros, T. Harter, Y. S. Onsoy, A. Tuli et J. W. Hopmans, «Spatial variability of hydraulic properties and sediment characteristics in a deep alluvial unsaturated zone,» *Vadose Zone Journal*, vol. 8, n°12, pp. 276-289, 2009.
- [128] R. Madi, G. H. de Rooik, H. Mielenz et J. Mai, «Parametric soil water retention models: a critical evaluation of expressions for the full moisture range,» *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 22, pp. 1193-1219, 2018.
- [129] P. K. Kitanidis et R. W. Lane, «Maximum likelihood parameter estimation of hydrologic spatial processes by the Gauss-Newton method,» *Journal of Hydrology*, vol. 79, n°11-2, pp. 53-71, 1985.

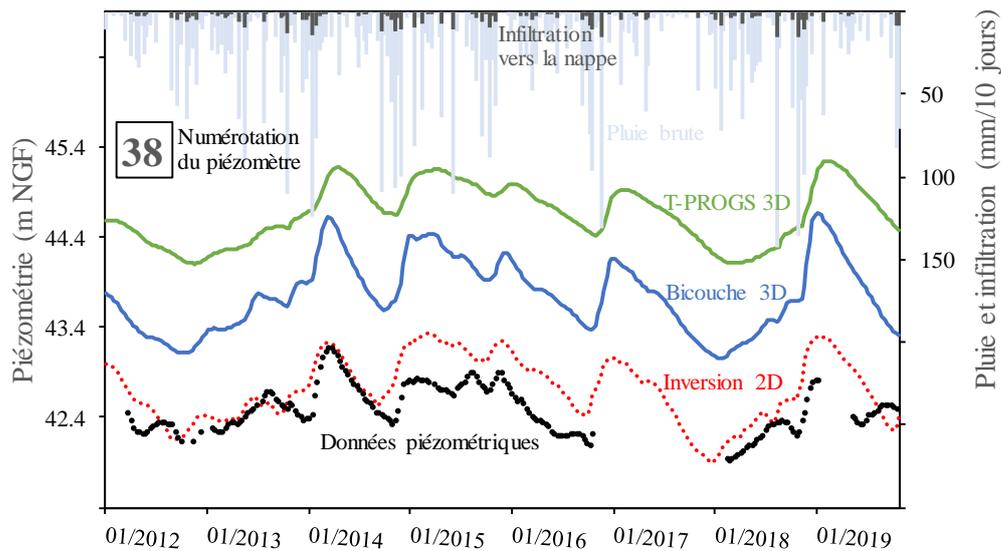
- [130] J. Carrera et S. P. Neuman, «Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions: 2. uniqueness, stability and solution algorithms,» *Water Resources Research*, vol. 22, n°112, pp. 211-227, 1986.
- [131] C. I. Steefel, D. J. DePaolo et P. C. Lichtner, «Reactive transport modeling: an essential tool and a new research approach for the Earth sciences,» *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 240, pp. 539-558, 2005.
- [132] M. Marinoni, «Implementation of isotopes into coupled hydrogeochemical modeling (Thèse),» Université de Strasbourg, Strasbourg, 2018.
- [133] C. I. Steefel et K. T. MacQuarrie, «Approaches to modeling of reactive transport in porous media,» *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 34, n°11, pp. 85-129, 1996.

Annexe 1 : Chroniques piézométriques

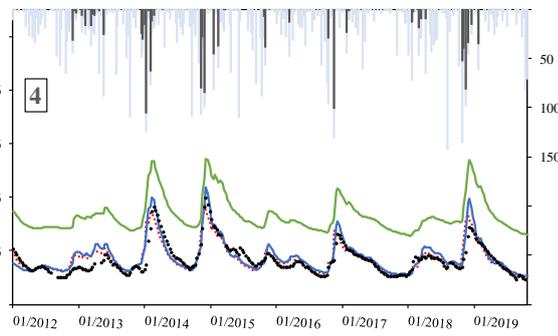
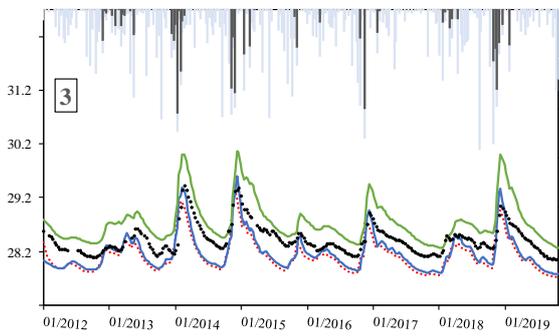
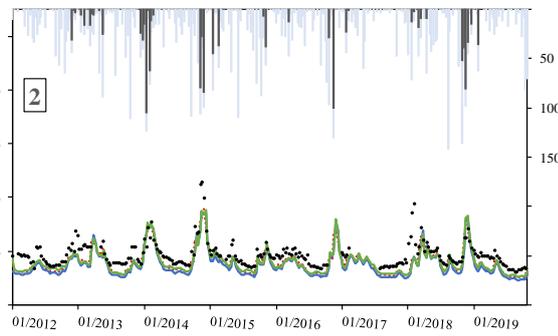
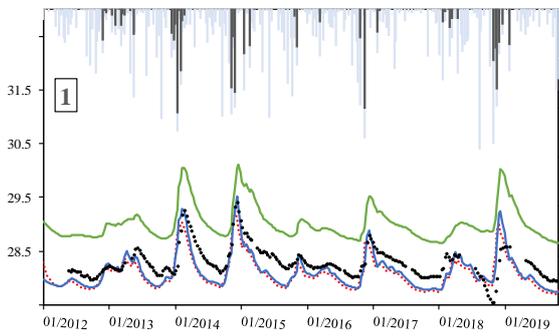
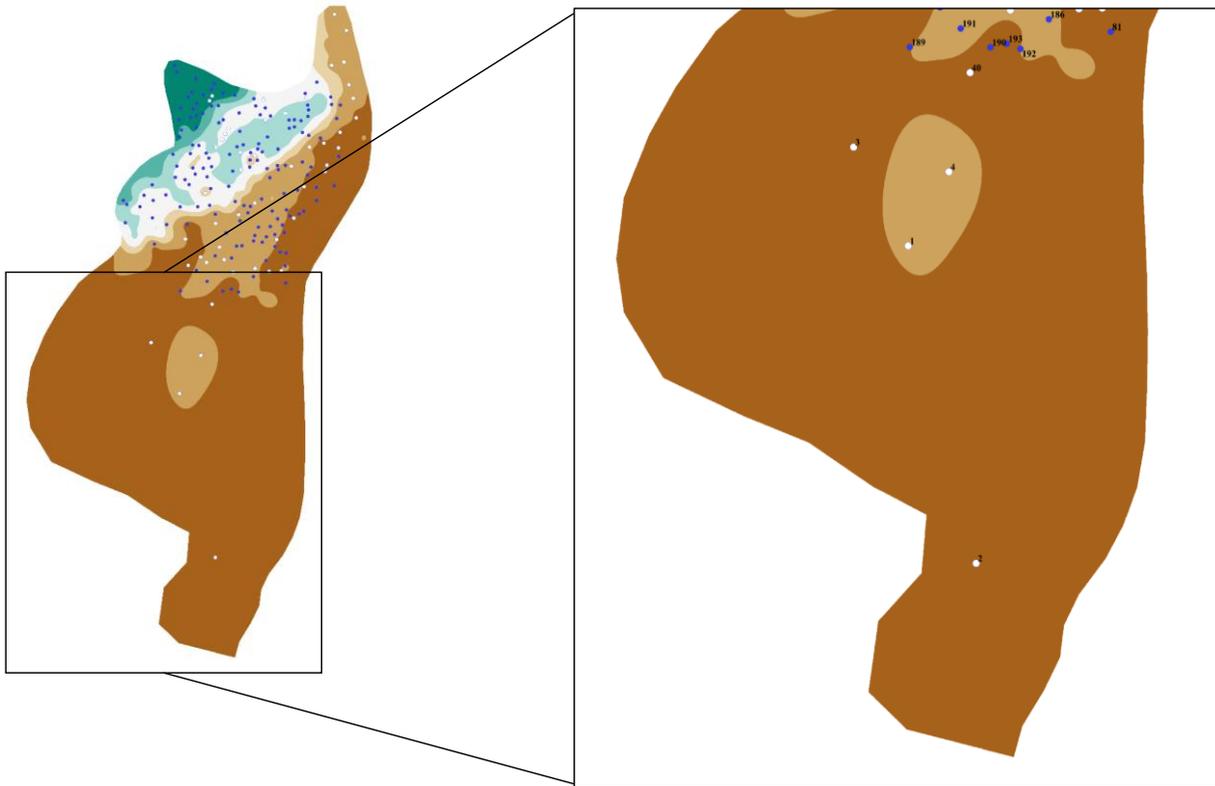
Les chroniques piézométriques des 196 points de contrôle sont reportées avec les informations suivantes :

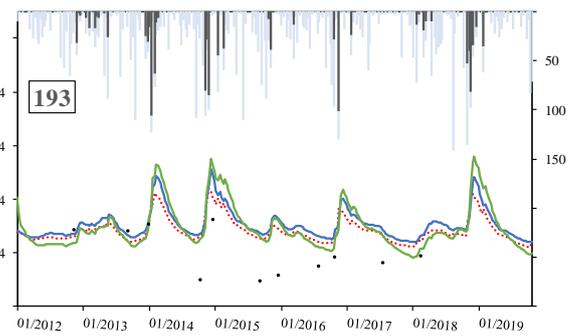
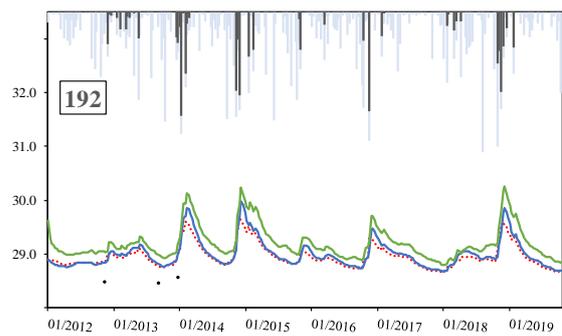
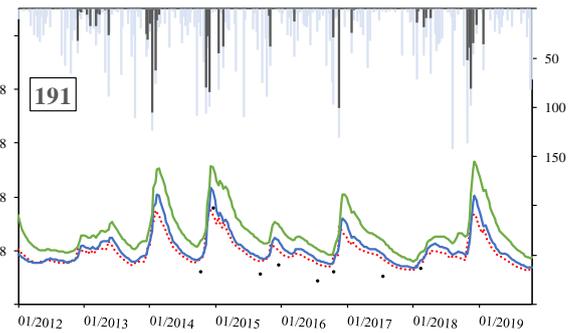
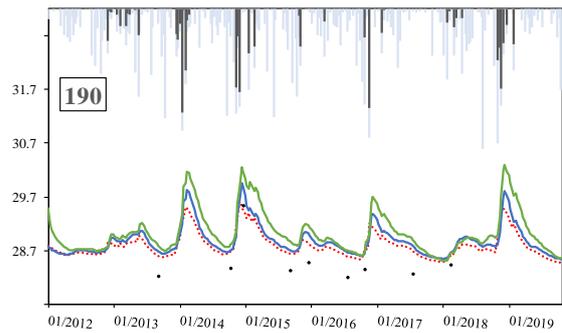
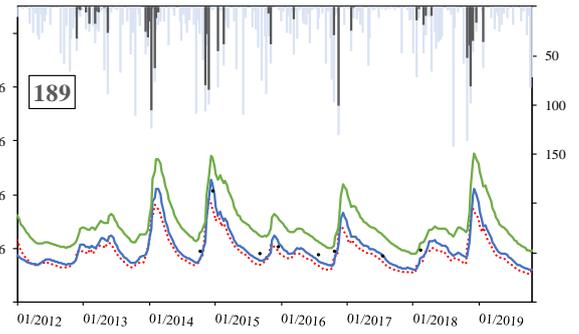
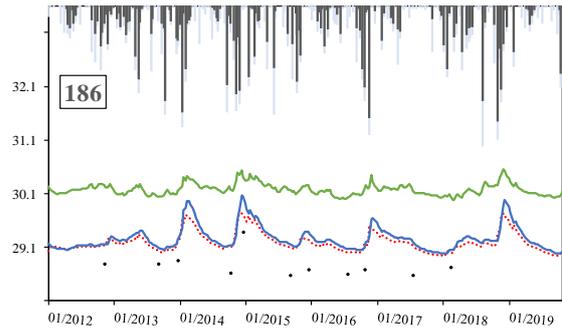
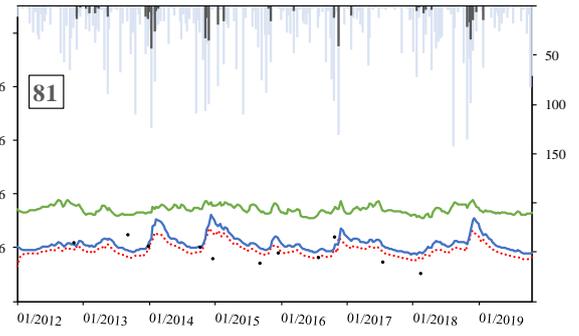
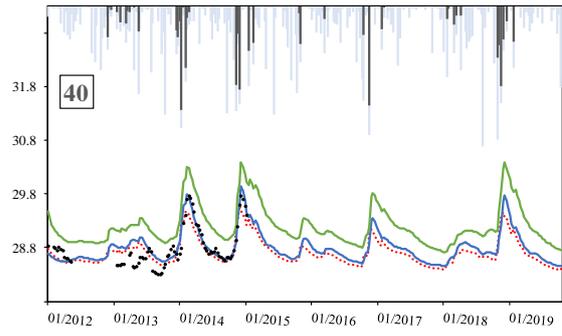
- les charges piézométriques mesurées, utilisées comme données de calage et de validation lors de l'inversion ;
- les charges simulées en 2D sur la base d'un champ de paramètres exemplaire (meilleur calage) ;
- les charges résultants des simulations tridimensionnelles (modèle bicouche déterministe et modèle stochastique T-PROGS) ;
- la pluie brute ;
- l'infiltration simulée en 2D, et réinjectée en 3D (correspondant à la lame résiduelle après soustraction du ruissellement, de l'évapotranspiration et du stockage dans la réserve utile du sol).

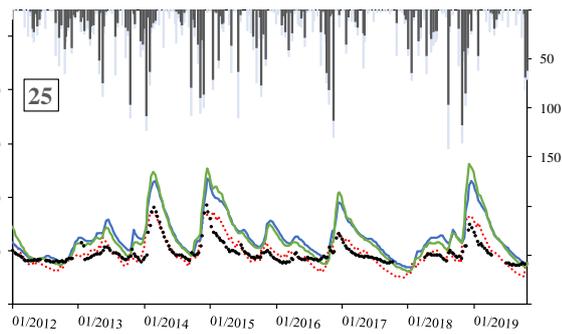
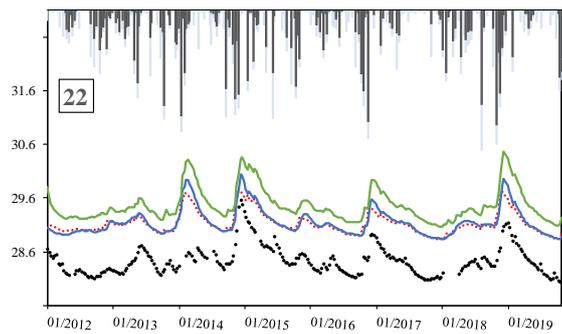
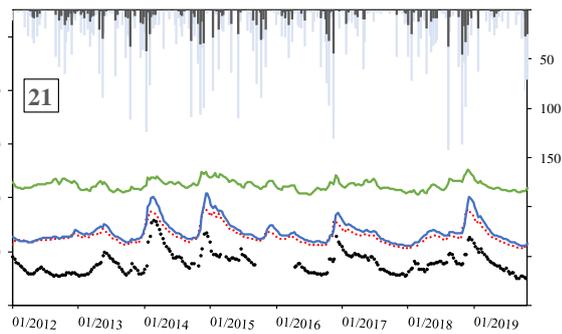
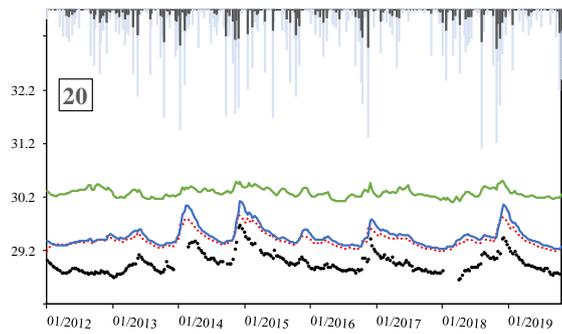
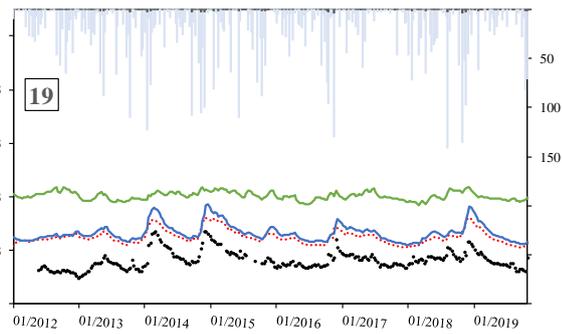
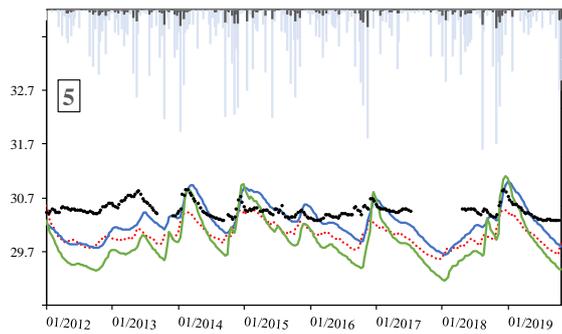
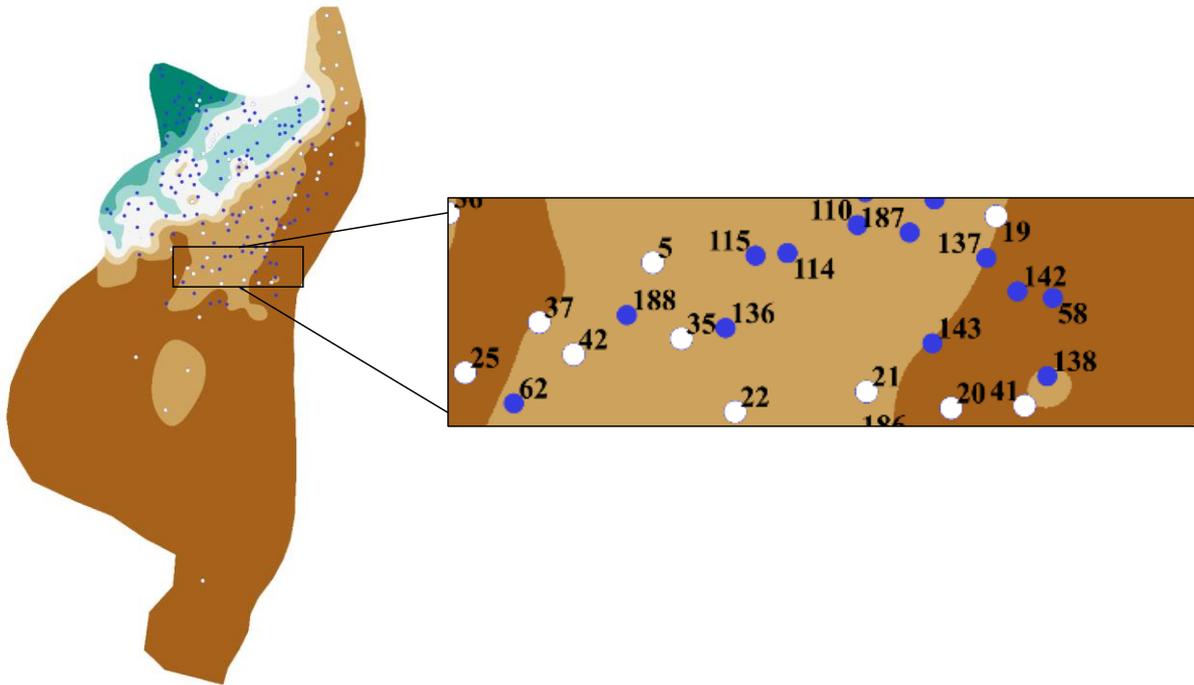
Les graphiques associés à chaque point de contrôle prennent la forme suivante :

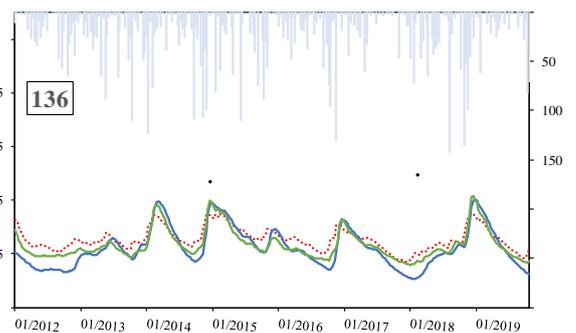
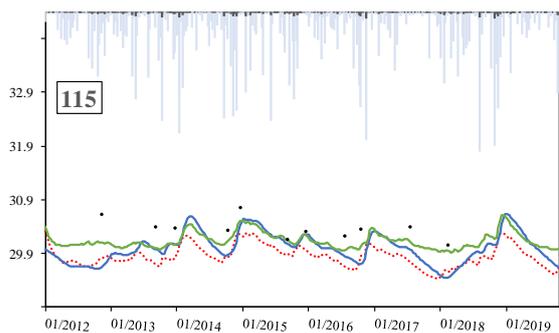
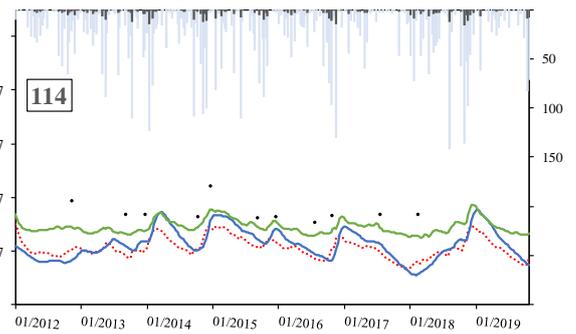
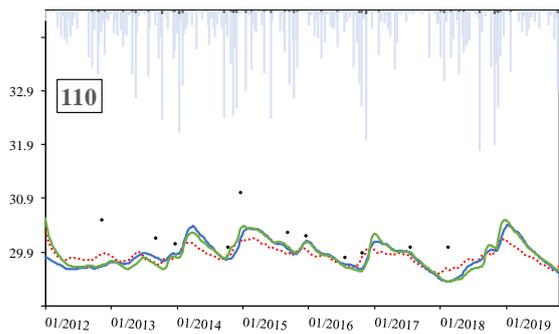
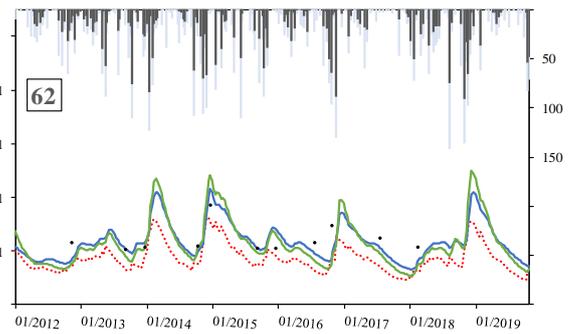
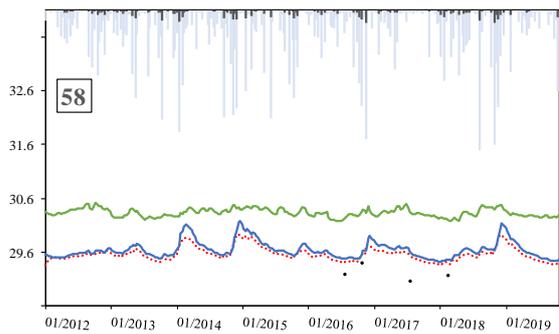
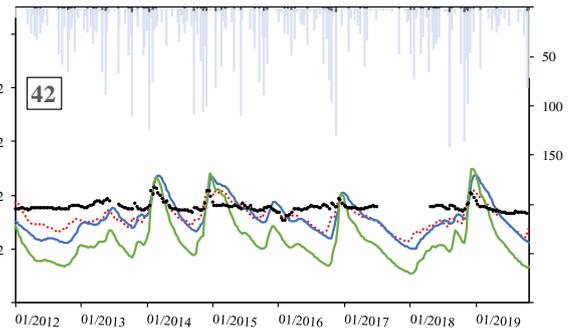
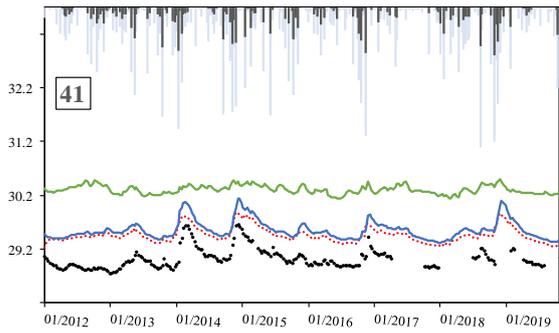
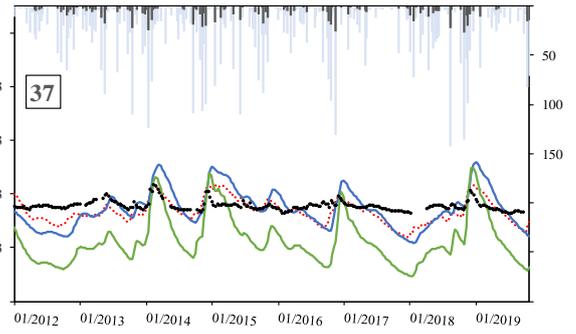
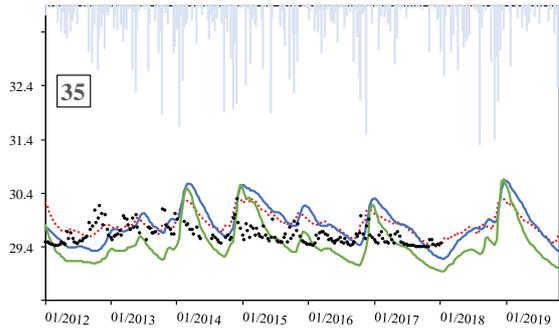


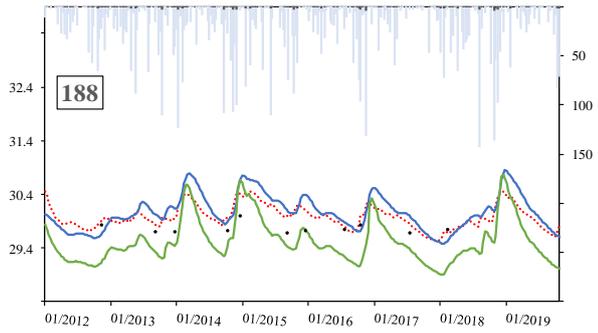
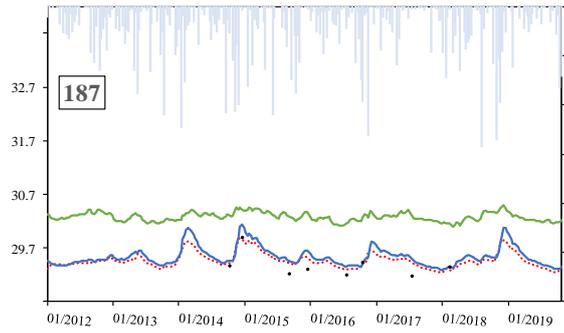
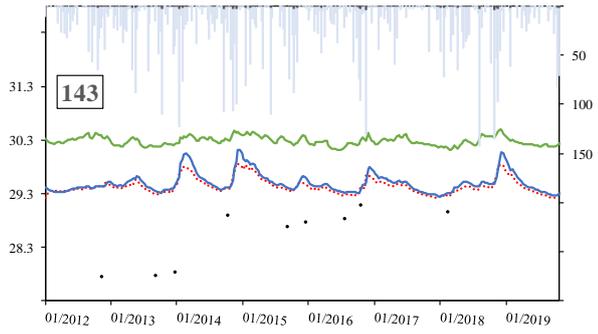
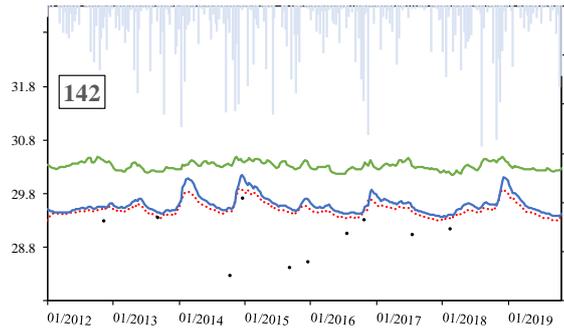
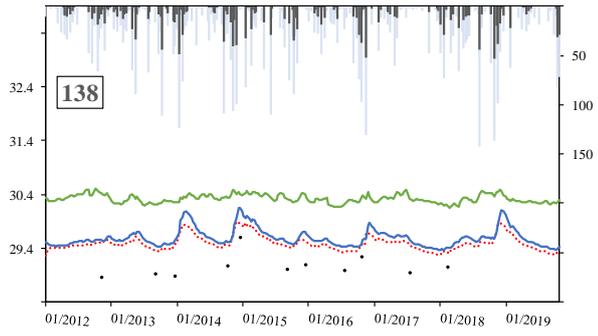
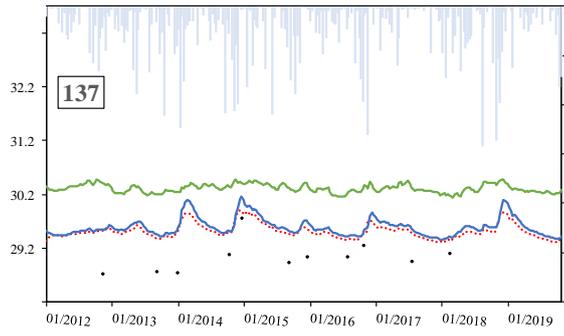
Ces légendes ne sont pas reprises dans l'énumération qui suit afin d'épurer la visualisation.

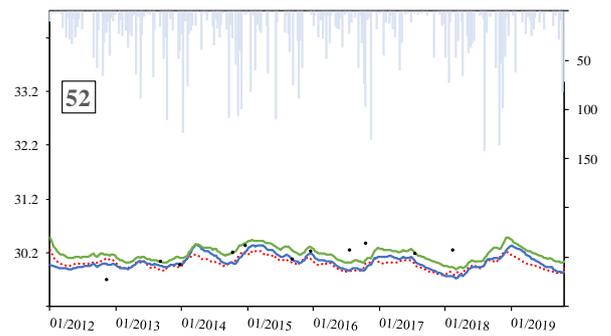
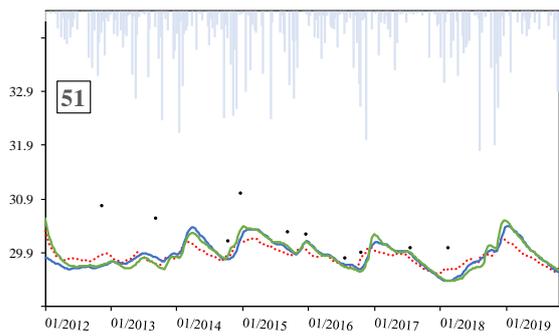
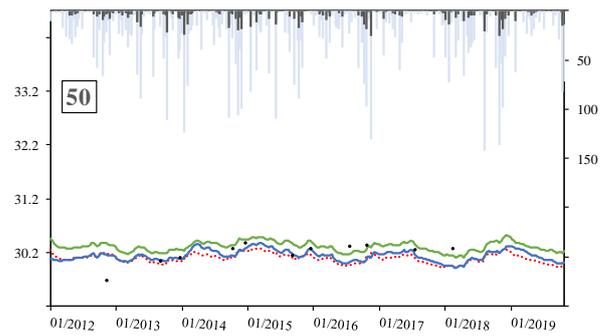
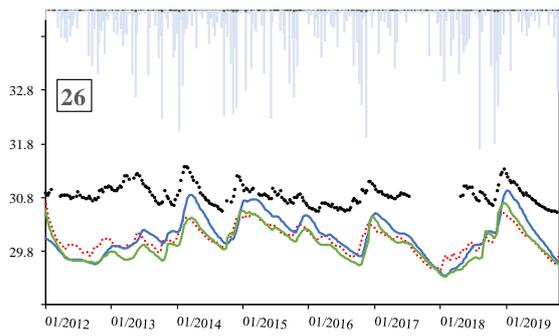
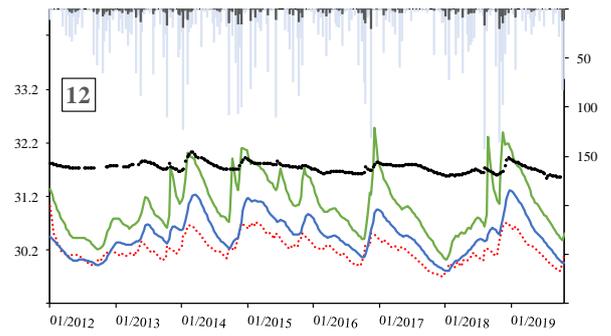
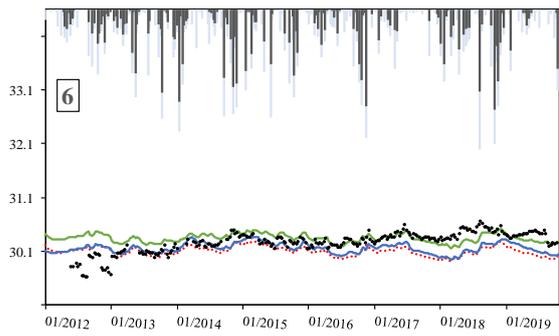
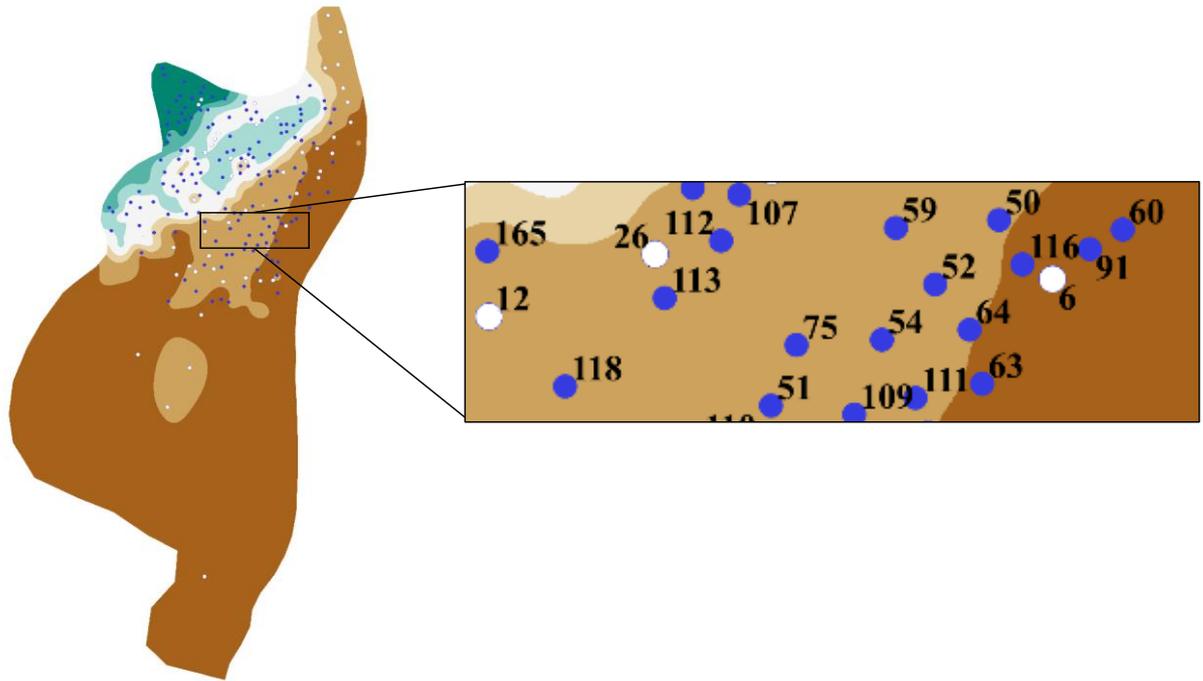






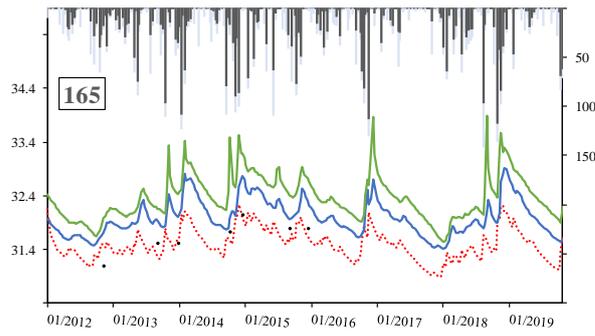
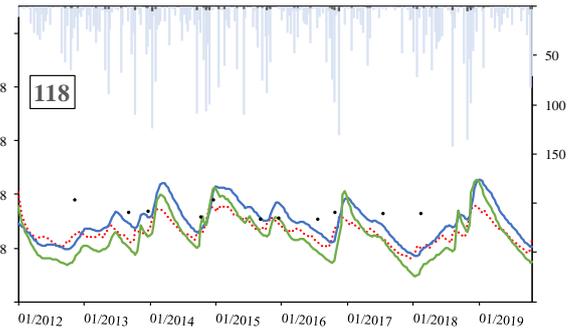
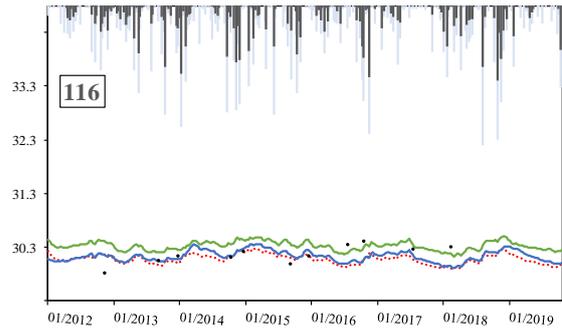
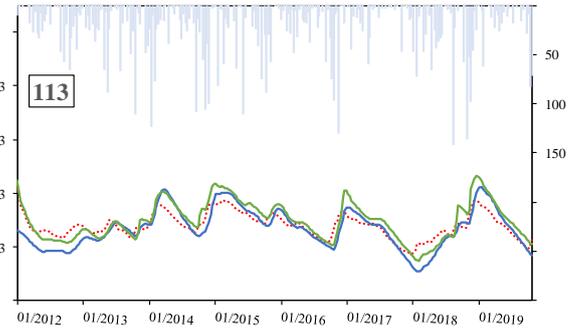
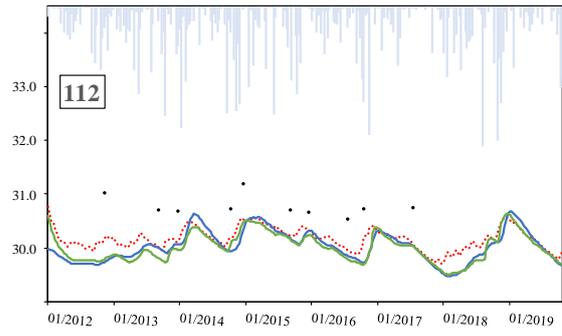


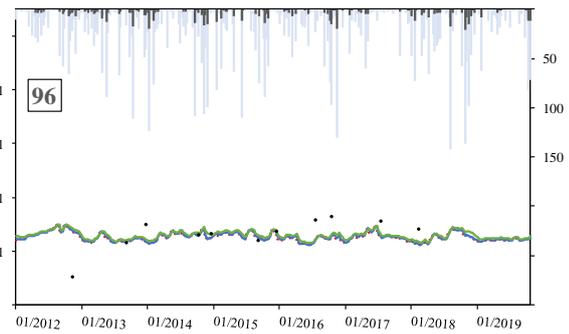
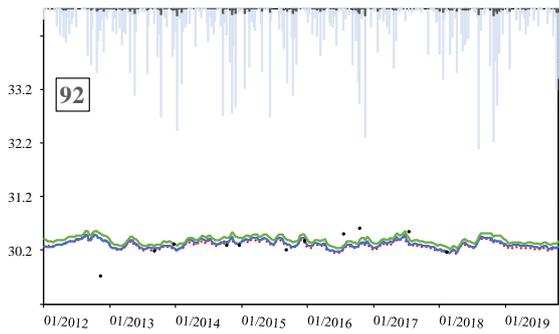
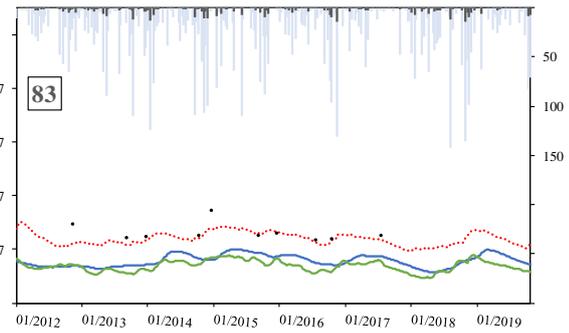
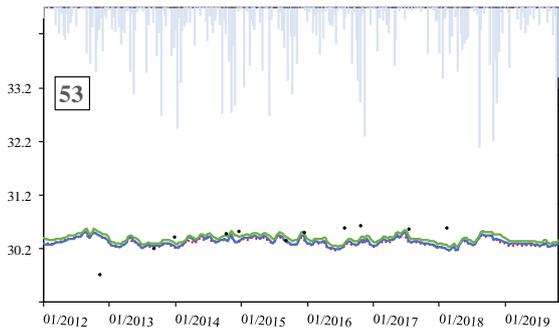
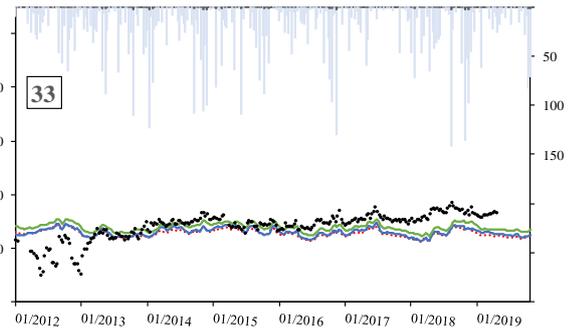
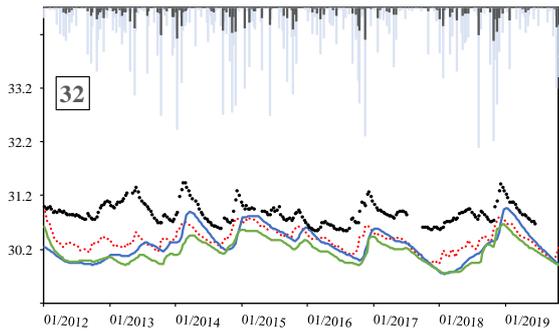
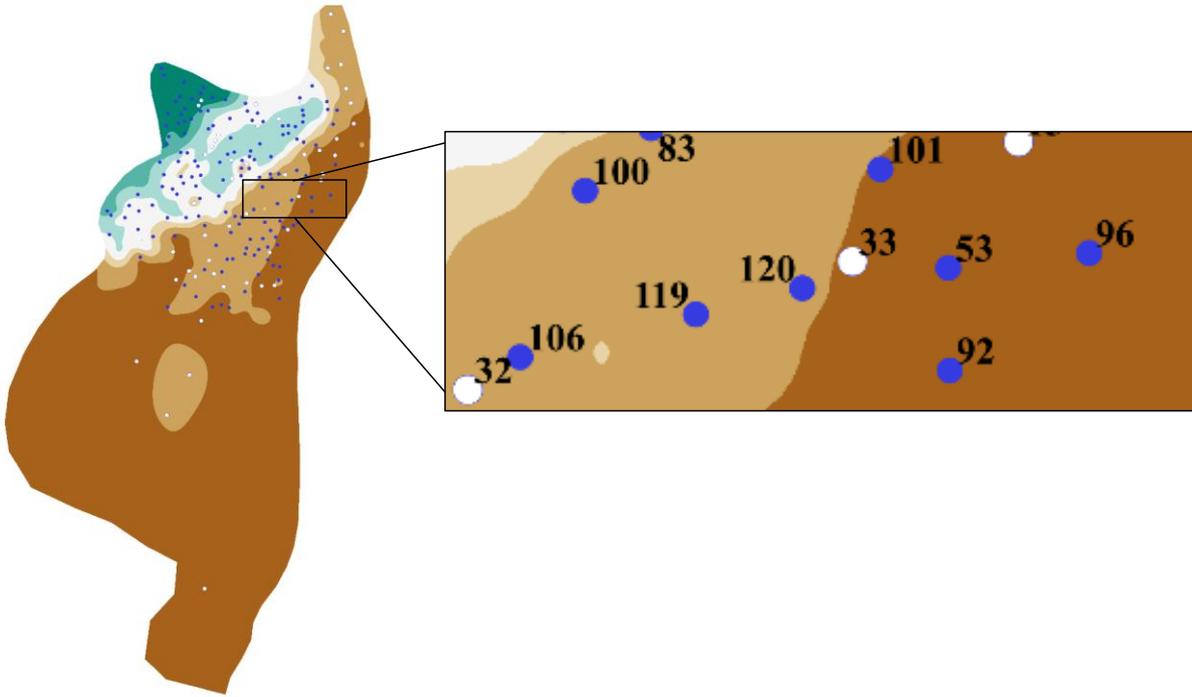


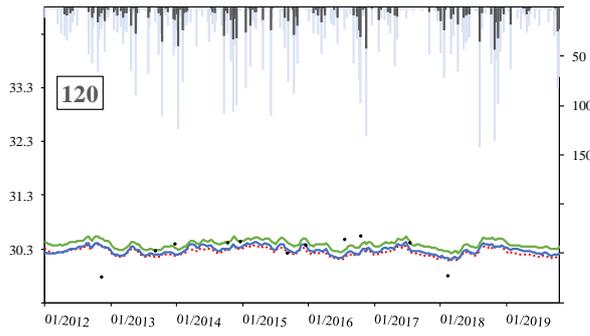
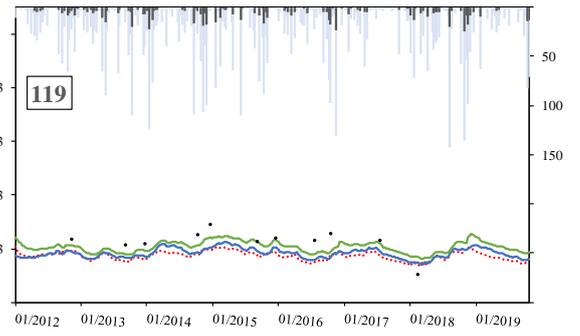
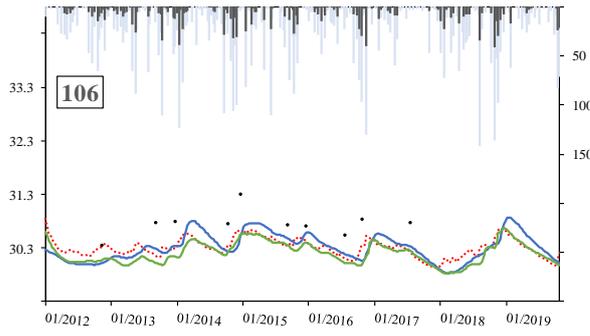
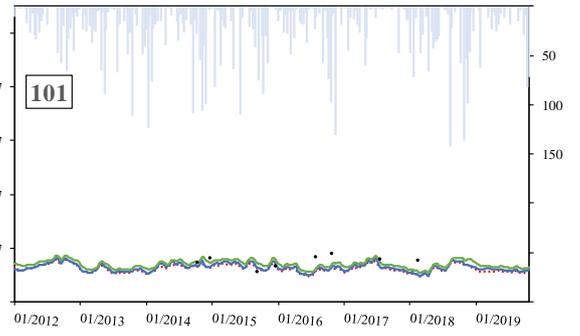
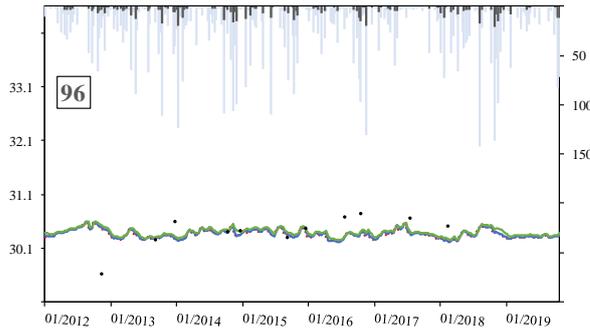


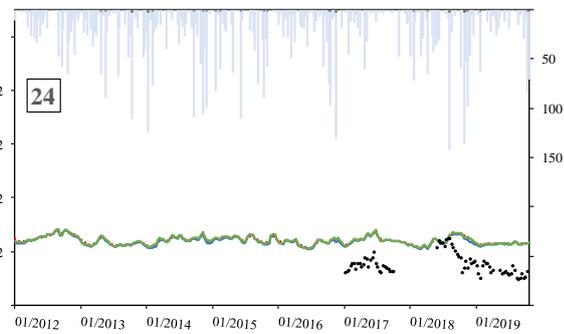
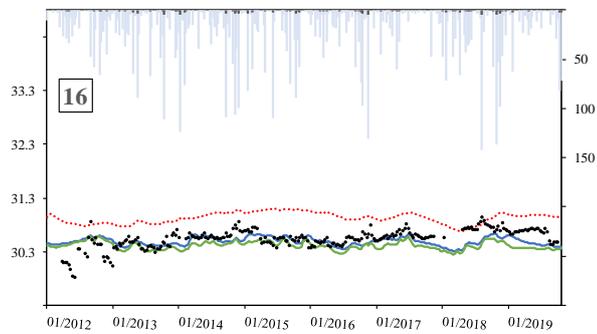
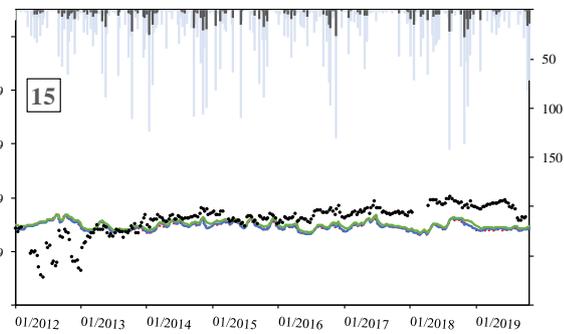
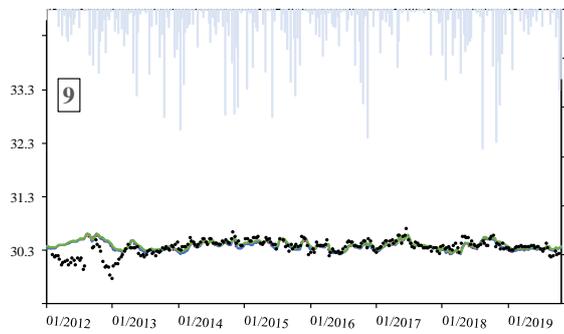
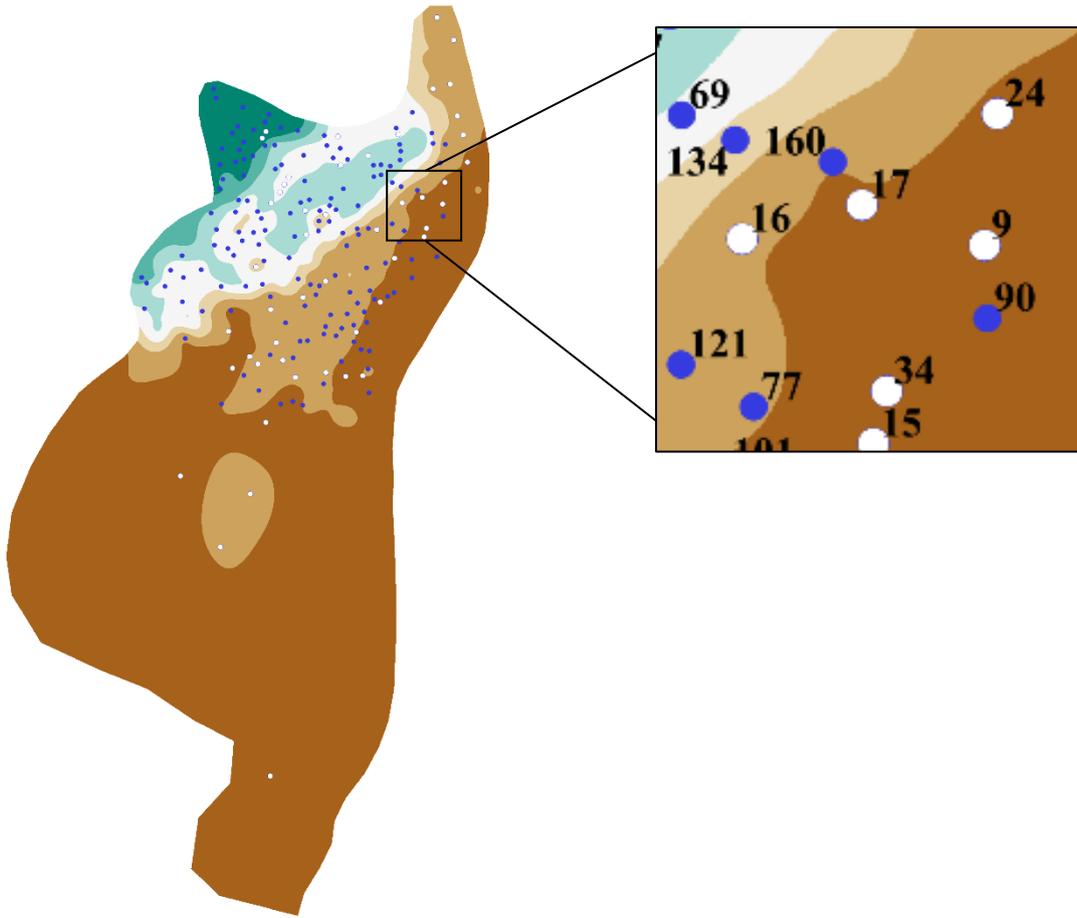
Annexe 1 : Chroniques piézométriques

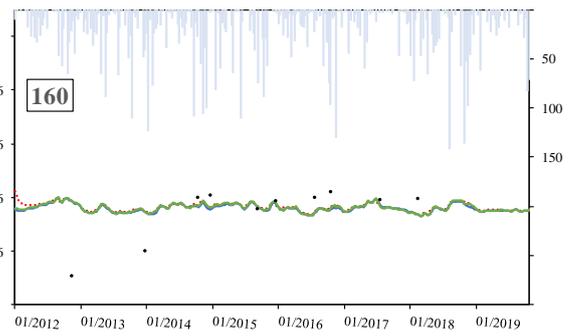
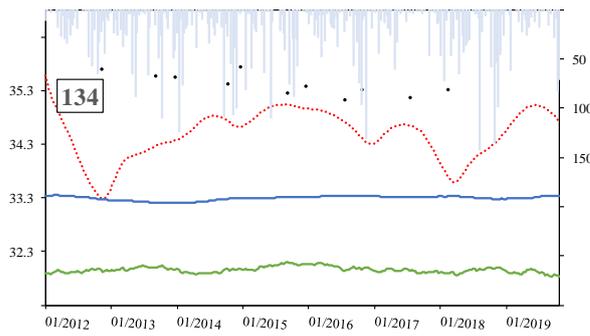
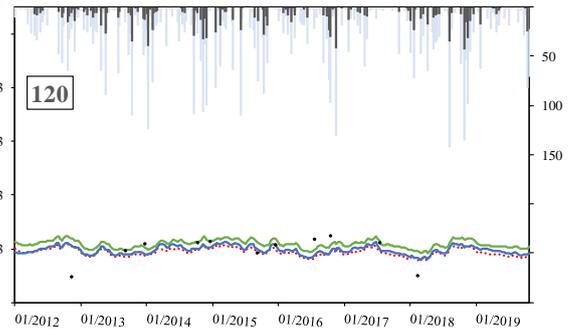
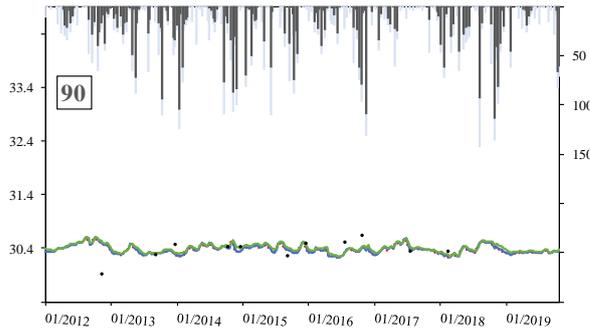
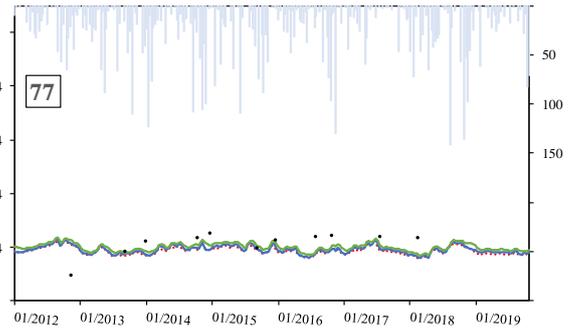
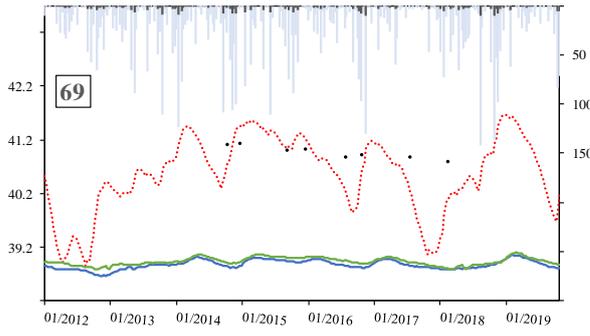
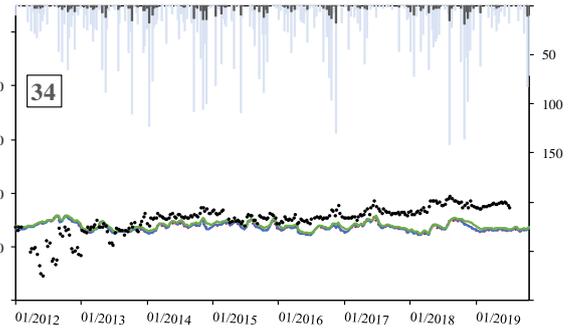
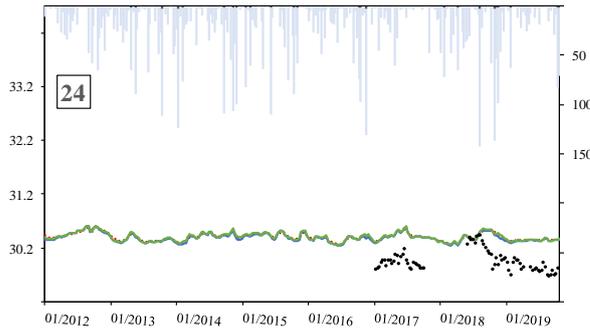


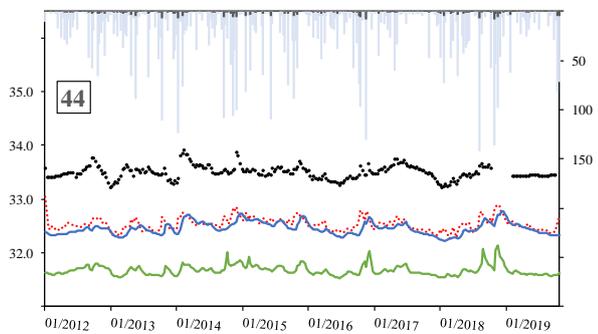
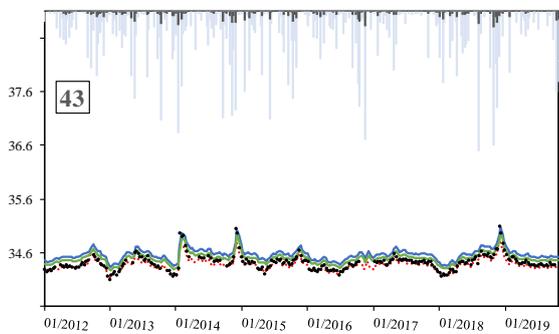
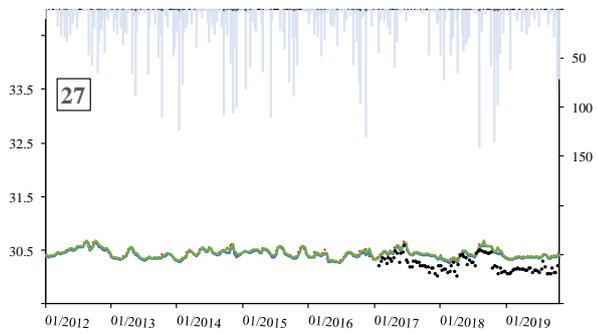
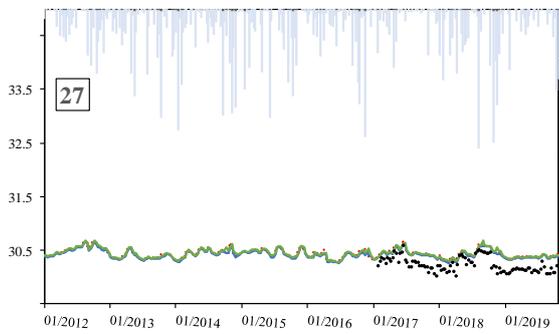
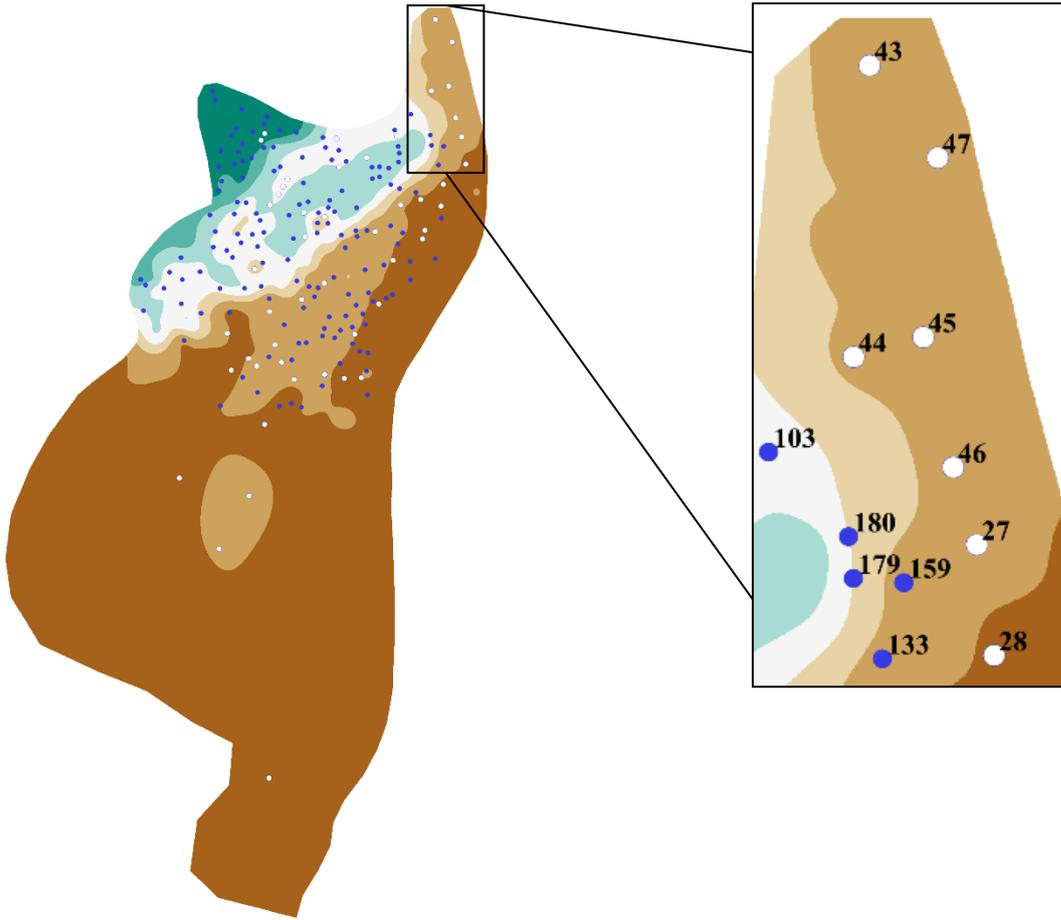


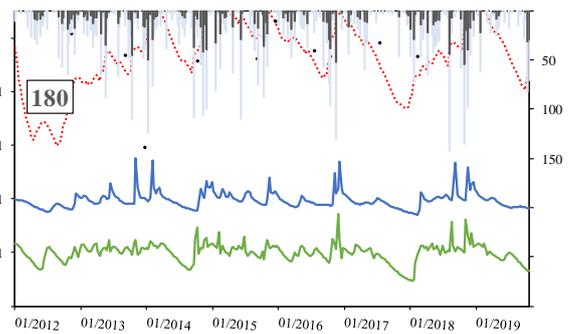
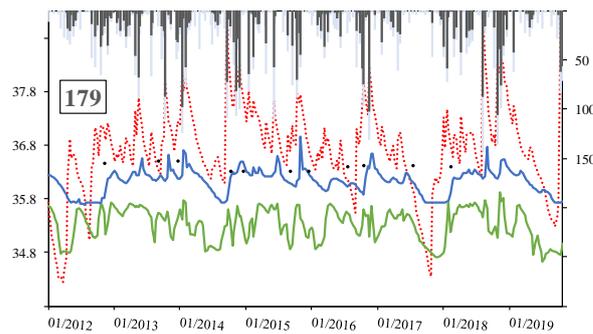
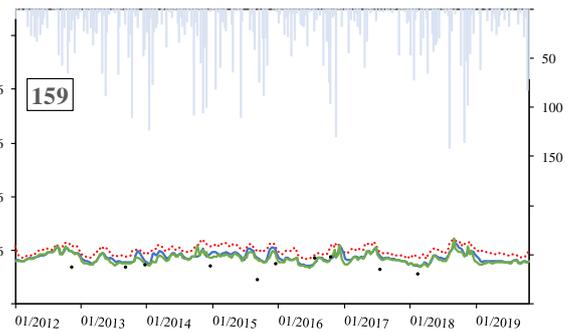
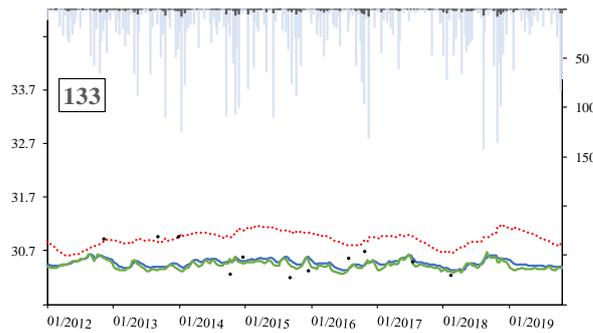
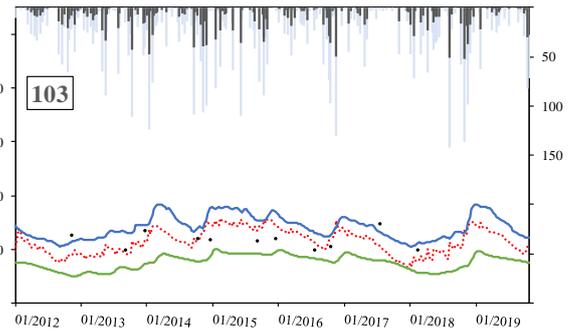
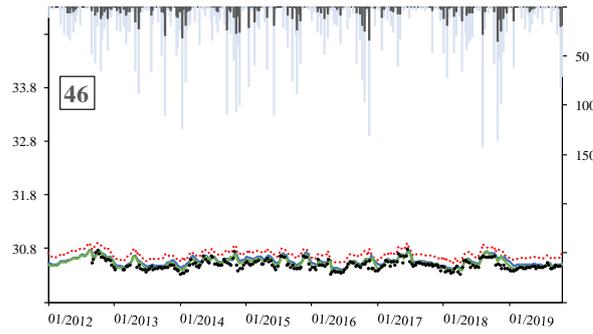
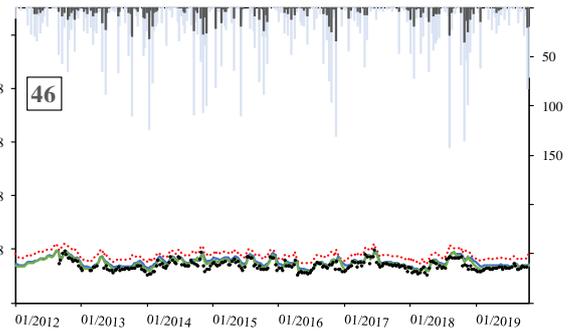
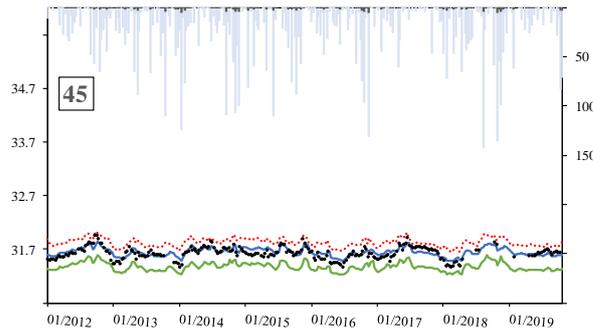


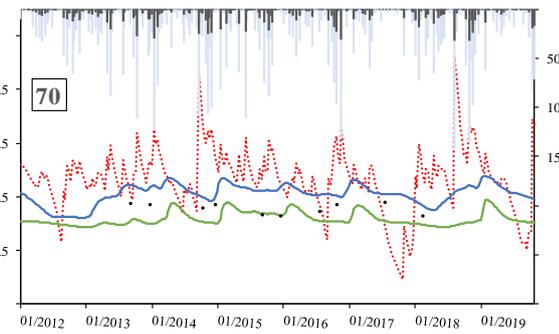
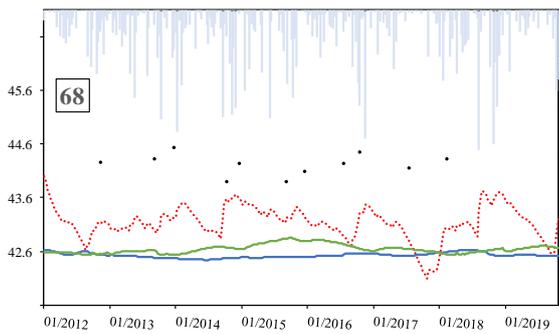
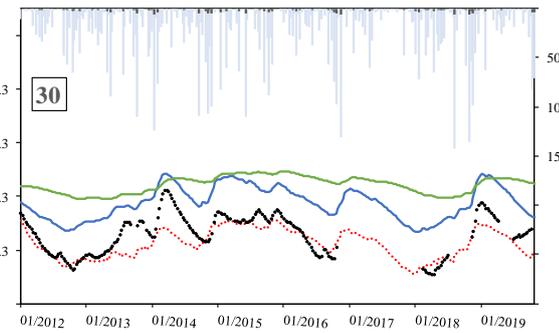
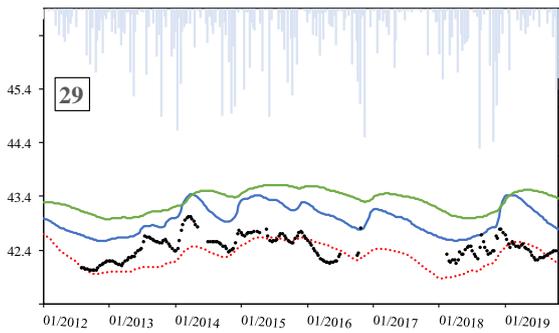
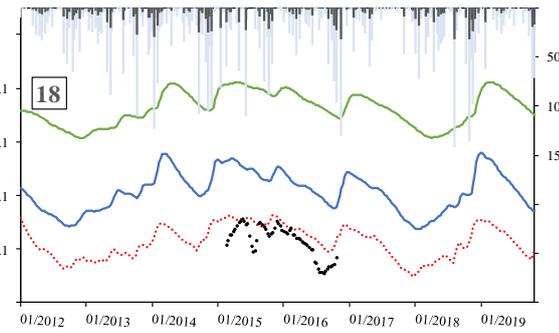
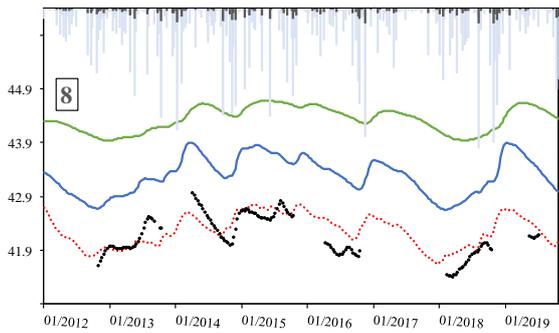
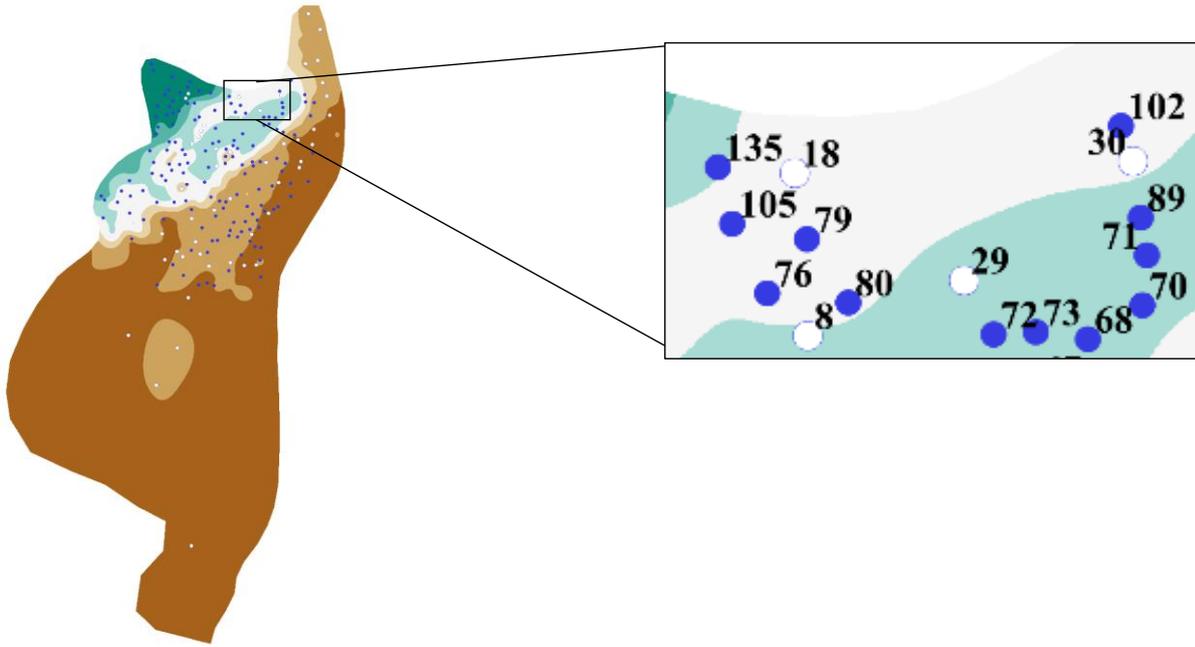


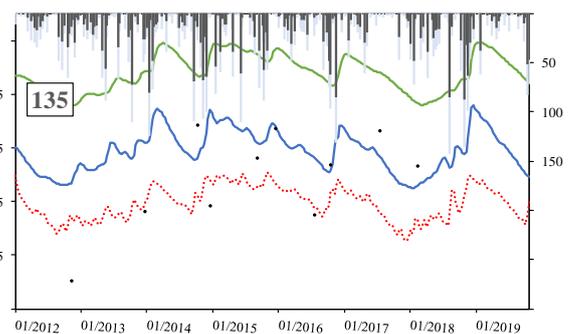
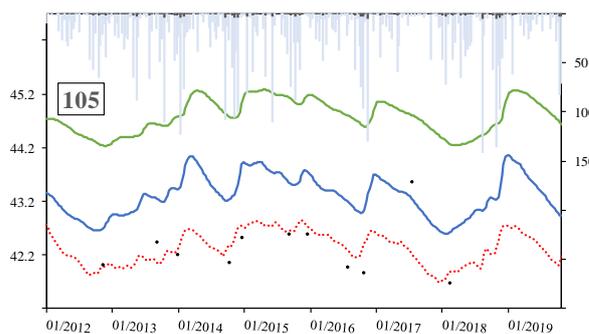
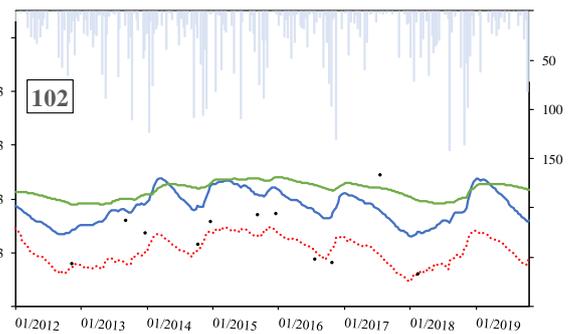
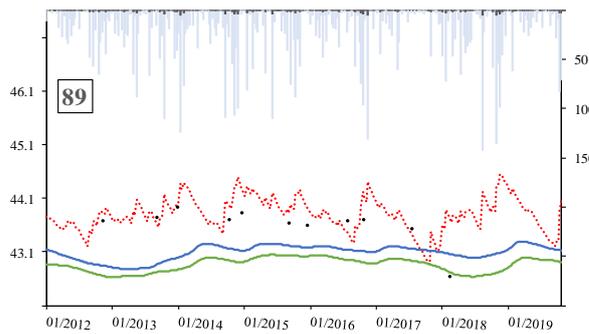
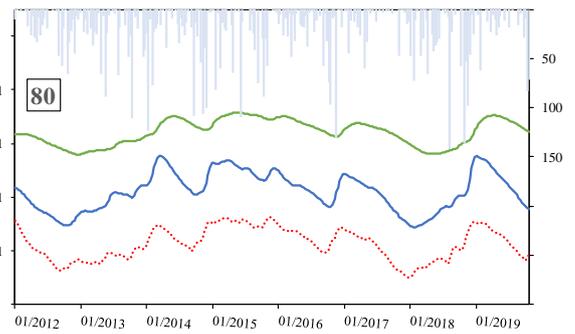
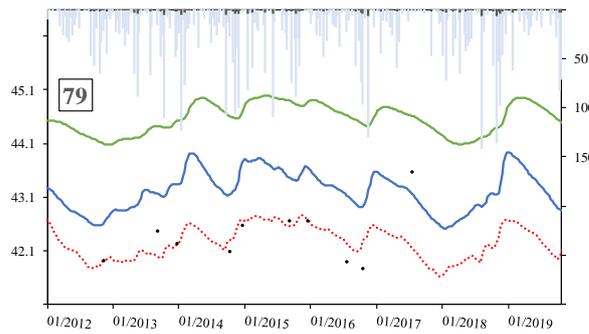
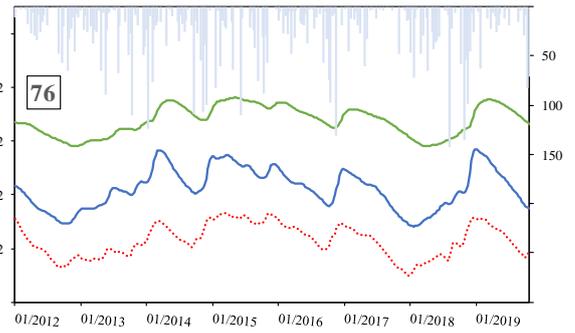
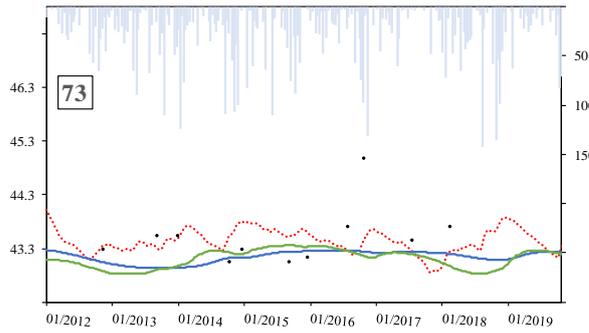
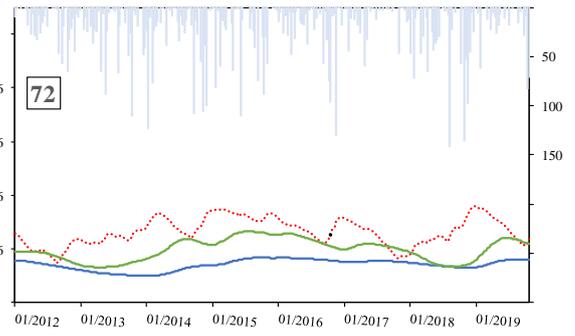
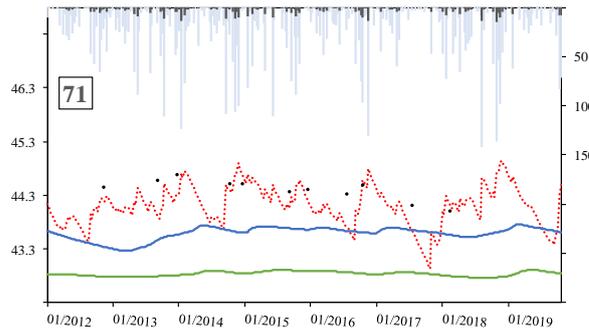


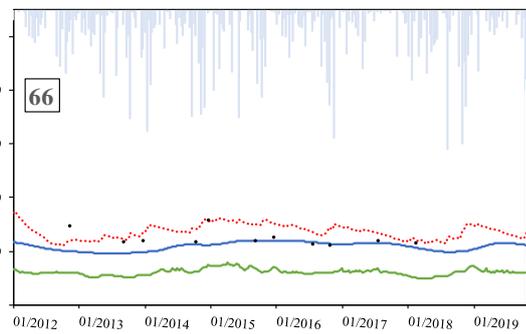
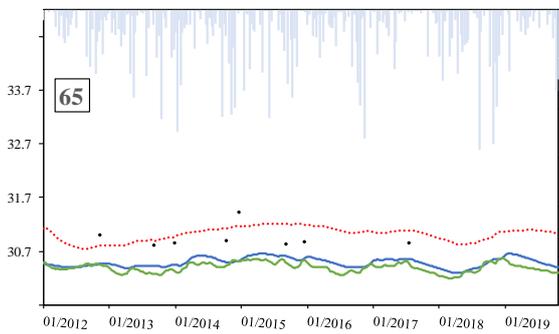
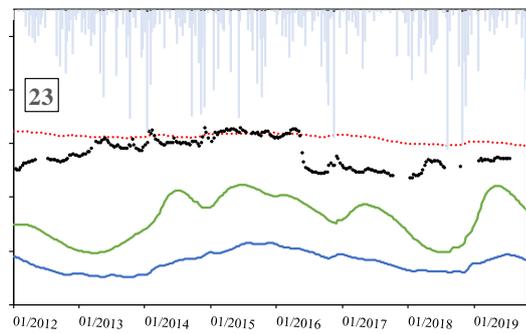
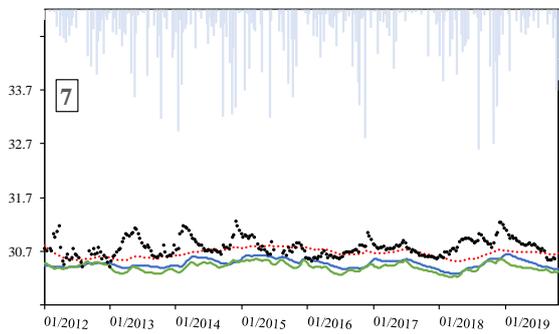
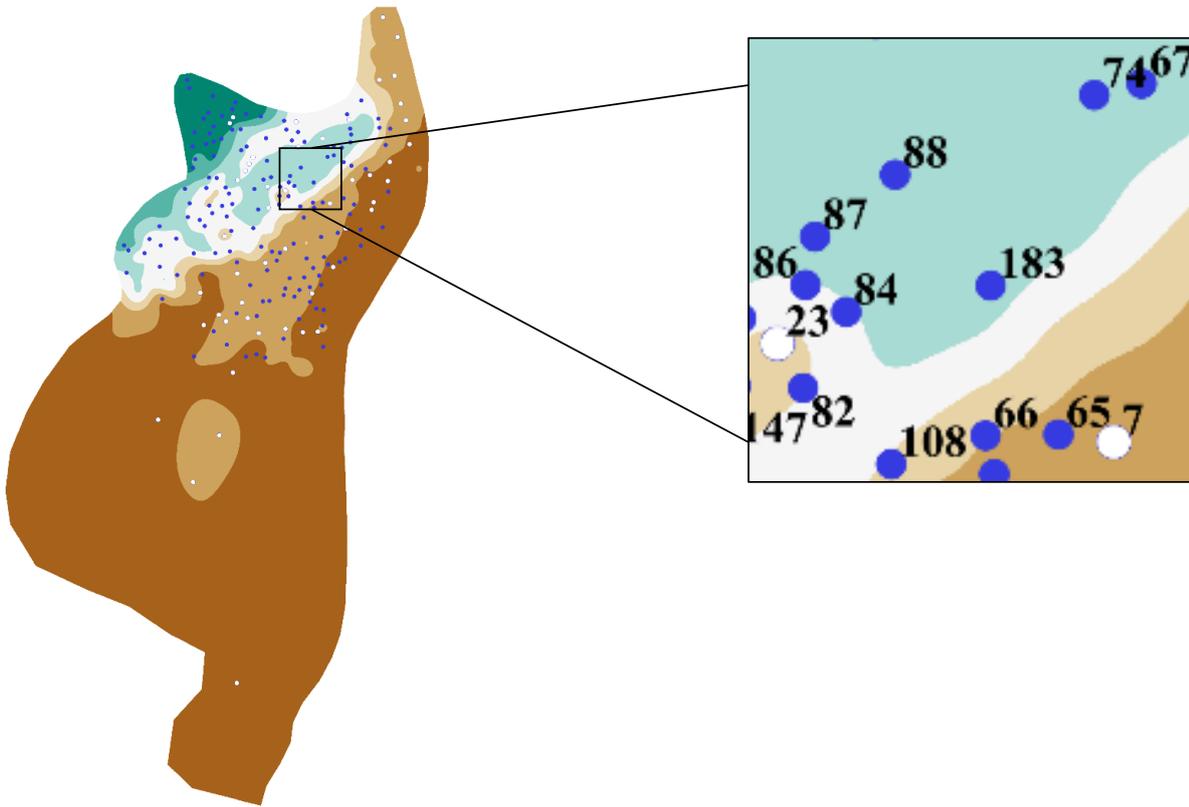


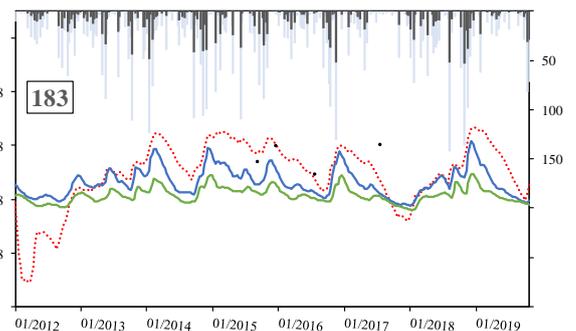
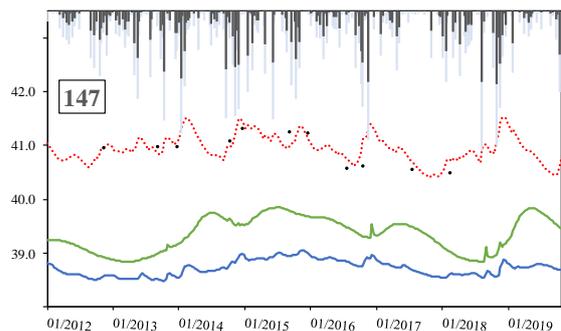
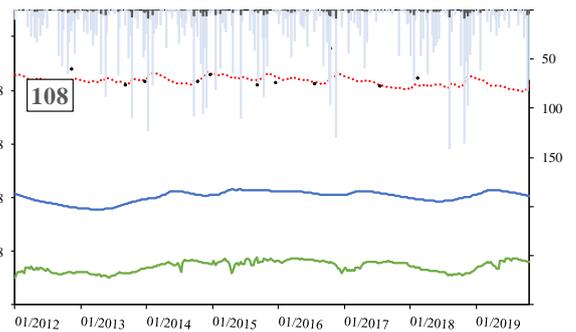
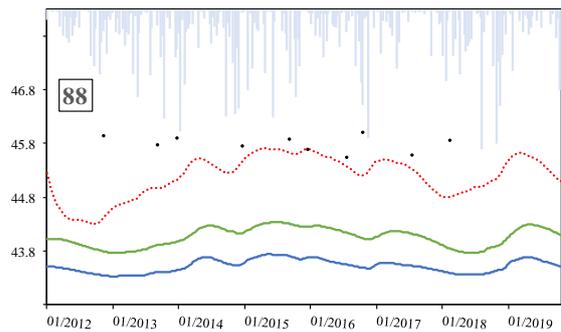
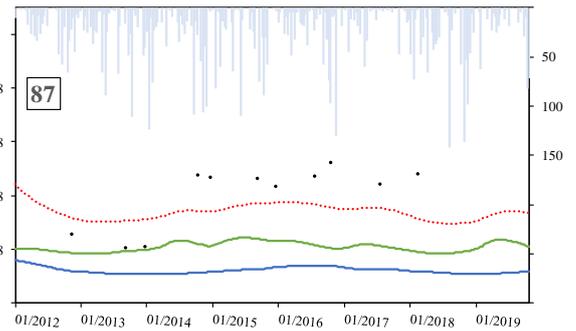
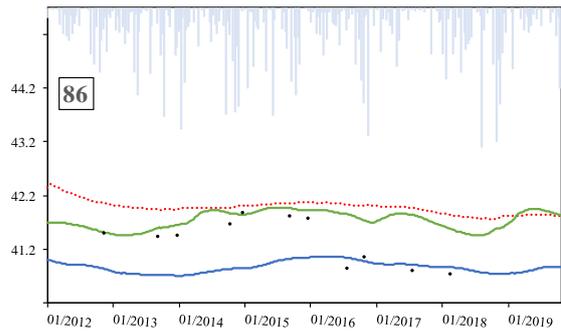
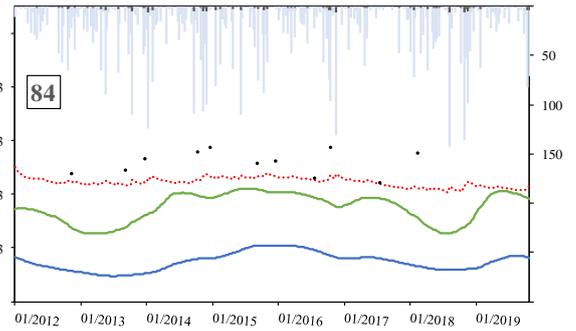
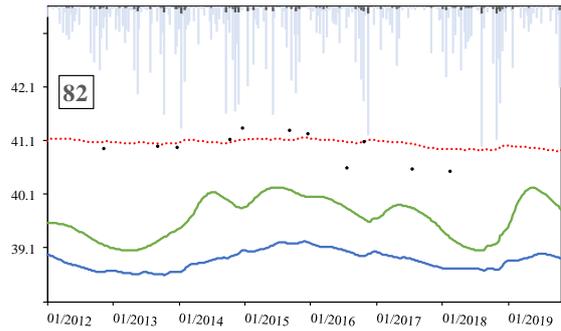
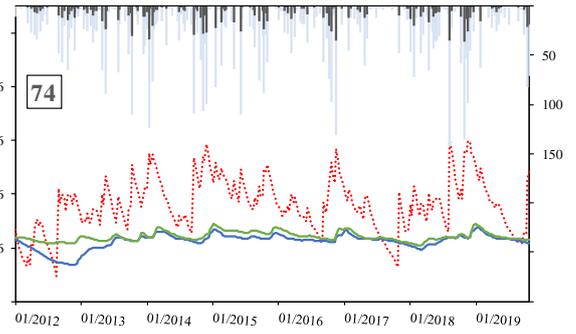
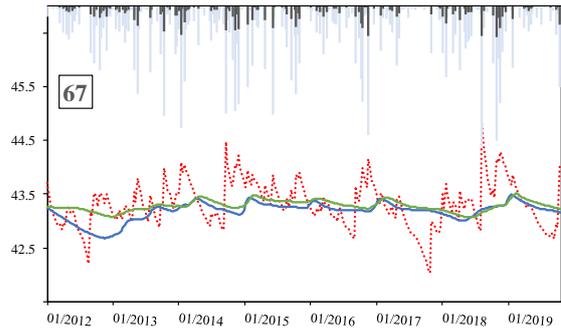


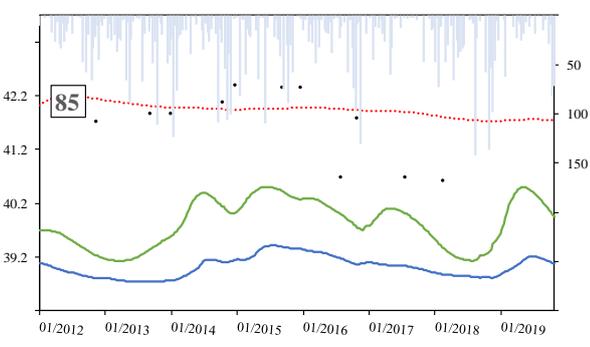
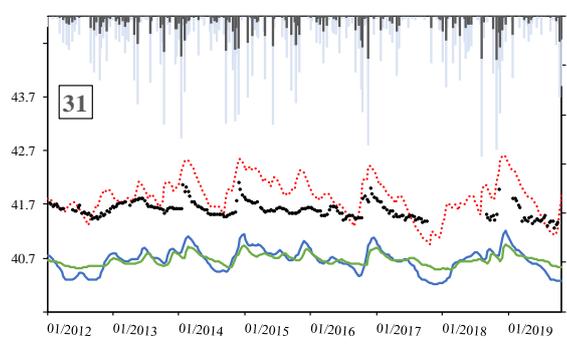
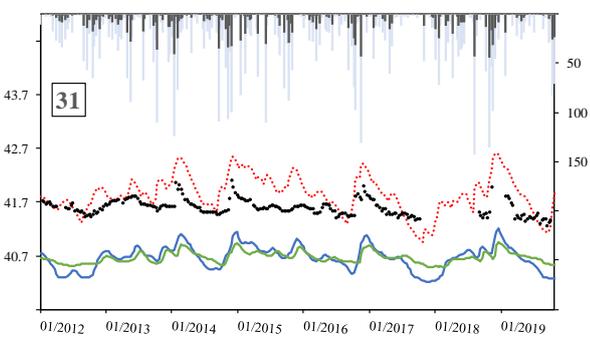
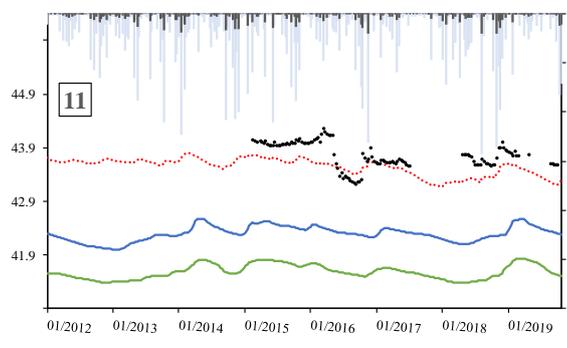
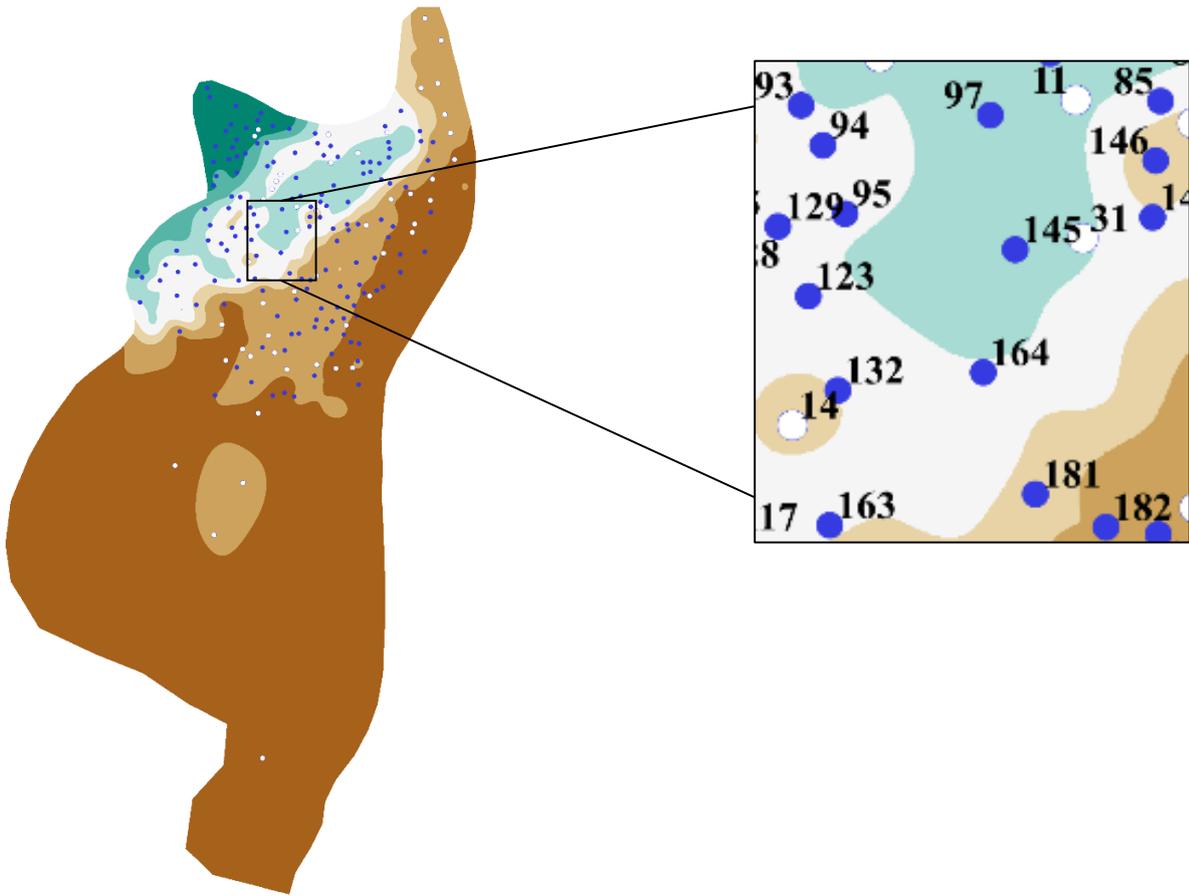


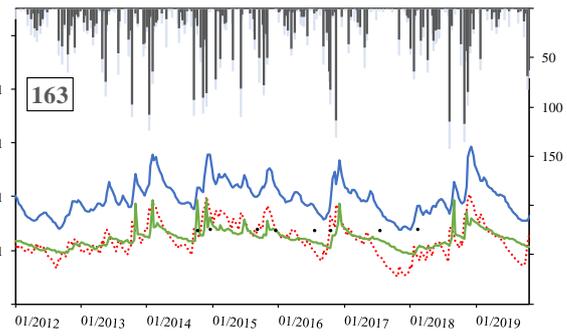
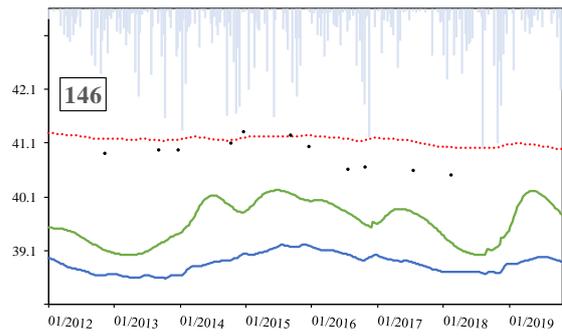
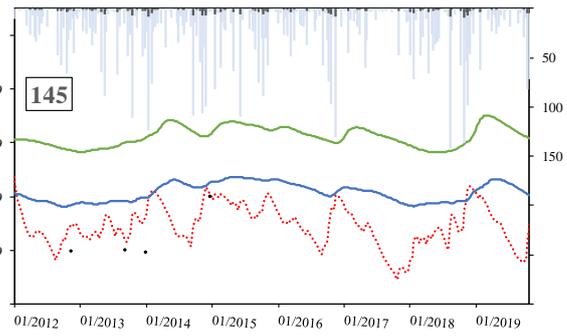
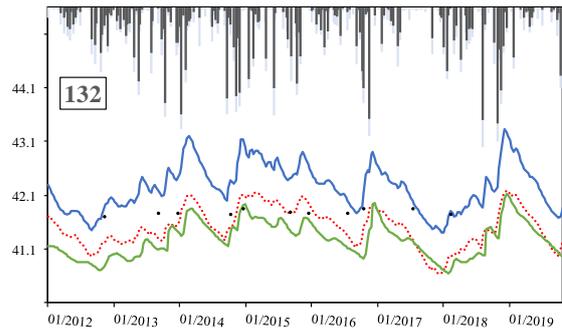
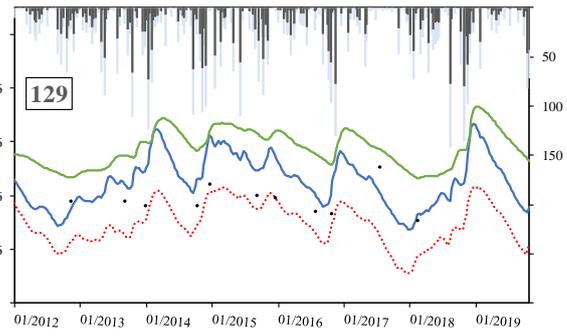
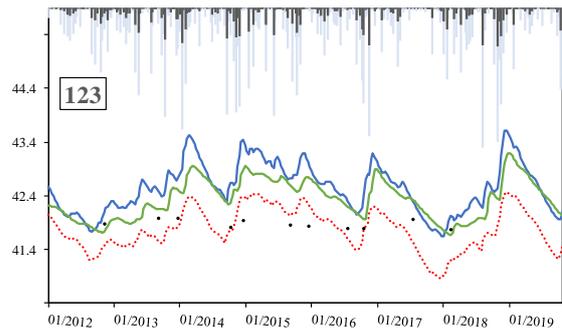
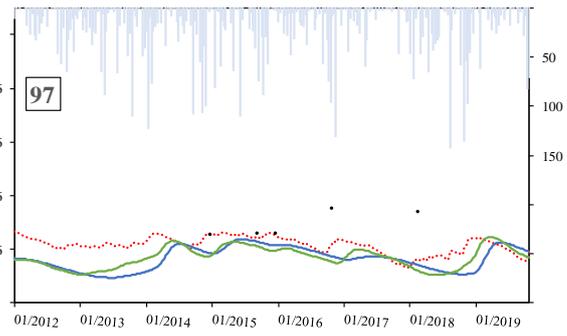
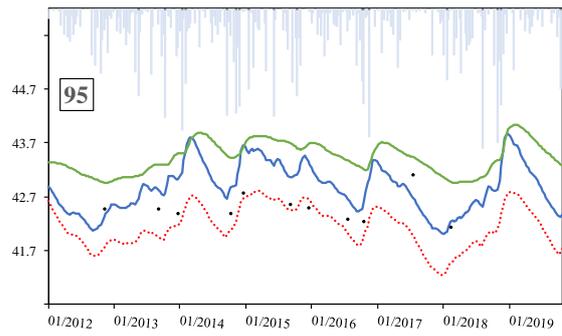
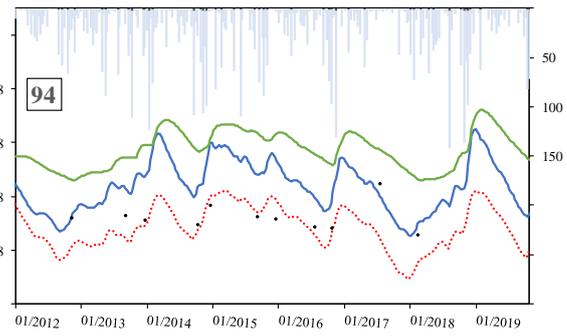
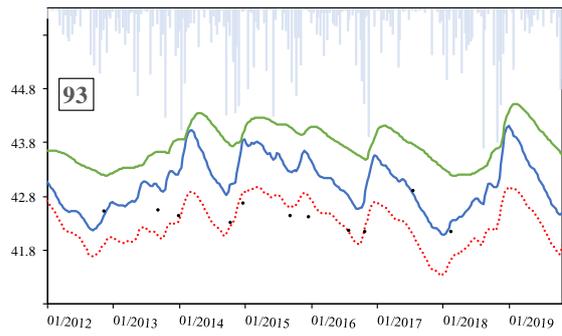


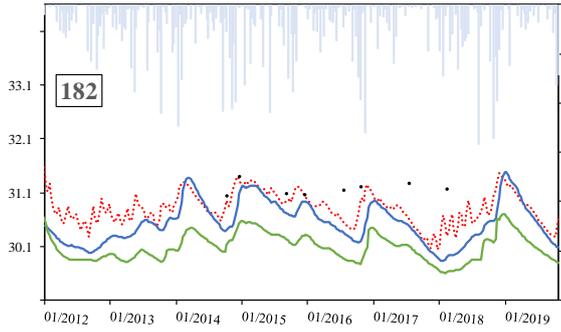
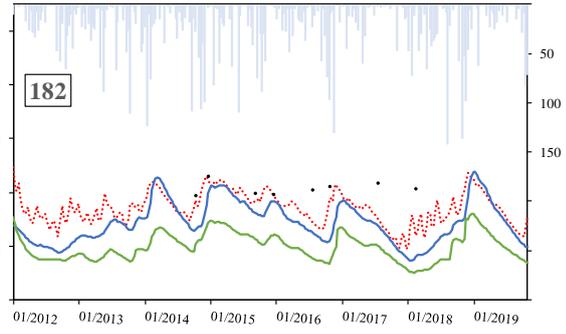
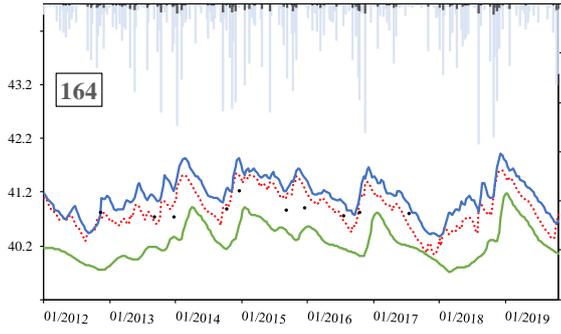


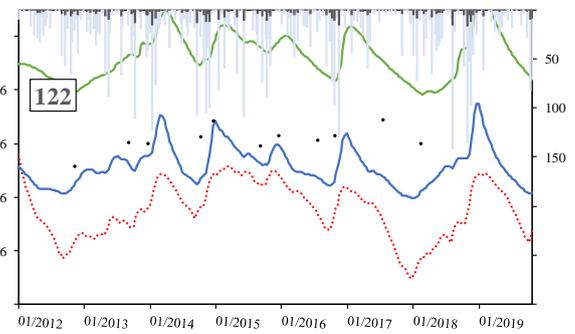
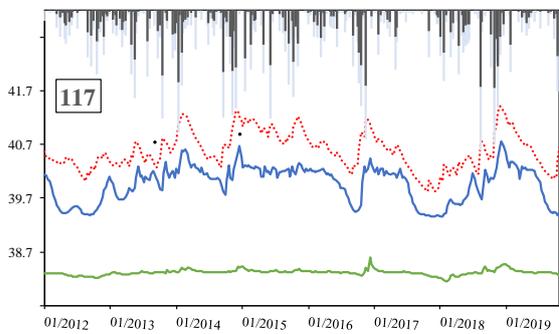
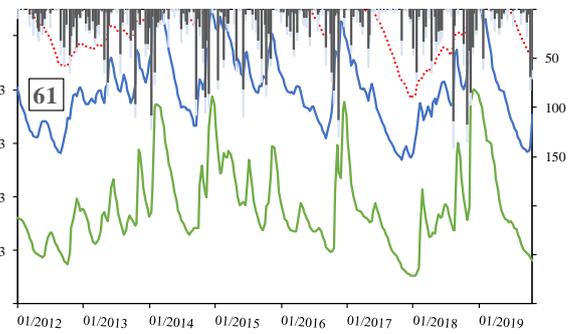
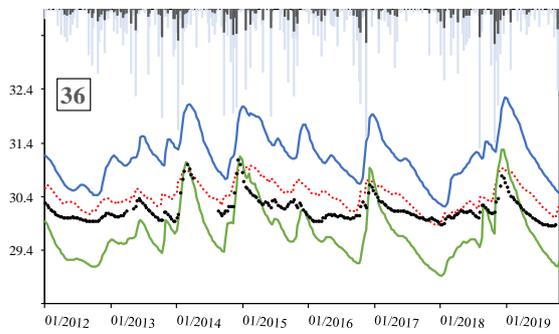
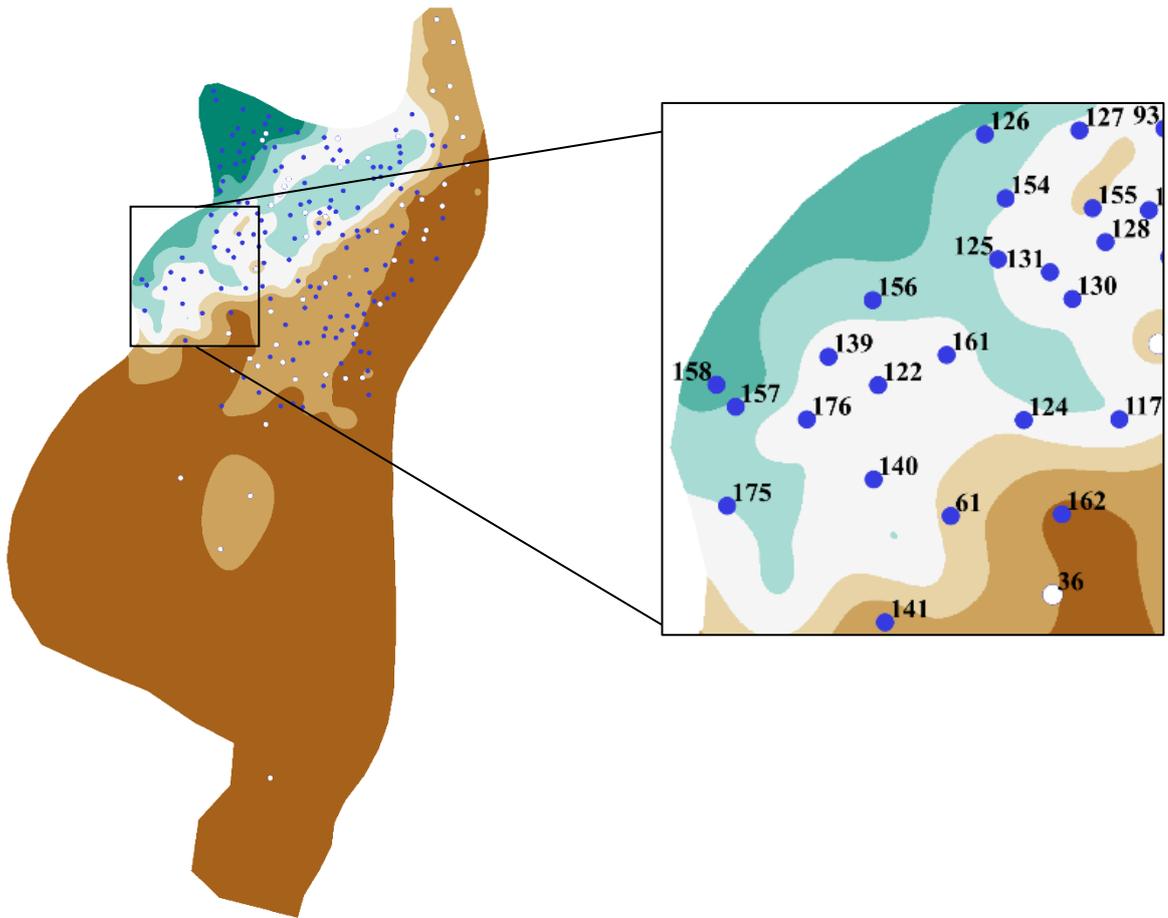


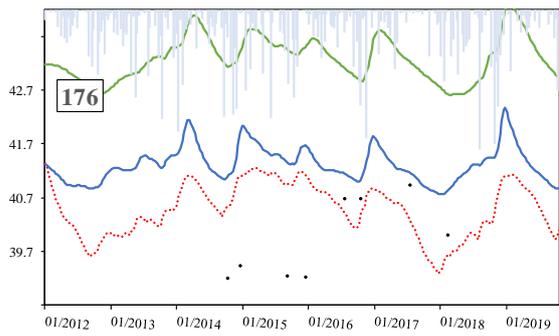
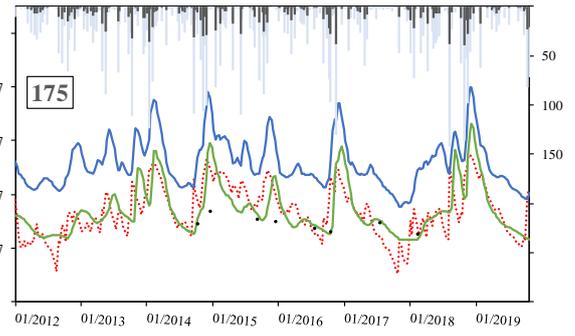
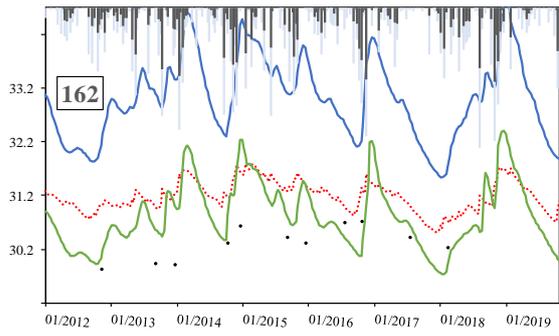
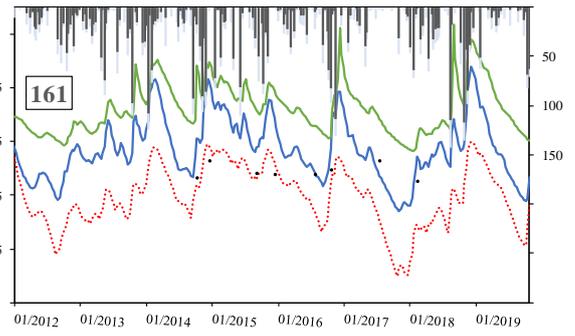
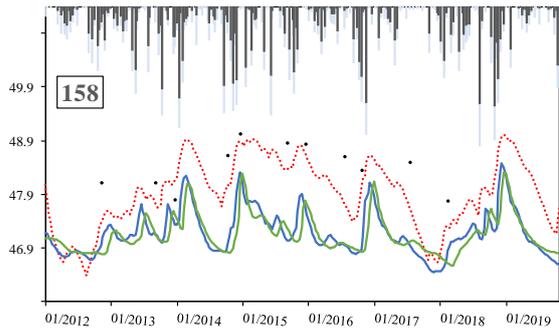
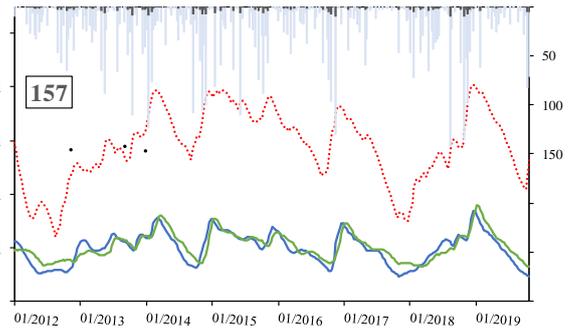
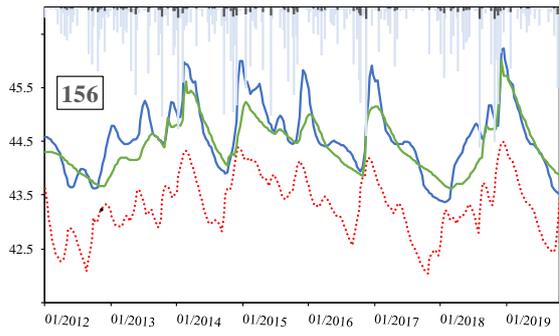
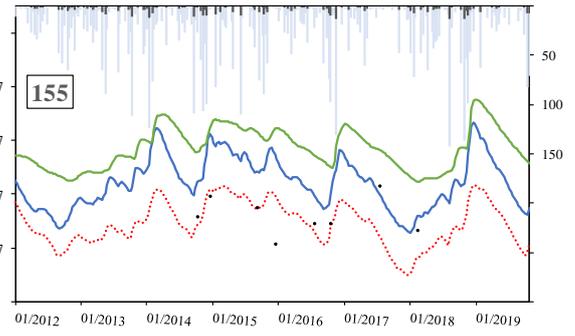
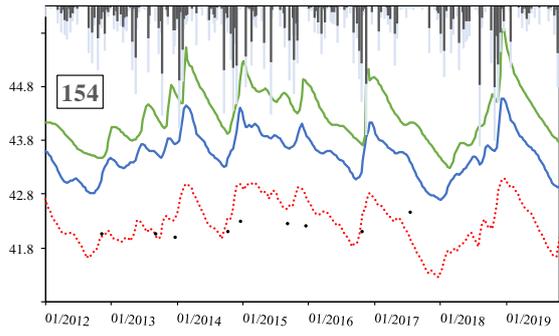


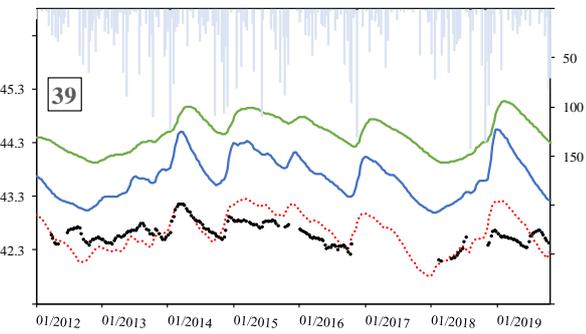
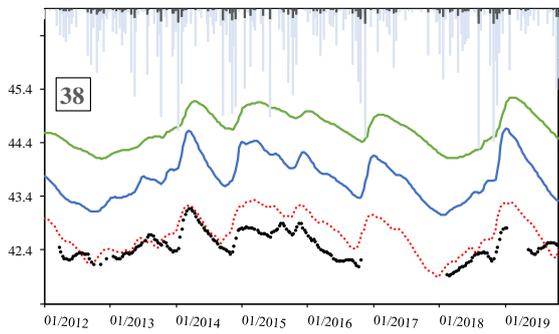
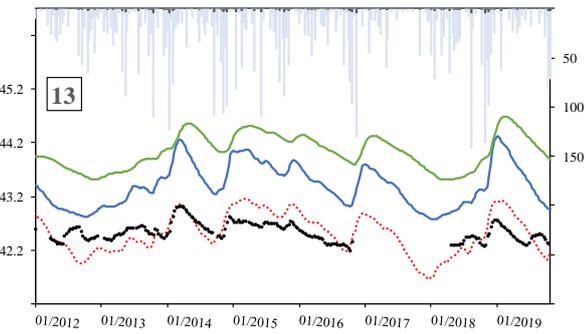
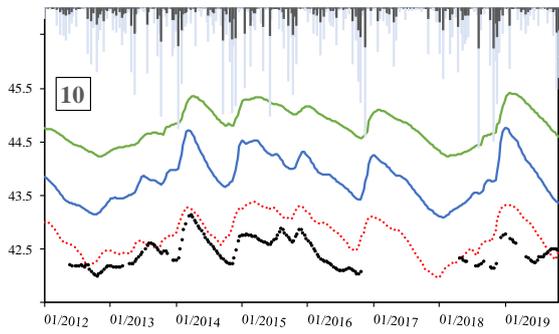
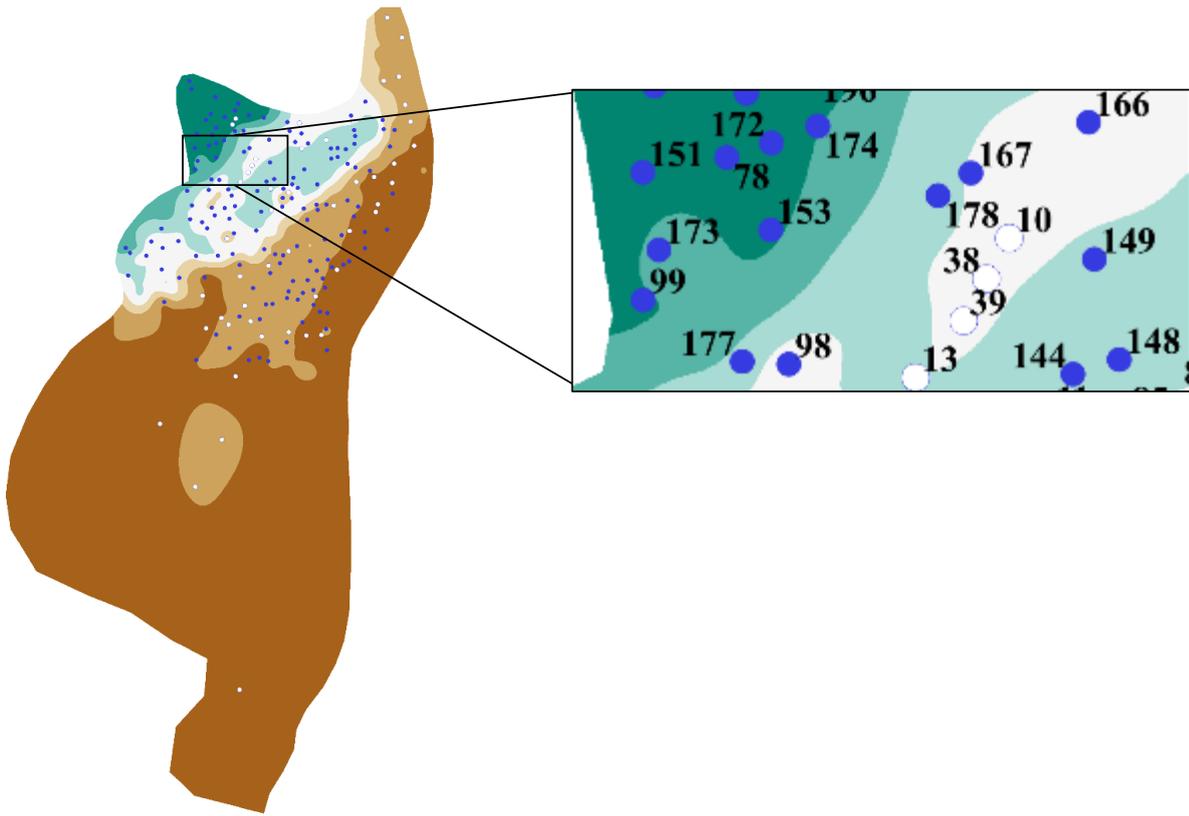


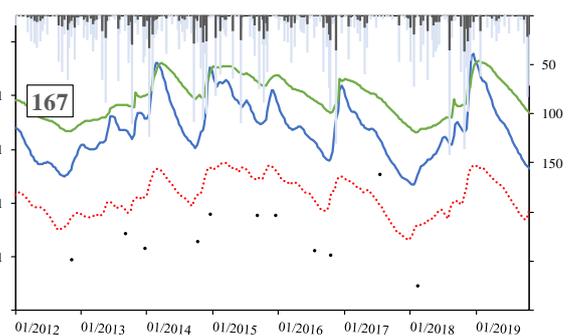
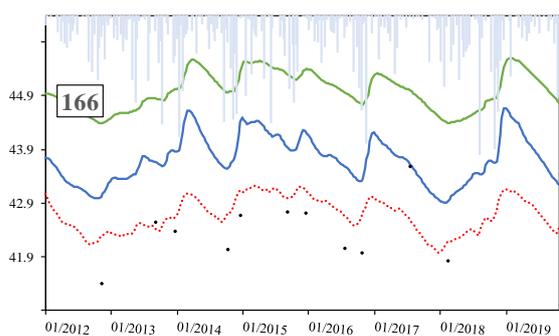
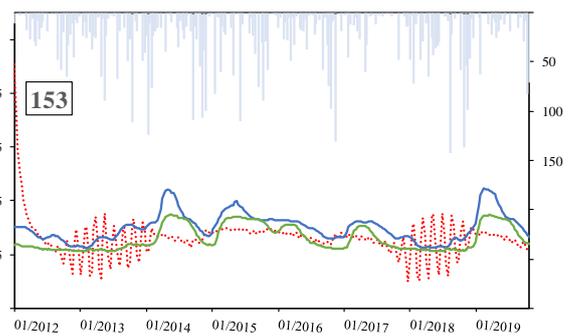
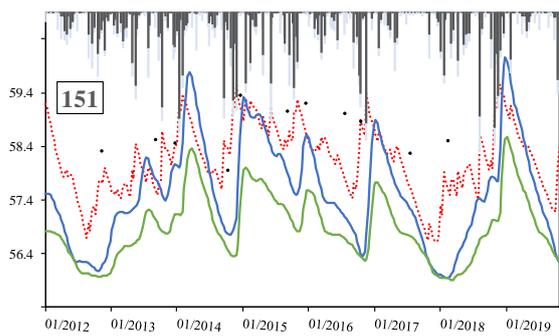
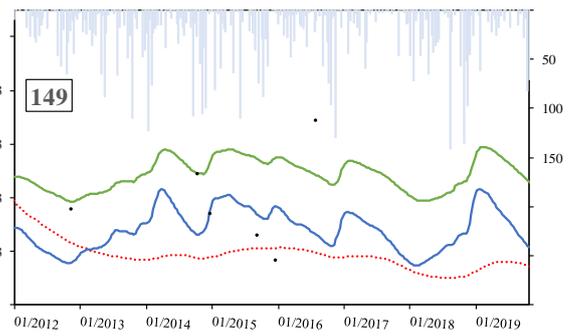
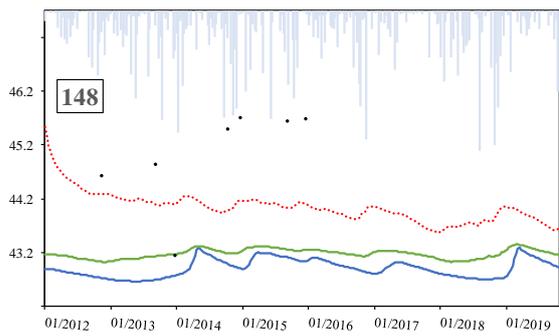
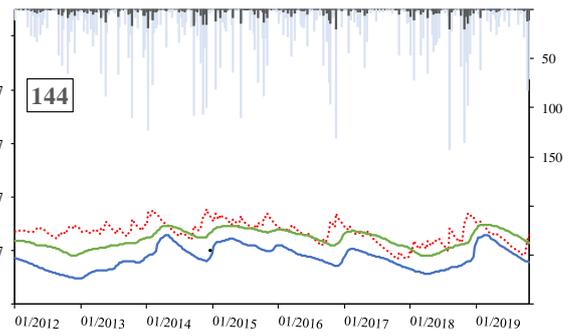
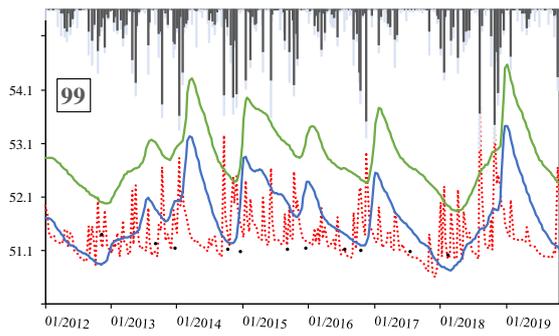
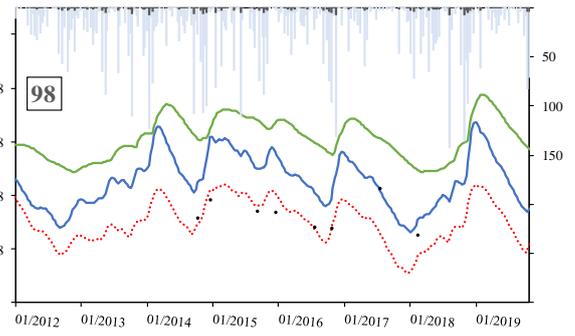
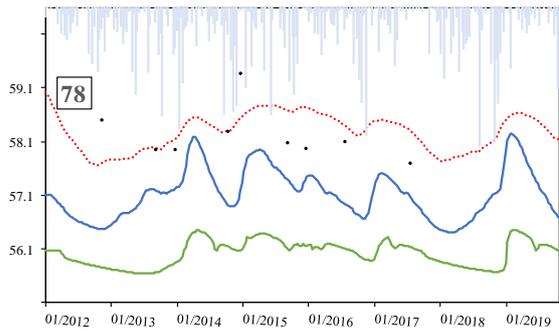




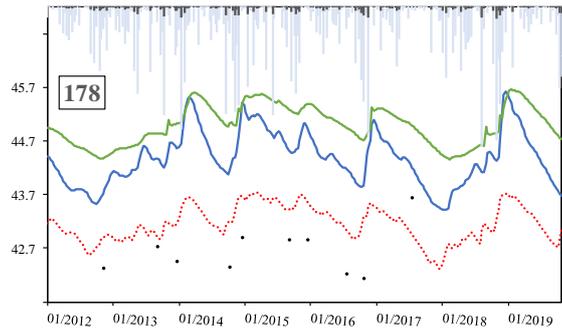
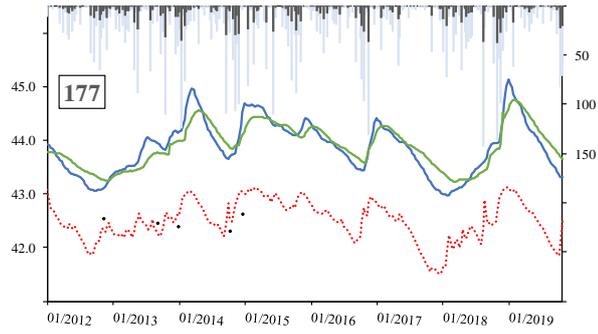
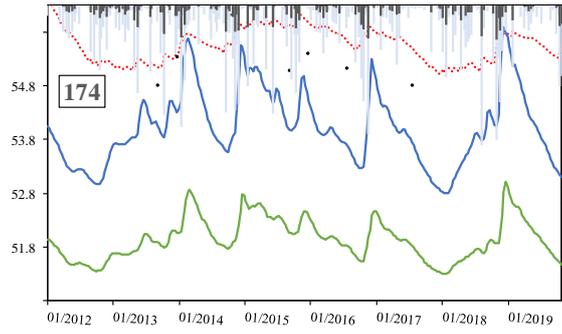
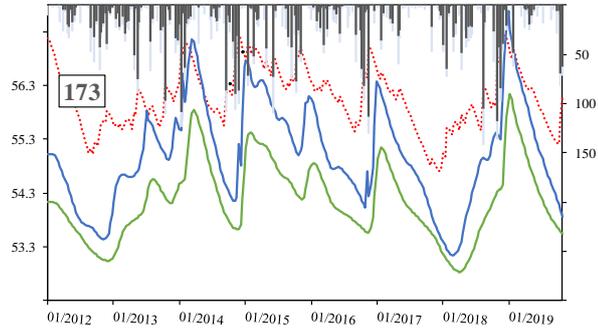
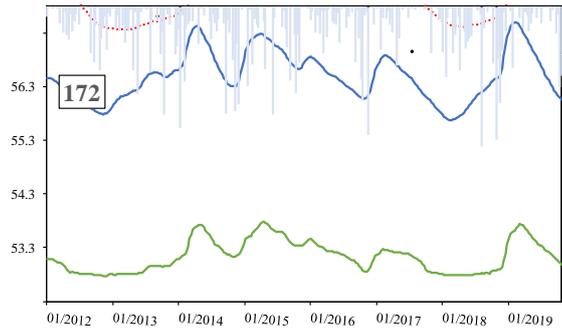


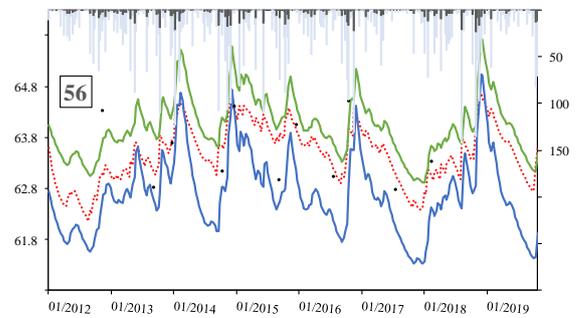
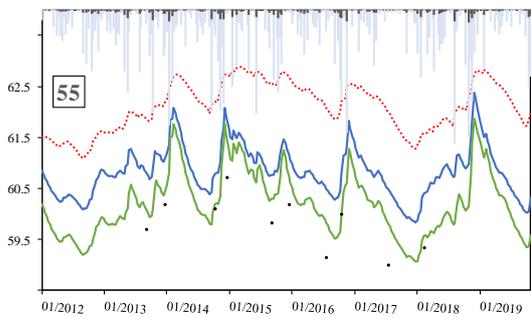
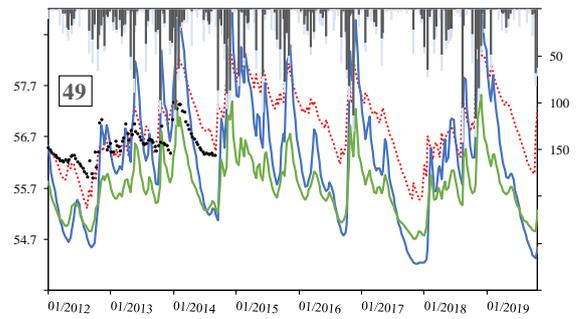
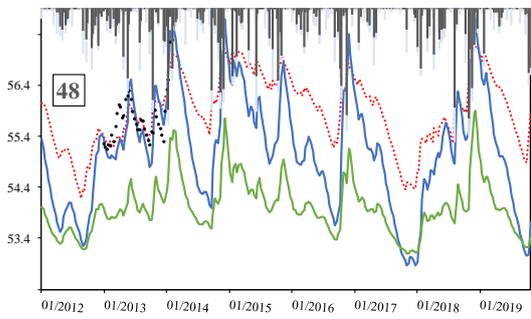
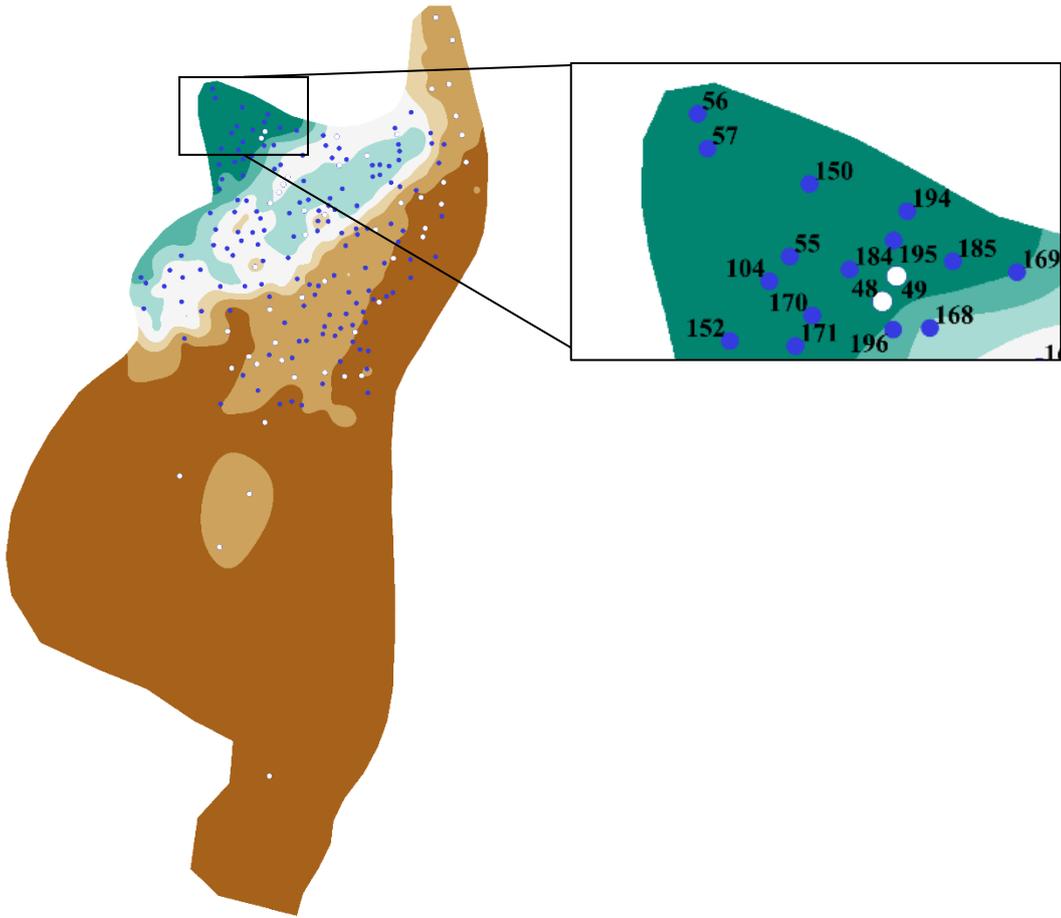




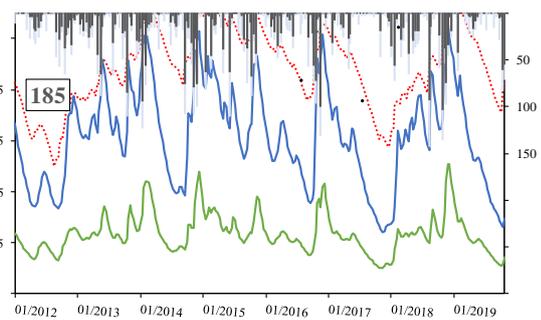
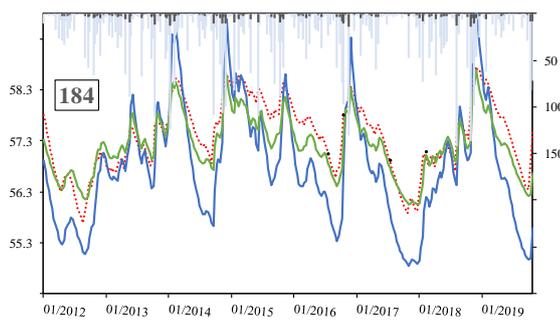
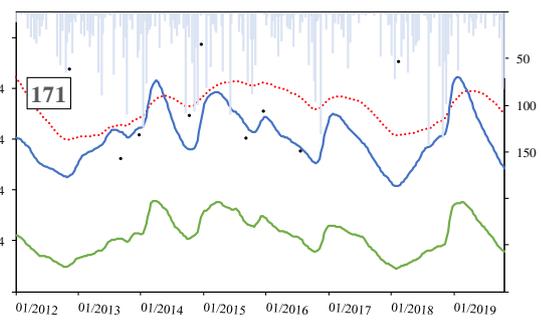
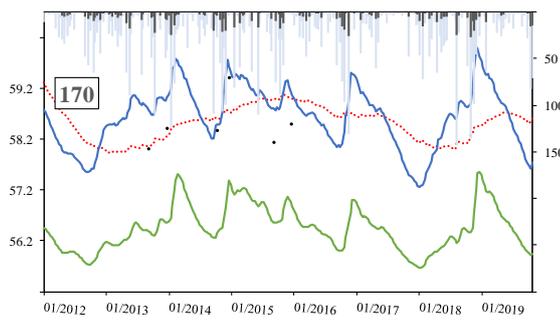
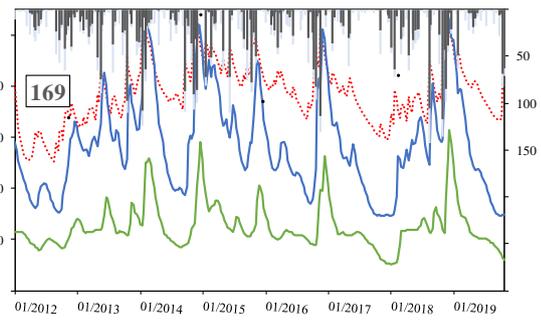
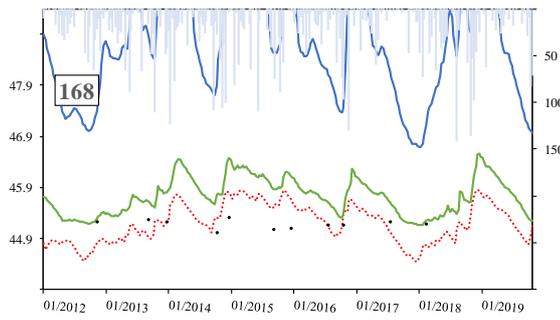
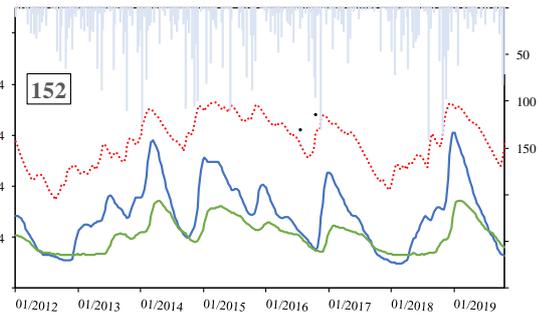
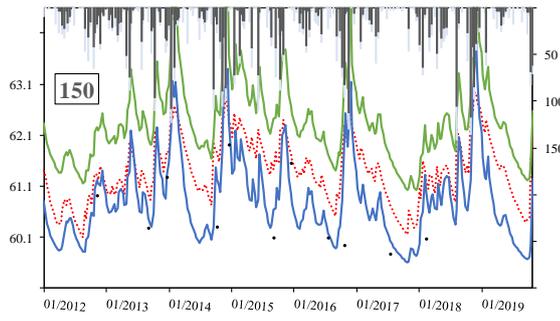
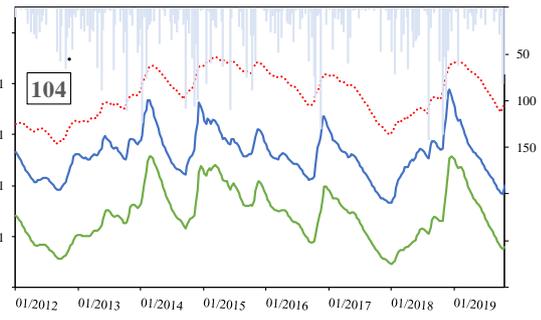
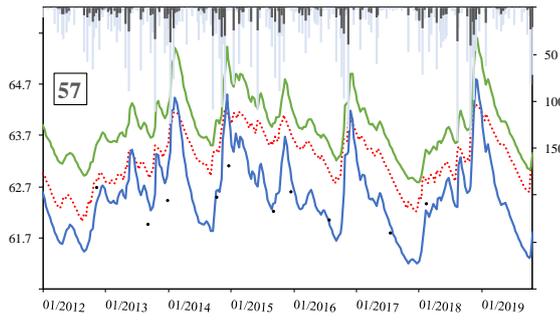


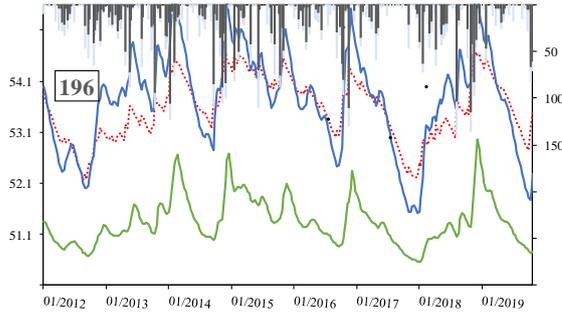
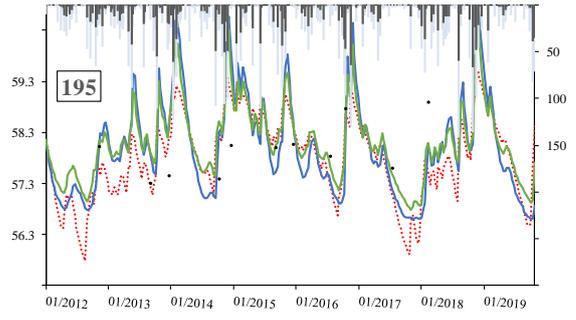
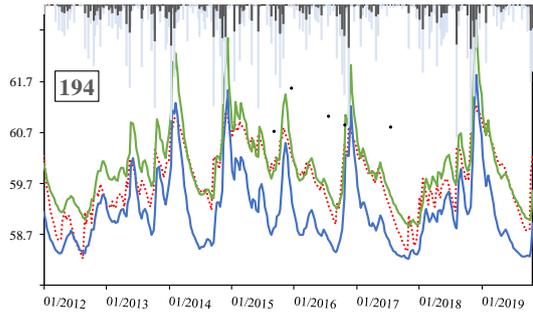
Annexe 1 : Chroniques piézométriques





Annexe 1 : Chroniques piézométriques





Annexe 2 : Classification des faciès

Les intitulés des faciès sont reportés à l'identique de ce qui peut être lu dans les logs géologiques dont ils sont extraits, fautes d'orthographe et casse comprises.

Classe 1 (faible perméabilité)

Argile jaunâtre sableuse	Argiles sableuses, limons et sables fins
ALTERITE ARGILO-CAILLOUTEUSE	Argiles très sableuses et marnes jaunes
ALTERNACE MÉTRIQUE DE GRÈS GRIS CLAIRS ET DE MARNES BLEUTÉES	Argiles versicolores à dominante bleue
Alternance d'argile molle plus ou moins graveleuse	Argiles, graviers marrons
Alternance marne crème et sable fin et limon	Argiles/marnes peu sableuses
Alternances d'argiles et de niveaux sableux	Argile limoneuse marron foncé à cailloutis (60cm)
Argile	Banc induré de galets de type "taparas" (poudingue)
Argile à argile marneuse	Banc indurés de galets de type "taparas"
Argile à argile marneuse verdâtre	Blocs calcaires et gréseux enrobés dans argile sableuse jaune
Argile à cailloutis marron/beige	Blocs de grés
Argile à galets épars	Blocs de quartzite
Argile à interlits graveleux	CALCAIRE GRESO-ARGILEUX FEUILLETE SOMBRE ALTERE
Argile bariolé marron/beige	CALCAIRE GRESO-ARGILEUX GRIS BEIGE
Argile bariolé marron/gris	CALCAIRE GRESO-ARGILEUX GRIS BEIGE A PATINE JAUNATRE FRACTURE ET ALTERE
Argile bariolé marron/grise	CALCAIRE GRESO-ARGILEUX GRIS BEIGE SAIN
Argile bariolée	CALCAIRE GRESO-ARGILEUX GRIS BLEU SAIN
Argile bariolée marron/grise	CALCAIRE GRESO-ARGILEUX GRIS FRACTURE
Argile bariollé marron/beige	CALCAIRE GRESO-ARGILEUX GRIS PEU FRACTURE
Argile barriolé jaune/grise	CALCAIRE GRESO-ARGILEUX TRES FRACTURE A PATINE JAUNATRE
Argile barriolée beige/marron	CALCAIRE GRESO-ARGILEUX TRES FRACTURE ET ALTERE A PATINE JAUNATRE
Argile beige	Calcaires sableux beiges et jaunes fissurés (argiles jaunes)
Argile beige à interlits graveleux	Concassé calcaire beige
Argile beige à marron clair	Conglomérat
Argile beige ferme	Conglomérat et graviers cimentés
Argile beige jaune	Conglomérat taparas, graviers et galets cimentés
Argile beige légèrement graveleuse	Couches alternées de marne et de sable fin limoneux
Argile beige marron	Eboulis de pent à grés indurés et blocs calcaires
Argile beige marron ferme	Filonnets argileux
Argile beige verdâtre	Galets cimentés
Argile beige, très ferme	Galets de silice dans une matrice calcaire (taparas)
Argile blanchâtre sableuse	Galets de silicone dans une matrice calcaire (taparas)
Argile brun jaunâtre	Galets et graviers cimentés (poudingue)
Argile brune	Galets et graviers indurés (poudingue)
Argile brune + gravier	Galets, graviers et sables indurés cimentés
Argile brune + graviers	Galets, poudingue
Argile brune claire	Graves cimentées gris blanchatre
Argile brune claire et fines, couches sable oxydées	Graves cimentées grises à blanchatres

Argile brune compactée, concrétions blanchâtres	Graviers cimentés
Argile brune et cailloutis	Graviers et galets cimentés
Argile brune et cailloux (remblais)	Graviers et galets cimentés (poudingue)
Argile brune et galets	Graviers et galets grossiers cimentés
Argile brune et galets (remblais)	Graviers et galets grossiers indurés (poudingue)
Argile brune et graves	Graviers et galets indurés
Argile brune graveleuse	Graviers et galets indurés, cimentés
Argile brune peu consistante à gravillons et graviers	Graviers et galets indurés, poudingue
Argile brun-gris peu consistante	Graviers et sables largement argileux
Argile brun-jaune et graves	Graviers indurés
ARGILE CAILLOUTEUSE MARRON	Graviers indurés à rares galets
Argile crème barrée de couches sableuses oxydées	Graviers indurés et galets
Argile d'altération	Graviers indurés, cimentés, rares galets
Argile et galets	Graviers, galets et sables indurés
Argile et galets de faible compacité	Graviers, galets sableux cimentés ensemble très compact
Argile et graviers	Graviers, galets très indurés, cimentés, poudingue
Argile et passages gréseux	Grès
Argile et quelques cailloux remaniés	Grès à grain fin quartzitiques
Argile et quelques graves	Grès à tendance arkosique brunâtre fracturés
Argile finement sableuse marron beige ferme	Grès à tendance arkosique brunâtres altérés
Argile graveleuse	Grès argileux
Argile graveleuse beige	Grès argileux jaunes
Argile graveleuse gris marron	GRÈS BEIGE CLAIRS
Argile graveleuse gris verdâtre	Grès calcaires indurés et grès fins sableux coquilliers puis peu argileux
Argile graveleuse grise	Grès ciment beiges et argiles gris vert
Argile graveleuse marron	Grès et argile jaune
Argile graveleuse marron clair	Grès et argiles blanches
Argile graveleuse marron foncé	Grès glauconieux et grès sableux à grains rouges
Argile gravelo-sableuse marron clair	GRÈS GRIS À MARRON
Argile gravelo-sableuse, marron clair	Grès gris foncés à noirs
Argile gris beige et galets	Grès indurés à ciment calcaire
Argile gris beige, ferme	Grès indurés à oxydes ferrugineux
ARGILE GRIS MARRON (SUBSTRATUM ALTERE)	Grès indurés fissurés
Argile gris verdâtre très légèrement caillouteuse	Grès jaunâtres très altérés
Argile grisâtre	Grès jaunes et sable (éboulis)
Argile grise à jaunâtre plastique	Grès sableux beiges remaniés, cimentés
Argile grise et beige	Grès sableux et calcaires roux avec marnes argileuses noirâtres
Argile grise sableuse	Grès sableux indurés, coquilliers
Argile grise tachée ocre à nombreux nodules carbonatés	GRÈS TENDRES BEIGES CLAIRS AVEC PASSÉES SABLEUSES
Argile jaunâtre	Gros galets cimentés
Argile jaunâtre à cailloutis et graves	Gros galets cimentés par sable argileux
Argile jaunâtre et grave	Gros galets et graviers cimentés
Argile jaunâtre et grise	Limon
Argile jaunâtre sableuse	Limon argileux bariolé
Argile jaune	Limon argileux beige
Argile jaune à quelques graviers	Limon argileux beige jaune

Argile jaune avec graviers	Limon argileux brun verdâtre légèrement sableux
Argile jaune avec quelques graviers	Limon argileux et finement sableux marron brun
Argile jaune beige humide	Limon argileux gris marron
Argile jaune et rouge	Limon argileux marron jaune/beige
Argile jaune graveleuse	Limon argilo-limoneux marron
Argile jaune non sableuse	Limon argilo-sableux beige foncé
Argile jaune plastique	Limon beige
Argile jaune plastique imprégnée de petits graviers	Limon beige à brun, présence de blocs
Argile jaune sableuse	Limon brun
Argile jaune sableuse avec passages verdâtres	Limon brun à racines
Argile jaune sableuse avec petits graviers	Limon brun légèrement caillouteux
Argile jaune sableuse micacée	Limon brun rouge
Argile jaune sableuses	Limon brun rouge avec quelques galets
Argile jaune sans graviers	Limon finement sableux gris
Argile jaune sèche et très sableuse	Limon gras
Argile jaune très compacte	Limon lité ocre gris beige compact
Argile jaune très sableuse	Limon marron à brun
Argile légèrement graveleuse à graves argileuse	Limon sableux argileux bariolé beige brun marron
Argile légèrement graveleuse compacte	Limon sableux argileux marron beige
Argile légèrement graveleuse grise et beige	Limon sableux gris
Argile légèrement limoneuse jaune	Limon sableux marron brun
Argile légèrement limoneuse marron	Limon sableux roux
Argile légèrement sableuse marron à dépôts carbonatés blanchâtres	Limon sablo-argileux beige
Argile légèrement sableuse marron clair à petits cailloutis calcaires	Limon sablo-argileux marron ocre
Argile limoneuse beige	Limon sablo-graveleux cimenté gris
Argile limoneuse beige gris	Limon silteux gris à dépôts et nodules blancs carbonatés
Argile limoneuse beige tachée gris et ocre à petits nodules carbonatés, graveleuse	Limon silteux gris beige à concrétions carbonatées, ferme
Argile limoneuse brune et cailloux	Limon silteux gris beige très ferme
Argile limoneuse brune molle	Limon silteux marron beige, très ferme
Argile limoneuse et finement sableuse gris foncé	Limon tendre
Argile limoneuse et finement sableuse marron brun, ferme	Limons
Argile limoneuse et finement sableuse marron brun, très ferme	Limons à rares graviers
Argile limoneuse gris bleu, très ferme	Limons argile sableuse à rares graviers
Argile limoneuse grise beige	Limons argileux
Argile limoneuse grise beige ferme	LIMONS ARGILEUX (PLAINE D'INONDATION)
Argile limoneuse maron brune consistante	Limons argileux compacts, à cailloutis épars marron/beige
Argile limoneuse marron + graves	Limons argilo-sableux
Argile limoneuse marron jaune beige	LIMONS GRIS DEVENANT BRUN GRIS ET PLUS ARGILEUX EN PROFONDEUR
Argile limoneuse marron/beige avec quelques graves	Limons marron-jaune
Argile limoneuse moyennement consistante beige jaune	Limons marrons argileux
Argile limono-graveleuse brun foncé	Limons sableux
Argile limono-sableuse et graveleuse marron grisâtre	Limons sableux beige
Argile limono-sableuse marron	Limons sableux et argileux
Argile marneuse	Limons sablo-argileux
Argile marneuse (altération des marnes) de couleur gris foncé	Limons, sable argileux

Annexe 2 : Classification des faciès

Argile marneuse à graviers beige	Marne altérée gris beige avec qqs graviers et galets roulés
Argile marneuse bariolé marron/beige	Marne altérée grise et beige
Argile marneuse bariolé	Marne argileuse assez compacte grise beige
Argile marneuse beige	Marne argileuse beige
Argile marneuse bleu gris, très ferme	Marne argileuse beige assez compacte
Argile marneuse brune claire et limons oxydés	Marne argileuse beige-vert
Argile marneuse brune légèrement sableuse avec cailloutis calcaire	Marne argileuse brun foncé
Argile marneuse crème	Marne argileuse gris pale graveleuse à son sommet
Argile marneuse jaune	Marne argileuse gris-beige peu compacte
Argile marneuse marron	Marne argileuse grise assez compacte
Argile marneuse silteuse bariolée beige marron	Marne argileuse grise sableuse à éléments graveleux rares
Argile marneuse silteuse bariolée marron, beige, brun marron	Marne bariolée grise,brune
Argile marneuse silteuse marron beige	Marne bariolée jaune, beige et gris-claire
Argile marneuse verdâtre	Marne beige à verte
Argile marron	Marne beige fracturée
Argile marron à marron verdâtre légèrement caillouteuse + qqs nodules carbonatés	Marne beige verdâtre
Argile marron avec galets	Marne bleue avec galets et graviers mélangés
Argile marron brun peu consistante à cailloux	Marne brune
Argile marron clair	Marne brune argileuse
Argile marron claire	Marne grise à brune sableuse
Argile marron et quelques cailloutis	Marne jaunâtre
Argile marron plastique	Marne jaunâtre légèrement sableuse
Argile marron plus ou moins plastique	Marne jaune
Argile marron puis bleu + gravier	Marne jaune avec cailloutis
ARGILE MARRON ROUGE A GROS GALET SILICEUX	Marne jaune avec galets remblai
Argile marron sableuse	Marne jaune avec passage sableux importants (30%)
Argile marron très compacte	Marne jaune compacte
Argile marron très sableuse	Marne jaune graveleuse plastique
Argile marron vert compacte	Marne jaune légèrement sableuse
Argile marron vert plastique compacte	Marne jaune plastique
Argile marron-beige	Marne jaune sable
Argile marron-brun graveleuse	Marne jaune sableuse
Argile marron-gris et cailloutis	Marne jaunes avec galets dispersés
Argile moyennement consistante beige jaune	Marne légèrement argileuse gris bleu
Argile noire sableuse avec galets	Marne légèrement limono-sableuse gris bleu peu consistante
Argile peu limoneuse marron/jaune/grise	Marne marron
Argile plastique beige verdâtre	Marne marron avec passages graveleux
Argile rouge	Marne marron-jaune plastique
Argile rouge à blocs décimétriques	Marne sableuse beige
Argile rouge et galets	Marne sableuse jaune
Argile rouge et graviers	Marne sableuse jaune et cailloutis
Argile sableuse	Marne sableuse marron-jaune compacte
Argile sableuse à quelques graviers marron	Marne sableuse marron-jaune et cailloutis
Argile sableuse à silteuse jaunâtre à verdâtre, plastique	Marne sablo-graveleuse beige
Argile sableuse bariolée grise et beige à fragments de galets et galets (dmax>=40mm)	Marne silteuse gris-bleue

Argile sableuse beige	Marnes argileuses jaune et niveaux calcaires beige clair peu indurés
Argile sableuse beige clair	Marnes argileuses jaunes
Argile sableuse beige jaunâtre à nombreuses poupees carbonatées	Marnes blanches à graises avec passées conglomératiques grossiers (galets roulés)
Argile sableuse beige plastique	Marnes blanches à grise avec passées conglomératiques grossiers
Argile sableuse beige roux et galets	Marnes bleues plastiques
Argile sableuse brune à galets	MARNES GRISES BLEUTÉES
Argile sableuse brune à petits galets	Marnes jaunes
Argile sableuse brune tachée ocre légèrement caillouteuse à nodules carbonatés	Marnes jaunes avec galets dispersés
Argile sableuse et graviers	Marnes jaunes avec nombreux galets
Argile sableuse grisâtre et brune	Marnes jaunes peu sableuses
Argile sableuse grise	Marnes jaunes sableuses
ARGILE SABLEUSE JAUNÂTRE	MARNES OCRE
Argile sableuse jaune	Marnes, beige
Argile sableuse jaune et grès	Marno-calcaires indurés beige clair et horizons grésosableux coquilliers
Argile sableuse marron	Marno-calcaires jaunes indurés (blocs)
Argile sableuse marron à quelques graviers	Passage d'argile marron avec galets
Argile sableuse marron blanchâtre	Passage gréseux
Argile sableuse marron clair	Passage induré
Argile sableuse marron clair à petits cailloutis	Poudingue
Argile sableuse marron foncé	Poudingue cimenté
Argile sableuse marron plastique	Poudingue cimenté graveleux
Argile sableuse ocre	Poudingue compact
Argile sableuse riche en graviers beige	Poudingue consolidé
Argile sableuse rouge et graviers	Poudingue friable
Argile sableuse, gravier, galets	Poudingue grossier cimenté
Argile sableuse, marron clair	Poudingue tuf galets graviers consolidés
Argile sablo-caillouteuse marron (0-4cm)	Poudingues
Argile sablo-caillouteuse marron clair	Poundingue
Argile sablo-caillouteuse marron clair (0-2cm)	Poundingue (graviers et galets cimentés)
Argile sablo-graveleuse	Poundingue cimenté
Argile sablo-graveleuse brune	Poundingue, strate de galets cimentés de couleur marron-rougeâtre
Argile sablo-graveleuse marron foncé	Remblai : argile limoneuse marron
Argile sablo-graveleuse, nombreux éléments subanguleux à arrondis éparses marron jaunâtre lâches	Remblais: limons compacts, marron
Argile sablo-limoneuse marron claire/jaune	Sable argile jaune
Argile silteuse bariolée plastiques, beige, brun	Sable argileux
Argile silteuse brune	Sable argileux à argile sableuse
Argile silteuse grise assez ferme	Sable argileux beige marron
Argile silteuse jaunâtre à verdâtre compacte et plastique	Sable argileux blanchâtre
Argile silteuse marron ocre	Sable argileux brun à verdâtre
Argile silteuse marron oxydée ocre, ferme	Sable argileux jaune
Argile silteuse marron, ocre	Sable argileux jaune marneux
Argile silteuse marron/grise	Sable argileux limoneux marron beige
Argile silteuse peu plastique beige	Sable argileux marron
Argile silteuse verdâtre plastique	Sable argileux marron clair à jaune

Annexe 2 : Classification des faciès

Argile très sableuse beige à petits graviers <1cm	Sable argileux marron-jaune
Argile, graviers (remblais)	Sable argileux marrons à jaunes
Argile, sable, galets	Sable argileux rouge
Argiles	Sable argileux verdâtre, tendre et plastique
Argiles à graviers	Sable et argile grise
Argiles beiges	Sable et graviers consolidés
Argiles beiges à ocres graveleuses	Sable et graviers indurés cimentés, rares galets
Argiles brunes	Sable fin argileux
Argiles bruns avec galets	Sable fin argileux et marne
Argiles carbonatées ocres à beiges	Sable fin avec filonnets oxydés
Argiles graveleuses marrons	Sable fin légèrement argileux marron
Argiles grisâtres silteuses et sableuses	Sable graveleux induré
Argiles jaunes	Sable limoneux
Argiles jaunes et blocs de grès à grains fins, gris, rares calcaires	Sable limoneux +- argileux bariolé (marron/beige)
Argiles jaunes et graviers altérés	Sable limoneux +- argileux marron clair
Argiles jaunes sableuses	Sable limoneux +- argileux marron/beige, peu compact
Argiles jaunes sableuses, graviers	Sable limoneux argileux marron peu compact
Argiles légèrement limoneuses marron-brun peu consistantes	Sable limoneux beige
Argiles limoneuses à graviers (0 à 10 mm)	Sable limoneux bleige
Argiles limoneuses compactes, marron à tâches orange	Sable limoneux fin roux
Argiles marneuses très fermes gris	Sable limoneux gris jaune
Argiles marneuses très peu compactes de couleur marron clair	Sable limoneux jaune
Argiles marneuses, à passées sableuses centimétriques, marron/gris/orange	Sable limoneux ocre
Argiles marneuses, compactes, beige/orangé/gris	Sable marneux jaune
Argiles marneuses, marron/orange/gris	Sable micacés fins à très fins +- argileux, passages indurés, ensemble beige claire à passées gris clair
Argiles marrons	Sable très argileux et petits graviers
Argiles marrons à ocres peu silteuses compactes	Sable, graviers et galets cimentés
Argiles marrons et jaunes peu sableuses	Sables argileux
Argiles marrons plastique, rares graviers	Sables et argiles couleur cannelle à sagra et petits bancs de grès
Argiles marrons plastiques	Sables et argiles jaunes
Argiles marrons sableuses	Sables et argiles silteuses ocres à mastic
Argiles noires sableuses	Sables et silts ocres micacés avec résidus de bancs de grès
Argiles peu sableuses, marron	Sables fin micacés denses légèrement argileux, beige
Argiles plastiques	Sables fins à très fins +- argileux, micacés
Argiles plastiques beiges	Sables fins à très fins légèrement argileux, micacés, stratifiés localement cimentés, à petits graviers, beige clair
Argiles rouges à cailloutis et graviers	Sables fins à très fins légèrement argileux, micacés, stratifiés localement cimentés, beige clair
Argiles rouges, graviers et galets	Sables fins argileux
Argiles sableuses	Sables fins micacés denses +- argileux à bancs indurés, beige à passées grises
Argiles sableuses à cailloutis compactes	Sables fins micacés indurés
Argiles sableuses avec galets millimétriques à centimétriques variés	Sables jaunâtres argileux
Argiles sableuses avec galets variés	Sables micacés fins à très fins + - argileux, beige
Argiles sableuses bariolées ocres à brunes	Sables ocres à passées argileuses
Argiles sableuses beiges à grises	Sables très fin micacés + - argileux beige à passées grisâtres
Argiles sableuses et marnes jaunes	Sables très fins micacés +- argileux beiges à passées grisâtres et passages indurés

Argiles sableuses grises à beige	Taparas
Argiles sableuses jaunes	TAPARAS ARGILEUX (LIMONS INDURÉS ?)
Argiles sableuses marron foncé	Taparas peu consolidés
Argiles sableuses marrons	Terrain très dur, conglomérat en formation
Argiles sableuses plastiques, beige/gris/orange	Terrain très dur, poudingue en formation alterné avec zones friables
Argiles sableuses, compactes, à cailloutis épars (0 à 10 mm), marron/beige	

Classe 2 (perméabilité intermédiaire)

ALLUV: GRAVIER, LIMONEUX	Limon sableux beige brun à cailloux et galets
ALLUV: LIMON, SABLEUX	Limon sableux beige brun à graviers et galets
ALLUV: SABLE, GRIS AQUIFERE	Limon sableux blanc riche en graviers et galets (cm à dm)
Alluvions , galets, graviers et sable à liant argileux	Limon sableux caillouteux à racines
ALLUVIONS : LIMONS ET GALETS	Limon sableux fin limoneux beige à gravillons, graviers et galets
ALLUVIONS : SABLE FIN	Limon sableux fin limoneux beige à gravillons, graviers et quelques galets
Alluvions argileuses enrobées de galets	Limon sableux fin limoneux marron à gravillons, graviers et quelques galets
Alluvions composées de sable grossiers argileux jaune, galets de 150 à 250 mm	Limon sableux légèrement argileux beige jaune à galets
Alluvions composées de sable grossiers argileux jaune, graviers de 50 à 100 mm	Limon sableux légèrement argileux brun à cailloux et galets
Alluvions composées de sable grossiers argileux jaune, graviers de 50 à 150 mm	Limon sableux riche en graviers et galets beige clair
Alluvions galets, graviers et sables argileux ocres	Limon sablo graveleux beige gris à galets
Alluvions limoneuses	Limon sablo graveleux gris brun
Alluvions sabloargileuses et bancs de poudingue	Limon sablo-argileux brun à galets ($d_{max} \geq 40mm$)
Alluvions, sable argileux, graviers intercalés de poudingue	Limon sablo-argileux marron à gravillons et graviers
Alternance couches argileuses et sable fin limoneux	Limon sablo-caillouteux marron plus ou moins argileux
Alternance de galets et argile sableuse	Limon sablo-graveleux
Alternance de niveaux limoneux sableux à galets et de sable fin, beige à marron	Limon sablo-graveleux à galets
Alternance de sables et de graves à matrice argileuse	Limon sablo-graveleux beige
Argile graveleuse à graves argileuses	Limon sablo-graveleux beige à galets
Blocs	Limon sablo-graveleux beige riche en graviers et galets
Blocs de calcaire fin à éléments graveleux emballés dans une marne argileuse grise	Limon sablo-graveleux brun
Blocs de grès avec passage d'alluvions	Limon sablo-graveleux brun à galets
Blocs et graviers marron sableux localement consolidés	Limon sablo-graveleux brun à gravillons
Cailloutis et petits blocs calcaire blancs à matrice argilo-sableuse raide beige	Limon sablo-graveleux marron brun beige à galets
Cailloux et blocs calcaires dans sable limoneux beige blanc	Limon sablo-graveleux marron clair
Eboulis, graviers, galets, sable argileux	Limon sablo-graveleux ocre beige riche en graviers et galets
Eboulis, graviers, sable argileux et terre végétale	Limon sablo-graveleux ocre riche en graviers et galets
Filonnets oxydés	Limon sablo-graveleux, beige
Filonnets sable oxydé	Limon silteux gris beige à cailloutis calcaires et dépôts et nodules blancs carbonatés
Fragments de galets à matrice sablo-limoneuse beige brun	Limon silteux gris beige à cailloutis et nodules carbonatés
Fragments de galets et galets ($d_{max} \geq 100mm$) à matrice sablo-limoneuse beige brun	Limon, sable beige et galets
Galets (0 à 60 mm) et graviers dans matrice limono-sableuse marron beige	Limons argileux et graviers
Galets (0-6cm) à matrice sablo-argileuse brune	Limons argilo-graveleux brun
Galets (calcaire, quartz, granite, schiste)($d_{max} \geq 30mm$) à matrice sablo-limoneuse	Limons argilo-graveleux marron clair
Galets (calcaire, quartz, schiste)($d_{max} \geq 60mm$) à matrice sablo-limoneuse	LIMONS DEVENANT ARGILEUX VERS LA BASE
Galets ($d_{max} 7cm$) à matrice limono-sableuse beige	Limons et graves
Galets ($d_{max} \geq 25mm$) à matrice sablo-limoneuse beige	Limons et graviers beiges
Galets ($d_{max} \geq 40mm$) à matrice sablo-limoneuse	Limons graveleux
Galets ($d_{max} \geq 40mm$) à matrice sablo-limoneuse beige brun	Limons grossiers sableux, présence éparse de graves
Galets ($d_{max} \geq 60mm$) et fragments de galets à matrice sablo-limoneuse beige brun	LIMONS PUIS SABLE

Galets + sables + Matrice argileuse jaune à blanche	Limons sableux à sables limoneux, à rares éléments graveleux
Galets + sables + Matrice argileuse jaune à marron	Limons sableux et graviers
Galets à ciment sablo-argileux	Limons sableux marrons à galets et graviers (cm)
Galets à liant argileux marron-rouge	Limons sablo-argileux (sable fin à moyen) présence d'éléments pluridécimétriques éparses, brun foncé, ferme
Galets à matrice argileuse	Limons sablo-graveleux beiges
Galets à matrice argileuse brune	Limons sablo-graveleux brun-gris à galets
Galets à matrice argileuse rouge	Limons sablo-graveleux marrons clairs
Galets à matrice sablo-limoneuse beige brun	Limons sablo-graveleux rouille
Galets à matrice sablo-limoneuse brun beige	LIMONS VASEUX AVEC QUELQUES GRAVIERS A PARTIR DE 4,2 M
Galets à matrice sablo-limoneuse brune	Passage de poudingue alterné avec sable, graviers, galets
Galets argileux traces de poudingues	Petits graviers à liant argileux
Galets avec matrice argileuse	Remblai (limon sablo-graveleux avec présence de racines)
Galets avec matrice argileuse marron	Remblai (limon sablo-graveleux)
Galets avec matrice argilo-sableuse marron	Remblai (limon sablo-gravelux)
Galets dans matrice argilo-sableuses	Remblai argileux marron
Galets dans une matrice sablo-limoneuse marron brun	Remblai argilo-limoneux + quelques graves marrons
Galets enrobés dans une matrice argileuse	Remblai argilo-limoneux marron
Galets et argile rouge	Remblai argilo-limoneux marron jaune
Galets et argile sableuse	Remblai argilo-limoneux marron vert
Galets et argiles rouges	Remblai caillouteux et argileux
Galets et cailloutis roulés dans gangue limono-sableuse	Remblai divers (argile, cailloux calcaires)
Galets et graviers à matrice limono-sableuse	Remblai limono-graveleux (0-6cm)
Galets et graviers avec argile	Remblai, graviers, galets mélangés avec limon brun rouge
Galets et graviers consolidés	Remblai: argile sablo-caillouteuse rougeâtre
Galets et graviers indurés	Remblai: graves à matrice argilo-sableuse beige à ocre (0-5cm)
Galets et graviers indurés à passages peu sableux	Remblai: limon beige à petits galets
Galets et graviers indurés avec sable	Remblai: limon sableux marron à galets toutes tailles
Galets et graviers remaniés avec argiles rouges	Remblais : argile brune et cailloutis
Galets et graviers, matrice argileuse rouge	Remblais : graviers (0 à 50mm) dans matrice limoneuse marron
Galets et sable limoneux brun	Remblais : sable jaune, graviers et argile
Galets et terre argileuse rouge	Remblais argile brune et petits blocs
Galets et terre végétale argileuse rouge	Remblais argile marron graveleuse
Galets graviers consolidés	Remblais argileux
Galets indurés	Remblais argileux et blocs
Galets indurés et graviers	Remblais argilo-graveleux
Galets indurés et sable	Remblais argilo-sableux et graveleux
Galets millimétriques à centimétriques à ciment sablo-argileux	Remblais de galets et d'argile
Galets organisés à matrice argileuse rouge	Remblais de surface: limons, sable et petits galets
Galets remaniés, sables et argiles rouges	Remblais gravelo-argileux
Galets sable très compacts, +/- cimentés	Remblais graves sablo-limoneuses peu compactes bariolées de marron, beige et gris
Galets sableux argileux	Remblais graviers argileux marron-jaune
Galets sableux ave passages de sables limoneux marron	Remblais limoneux et cailloux
Galets sablo-limoneux marron beige	Remblais sablo-limoneux à graves peu compacts bariolés de marron, beige et gris
Galets, graviers et sable beige grésifié	Remblais sablo-limono caillouteux
Grave +/- sableuse +/- limoneuse brune à galets	Remblais, argile graveleuse

Annexe 2 : Classification des faciès

Grave +/- sableuse +/- limoneuse marron beige à galets	Remblais, argile graves
Grave à matrice argileuse marron	Remblais, graviers, argile, sable et galets
Grave à matrice sablo-limoneuse brune	Remblais, limons, graves, sable
Grave à matrice sablo-limoneuse marron clair	Remblais: graves (0 à 60 mm) dans matrice limono-sableuse, marron
Grave argileuse	Remblais: graviers (0 à 20 mm) dans matrice argilo-sableuse, marron/brun
Grave argileuse jaunâtre	Remblais: limon sablo-graveleux, marron clair
Grave argileuse marron	Remblais: limons sableux à cailloutis et graves éparses (0 à 20 mm), marron
Grave argileuse marron puis sableuse	Remblais: limons sableux, marron
Grave grossière limoneuse	Sable
Grave limoneuse beige (0-50mm)	Sable argileux brun à verdâtre à rares graviers
Grave limoneuse marron	Sable argileux avec graves
Grave limoneuse rougeâtre (éléments roulés)	Sable argileux avec graviers
Grave limono sableuse beige	Sable argileux avec graviers et galets < 80 mm
Grave limono sableuse beige gris marron	Sable argileux avec graviers sablo-argileux
Grave limono-sableuse	Sable argileux avec quelques galets < 60 mm
Grave limono-sableuse beige à galets	Sable argileux beige et galets
Grave limono-sableuse brun beige à galets	Sable argileux brunâtre avec graviers
Grave limono-sableuse brune	Sable argileux brunâtre avec quelques galets et graviers
Grave limono-sableuse brune à galets	Sable argileux brunâtre et graviers
Grave sableuse +/- limoneuse marron	Sable argileux et cailloutis
Grave sableuse partiellement cimentée, très résistante	Sable argileux et galets
Grave sablo limoneuse beige gris	Sable argileux et galets rougeâtres
Grave sablo limoneuse brun gris	Sable argileux et graveleux
Grave sablo limoneuse gris brun à blocs	Sable argileux graveleux marron
Grave sablo limoneuse gris brun à galets	Sable argileux gris marron légèrement graveleux
Grave sablo-argileuse beige à grise	Sable argileux grisâtre avec petits galets
Grave sablo-limoneuse à galets	Sable argileux jaunâtre, graviers et petits galets
Grave sablo-limoneuse beige à galets	Sable argileux jaune avec galets > 100 mm
Grave sablo-limoneuse brune	Sable argileux jaune avec quelques graviers
Grave sablo-limoneuse marron à galets	Sable argileux jaune et cailloutis
Grave sablo-limoneuse marron brun à galets	Sable argileux jaune, graviers, galets
Grave sablo-limoneuse marron-ocre	Sable argileux marron à galets toutes tailles jusqu'à 100 mm
Graves + argiles sableuses marrons	Sable argileux marron à petits et moyens galets jusqu'à 30 mm
Graves à matrice argileuse	Sable argileux marron avec galets et graviers
Graves à matrice argileuse marron	Sable argileux marron graveleux
Graves à matrice argilo-sableuse marron/gris clair	Sable argileux marron, beige, graveleux
Graves à matrice limono-sableuse marron beige	Sable argileux roux à cailloux
Graves à matrice sableuse ocre légèrement limoneuse	Sable argileux roux et galets
Graves argileuses	Sable argileux, galets et graviers
Graves argileuses beiges	Sable argileux, graviers
Graves argileuses brunes sableuses	Sable argileux, graviers et galets
Graves argileuses marron	Sable argileux, graviers, galets
Graves argilo-sableuses	Sable argileux, graviers, galets et pouingue
Graves compactes à matrice argileuse	Sable argilo grésifié, nombreux éléments subarrondis à anguleux éparses marron jaunâtres lâche
Graves compactes à matrice limono-sableuse peu abondante	Sable argilo-graveleux

Graves embalées dans une matrice argilo-marneuse grise	Sable argilo-graveleux beige
Graves et argile	Sable argilo-graveleux marron
Graves et argile beige	Sable argilo-graveleux marron-jaune
Graves et limons	Sable argilo-graveleux, nombreux éléments subarrondis à anguleux éparses marron jaunâtre lâches
Graves et limons marrons	Sable beige
Graves et petits galets + argile sableuse beige foncé	Sable beige légèrement argileux
Graves et sable argileux	Sable beige très fin
Graves et sable limoneux	Sable beige verdâtre
Graves fines à grossières à matraice sableuse limoneuse rare	Sable brun argileux légèrement graveleux
Graves fines et sable limoneux	Sable compact
Graves fines limoneuses sableuses marrons à traces noires compactes	Sable et galets compacts localement indurés
Graves grossières à matrice argilo-sableuse beige rouille	Sable et galets légèrement argileux
Graves limono-sableuses, nombreux éléments subarrondis à anguleux éparses	Sable et galets limoneux beiges
Graves moyenne à matrice argilo-sableuse	Sable et galets limoneux roux
Graves moyenne à matrice argilo-sableuse marron	Sable et graviers à matrice limoneuse bariolée rouille et ocre
Graves moyennes à grossières légèrement à fortement limoneuses	Sable et graviers à matrice limoneuse beige
Graves moyennes limono-sableuse à matrice importante	Sable et graviers à passages consolidés
Graves plus ou moins compactes et conglomérat	Sable et graviers argileux
Graves sableuses très compactes à passées indurées	Sable et graviers argileux jaunâtre
Graves sablo argileuses compactes	Sable et graviers avec liant
Graves sablo-argileuses	Sable et graviers bruns argileux
Graves sablo-argileuses marron blanchâtre	Sable et graviers compacts devenant argileux
Graves sablo-argileuses marron grisâtre	Sable et graviers légèrement argileux
Graves sablo-limoneuse, nombreux éléments subarrondis à anguleux éparses, marron clair, lâches	Sable et graviers légèrement argileux avec lentilles d'argile
Graves sablo-limoneuse, nombreux éléments subarrondis à anguleux, marron clair, lâches	Sable et graviers légèrement limoneux beige à quelques galets
Graves sablo-limoneuses beige blanchâtre	Sable et graviers légt limoneux
Graves sablo-limoneuses beiges à brunes	Sable et graviers limoneux
Graves sablo-limoneuses brunâtres	Sable et graviers limoneux à galets
Graves sablo-limoneuses brun-gris à galets	Sable et/ou argile sableuse
Graves sablo-limoneuses denses	Sable fin
Graves sablo-limoneuses et galets polygéniques	Sable fin à moyen
Graves sablo-limoneuses gris	Sable fin argileux jaune avec graviers de 5 à 25 mm, peu de galets
Graves sablo-limoneuses marron	Sable fin argileux ocre
Graves très compactes à passées indurées	Sable fin compact fin
Graves, galets sableux +/- cimentés ensemble très compact	Sable fin graveleux légèrement argileux brun
Gravier argileux	Sable fin homogén de teinte grisâtre
Gravier argilo-sableux	Sable fin limoneux
Gravier limono-sableux beige/marron d moy 30mm dmax 60mm	Sable fin limoneux beige
Gravier sableux argileux	Sable fins micacés +/- argileux, beige à passées grisâtre
Gravier sablo-argileux	Sable graveleux argileux jaune
Gravier, galets et sable argileux	Sable graveleux légèrement argileux
Graviers <2-3cm (dmax 5cm) à forte matrice de limon sableux marron	Sable graveleux légèrement limoneux
Graviers à matrice argileuse rouge	Sable graveleux légèrement limoneux beige

Annexe 2 : Classification des faciès

GRAVIERS A MATRICE SABLEUSE A PASSAGE CON- GLOMERE	Sable gravelo limoneux beige gris
Graviers à matrice sablo limoneuse marron	Sable gravelo-argileux gris marron
Graviers à matrice sablo-limoneuse	Sable gravelo-limoneux
Graviers à matrice sablo-limoneuse marron	Sable gréseux
Graviers à matrice sablo-limoneuse marron beige	Sable gris
Graviers à matrice sablo-limoneuse, assez abondante marron	Sable gris fin légèrement argileux
Graviers argileux	Sable gris grossier et limon
Graviers argileux et galets	Sable grisâtre légèrement argileux
Graviers avec argile	Sable grossier à liant argileux jaune, graviers et galets jusqu'à 200 mm
Graviers avec passages indurés	Sable grossier argileux
Graviers bruns argileux	Sable grossier argilo-caillouteux beige
Graviers bruns légèrement argileux	Sable grossier compact marron/beige légèrement argileux très raides (poudingues possibles)
Graviers cent à décimétriques dans un matrice limono-sableuse beige claire	Sable grossier gris par alternances argileux, graviers et galets de 80 à 200 mm
Graviers cent à décimétriques dans un matrice limono-sableuse marron	Sable grossier légèrement limoneux, graveleux, marron
Graviers débris marneux	Sable grossier raide marron clair (poudingues possibles)
Graviers et argile sableuse	Sable induré et petits gravillons
Graviers et argiles rouges	Sable jaune
Graviers et galets +/- cimentés à matrice sableuse légèrement limoneuse marron très compact	Sable jaune argileux
Graviers et galets +/- cimentés à matrice sableuse légèrement limoneux marron très compact	Sable jaune argileux avec quelques galets
Graviers et galets +/- cimentés sableux légèrement limoneux marron beige très compact	Sable jaune avec graviers légèrement argileux
Graviers et galets +/- cimentés très compacts marron beige	Sable jaune fin
Graviers et galets +/- cimentés très compacts, marron beige	Sable jaune légèrement argileux
Graviers et galets à horizon indurés	Sable jaune très fin
Graviers et galets à liant argileux	Sable jaune très fin légèrement argileux
Graviers et galets à liant argilo-sableux	Sable légèrement argileux
Graviers et galets à liant argil-sableux	Sable légèrement argileux marron à galets toutes tailles jusqu'à 110 mm
Graviers et galets à liant sablo-argileux	Sable légèrement argileux marron à galets toutes tailles jusqu'à 90 mm
Graviers et galets à matrice sablo limoneuse marron beige abondante	Sable limoneux à galets brun/marron clair
Graviers et galets à matrice sablo limoneuse marron, peu com- pact	Sable limoneux à graviers beige-ocre rouille dmoy 20mm
Graviers et galets à matrice sablo-limoneuse marron plus ou moins abondante	Sable limoneux à graviers épars
Graviers et galets argileux	Sable limoneux avec graviers et galets
Graviers et galets argileux avec débris végétaux	Sable limoneux beige et galets
Graviers et galets dans argile rouge	Sable limoneux beige et graviers
Graviers et galets dans matrice argilosableuse	Sable limoneux brun à graviers
Graviers et galets plus ou moins argileux	Sable limoneux brun à rares graviers
Graviers et galets plus ou moins cimentés à matrice sableuse légèrement limoneuse marron beige, très compact	Sable limoneux brun à rares graviers compact
Graviers et galets plus ou moins cimentés très compacts, gris à matrice sableuse	Sable limoneux brun avec quelques graviers
Graviers et galets sableux à sablo-limoneux marron beige	Sable limoneux et graviers
Graviers et galets sableux congglomératiques gris marrons très compacts	Sable limoneux graveleux beige à galets
Graviers et galets sableux et légèrement limoneux marron, plus ou moins cimentés	Sable limoneux grossier chargé en éléments graveleux, com- pact à induré
Graviers et galets sableux et légèrement limoneux, +/- cimen- tés	Sable limoneux marron à graviers

Graviers et galets sableux légèrement limoneux beiges	Sable limoneux marron ocre à gravillons et graviers
Graviers et galets sableux légèrement limoneux marron, très compact	Sable limoneux orangé à rares passées de graviers
Graviers et galets sableux, légèrement limoneux compacts, marron	Sable limoneux, petits graviers
Graviers et galets sableux, passages consolidés	Sable limono-graveleux
Graviers et galets sablo-argileux beige grisâtre	Sable limono-graveleux brun
Graviers et galets sablo-argileux beige grisâtre d moy 30mm dmax 50mm	Sable limono-graveleux marron roux
Graviers et galets sablo-limoneux beige	Sable marneux graveleux
Graviers et galets sablo-limoneux, marron foncé	Sable marneux graveleux jaune
Graviers et graves dans matrice sablo-limoneuse	Sable marneux jaune cailloutis
Graviers et grès	Sable marneux marron-jaune légèrement graveleux
Graviers et passages de taparas	Sable marron clair argilo-graveleux
Graviers et petits galets avec ciment sableux friable (poudingue en formation)	Sable moyen à fin à liant argileux jaune, graviers de 5 à 15 mm et galets > à 100 mm
Graviers et petits passages argileux	Sable moyennement limoneux marron chargé en éléments graveleux
Graviers et sable argileux	Sable ocre
Graviers et sable argileux marron	Sable ocre rouge
Graviers et sable bruns peu argileux	Sable plur
Graviers et sable gris argileux avec galets	Sable pur
Graviers et sable grisâtre, passages indurés	Sable rouge
Graviers et sable, passages indurés	Sable roux grésifié
Graviers et sables argileux rouges indurés	Sable, galets et graviers avec passages grésifiés
Graviers et sables indurés	Sable, graviers et galets argileux
Graviers et sables indurés à rares galets	Sable, graviers et galets argileux plus ou moins compact
Graviers et sables jaunes argileux	Sable, graviers et galets et quelques lentilles d'argile
Graviers et sables légèrement argileux	Sable, graviers limoneux
Graviers galets à matrice argileuse	Sable, graviers très argileux
Graviers galets compacts niveaux cimentés	Sable, graviers, galets + quelques lentilles d'argile
Graviers galets sable argileux	Sable, graviers, galets avec liant argileux jaunâtre
Graviers galets sable argileux marron jaune	Sable, gris
Graviers légèrement argileux marron	Sable, gris/marron
Graviers limoneux	Sable, limon et galets
Graviers limono-sableux beige/marron	Sables
Graviers roulés et sable argileux compact	Sables +/- limoneux marron avec galets et graviers épars
Graviers sableux et argileux jaunâtre	Sables +/- limoneux marron beige avec galets et graviers épars
Graviers sableux et quelques galets, passages consolidés	Sables argileux, à graviers, peu denses, marron
Graviers sableux, passages indurés, quelques galets	Sables argileux, petits graviers
Graviers sablo-argileux	Sables bruns
Graviers sablo-argileux, passages indurés, quelques galets	Sables bruns légèrement limoneux
Graviers sablo-limoneux marron	Sables et graviers +/- limoneux beige à galets
Graviers sablo-limoneux marron beige	Sables et graviers à matrice limoneuse marron
Graviers semi-consolidés	Sables et graviers argileux
Graviers, argile jaune et sable	Sables et graviers beiges légèrement limoneux
Graviers, galets à lian sablo-argileux	Sables et graviers indurés
Graviers, galets à liant sablo-argileux	Sables et graviers indurés, rares galets
Graviers, galets à liant sablo-argileux marron-clair	Sables et graviers moyens à passées argileuses jaunes
Graviers, galets argileux	Sables fins

Annexe 2 : Classification des faciès

Graviers, galets dans sable argileux marron	Sables fins +/- limoneux, légèrement graveleux, denses brun beige foncé
Graviers, galets et argiles rouges indurés	Sables fins à moyens
Graviers, galets et blocs (passages grésifiés)	Sables fins à rares galets
Graviers, galets et blocs grésifiés	Sables fins à très fins légèrement argileux, micacés, stratifiés localement cimentés, à graviers et galets, beige clair
Graviers, galets et sable grisâtre, passages consolidés	Sables fins à très fins légèrement argileux, micacés, stratifiés localement cimentés, à graviers, beige clair
Graviers, galets, passages de poudingues	Sables fins argileux, graviers
Graviers, sable et galets argileux marrons	Sables fins argileux, petites graviers
Graviers, sables argileux	Sables fins argileux, petits graviers
Graviers, sables et argiles rouges	Sables fins gris homogènes
Grès et calcaires gréseux remaniés (éboulis)	SABLES FINS INFRAMILLIMÉTRIQUES BEIGES CLAIRS
Grès sableux ocre jaune fins et moyens peu cimentés (boulance)	Sables fins jaunes
Gros galet et terre argileuse	Sables fins limoneux à limons sableux, compacts bruns, chargés en éléments arrondis graveleux
Gros galets à matrice sablo-argileuse beige	Sables fins marron-brun
Gros galets et sable argileux	Sables fins peu argileux, graviers
Gros galets et sable argileux marron	Sables gravelo-limoneux, denses, marron/brunâtre + graves fines à moyennes
Gros galets et sable argileux, passages consolidés	Sables gris
Gros galets, sable argileux	Sables jaunes
Gros galets, sable et graviers avec passages cimentés	Sables jaunes peu argileux indurés
HORIZON SABLEUX	Sables micacés fins à grossier légèrement argileux beige à passées gris clair
Limon argileux à cailloutis et galets	Sables moyens à fins +/- limoneux denses marron, qqes éléments dmax 40mm
Limon argileux brun à cailloutis, galets et graves gris, beiges, blancs	Sables ocres
Limon argileux brun à galets et racines	SABLES ROUX
Limon argileux brun beige + cailloutis	Sables très fins
Limon argileux et limon sableux brun à galets	Sables, graviers argileux
Limon argileux gris beige à cailloutis et nodules carbonatés	Sables, graviers et galets dans une matrice limoneuse beige peu abondante
Limon argileux marron + graves	Sables, graviers et galets dans une matrice limoneuse brune +/- abondante
Limon argileux marron à cailloutis (10-30cm)	Sables, graviers marrons argileux
Limon argileux marron brun à gravillons et galets	Terre
Limon argileux marron brun à gravillons et graviers	Terre + gravier
Limon argilo-graveleux	Terre argileuse
Limon argilo-graveleux brun	Terre argileuse rouge
Limon argilo-graveleux brun foncé	Terre argileuse, graviers
Limon argilo-graveleux marron	Terre argilo-sableuse
Limon argilo-graveleux nombreux éléments subanguleux éparses marron compactes à lâches	Terre et graviers
Limon argilo-sableux à galets	Terre et graviers secs
Limon argilo-sableux brun à galets	Terre grasse
Limon argilo-sableux brun à gravillons et graviers	Terre meuble et remblais
Limon beige riche en graviers et galets alternant avec quelques niveaux sableux	Terre rouge et graviers
Limon brun à graviers	Terre sableuse
Limon brun rouge avec quelques galets et graviers	Terre sableuse, argileuse
Limon brun rouge et galets	Terre sablo-argileuse + gravier
Limon brun, galets	Terre sablo-graveleuse

Limons caillouteux beige (0-7cm)	TERRE VEGETALE
Limons caillouteux induré (0-3cm) beige blanchâtre à nodules carbonatés	Terre végétale
Limons et quelques graves	Terre végétale
Limons graveleux	Terre végétale argileuse et limons
Limons graveleux beige à galets	Terre végétale argilo-limoneuse
Limons graveleux beige à galets marrons	Terre végétale avec galets
Limons graveleux brun	Terre végétale avec galets et graviers
Limons graveleux brun foncé	Terre végétale avec petits graviers
Limons graveleux marron foncé	Terre végétale avec sable et graviers
Limons graveleux, beige	Terre végétale avec très gros galets
Limons grisâtre avec petits graviers	Terre végétale et graviers
Limons grisâtre avec quelques galets	Terre végétale et limons
Limons graveleux brun	Terre végétale et petits galets
Limons légèrement sableux brun à graviers et galets	Terre végétale grasse
Limons légèrement sableux marron à cailloux roulés épars	Terre végétale limoneuse, marron
Limons légèrement sableux riche en graviers et galets (cm à dm) beige	Terre végétale marron, graviers et galets
Limons légèrement sableux riche en graviers et galets (cm à dm) beige clair	Terre végétale, argile et cailloutis
Limons marron à galets roulés	Terre végétale, argile rouge et cailloutis
Limons marron légèrement sableux à éléments gravelo-caillouteux	Terre végétale, argiles, cailloutis et graviers remaniés
Limons sableux à galets marron/gris	Terre végétale, graviers, galets
Limons sableux à graveleux marron	Terre, graviers
Limons sableux argileux gris, graves et cailloutis	Zone sableuse (grés jaunâtre très altérés)
Limons sableux avec de petits galets (dmax=20mm) de teinte marron	Zone sableuse (grés jaunâtres très altérés)
Limons sableux beige à galets	

Classe 3 (forte perméabilité)

ALLUV: GRAVIER, SABLEUX	Graviers, rares galets
ALLUV: PRE/GRAVIER/GALET/	Graviers, sable
Alluvions	Graviers, sable jaune et gros galets
Alluvions : galets et sable	Graviers, sables
Alluvions : galets et sable jaune orangé	Graviers, sables et galets
Alluvions : galets, graviers	Graviers, sables et rares galets
Alluvions : galets, graviers et sables argileux	Gros blocs et sable graveleux
Alluvions : galets, graviers et sables peu argileux	Gros galets
ALLUVIONS : GRAVIER ET SABLE	Gros galets avec sable et graviers
Alluvions composées de sable grossiers , graviers et galets moyens inférieurs à 100 mm	Gros galets et graviers
Alluvions galets, graviers et sables peu argileux	Gros galets et graviers sableux
Alluvions grossières	Gros galets et sable
Alluvions grossières et sales	Gros galets et sable compact
Alluvions légèrement argileuse	Gros galets et sables rapportés
Alluvions moyennes	Gros galets non cimentés
Alluvions moyennes à grossières	Gros galets, graviers et sable
Alluvions petites à moyennes	Gros galets, graviers et sable gris
Alluvions, graviers et sable fin	Gros galets, remblai
Alluvions, graviers, galets, bancs de poudingue	GROS GRAVIERS
Alluvions, poudingue en formation	Gros graviers et galets
Alluvions, sable, graviers, galets	Horizon sableux, rares graviers
Alluvions: sable et galets	MOINS DE GRAVIERS (DE TAILLE PLUS PETITE)
Blocs et graviers	Niveau de galets
Blocs et graviers compacts	Niveau de galets roulés centimétriques (7 cm max)
Blocs graviers et galets	Niveau de galets roulés sableux
Blocs, graviers	Niveaux de galets et graviers centimétriques (bien roulés)
Blocs, graviers et sable	PASSAGE PROGRESSIF A HORIZON FORME DE GRAVIERS ET DE SABLE
CAILLOUX CALCAIRE	Passage sableux brun
Cailloux calcaires anguleux à matrice sableuse	Passée de graviers
Cailloux, sable	Passées de graviers
Concassé calcaire et grave sableuse beige claire	Petits galets et sable
Concassés traités gris blanchâtre raide	Petits galets, graviers et sable orange
Couche de forme graveleuse concassée beige/blanc sableuse	Petits galets, sable et graviers
GALET GRAVIER	Remblai
Galets	Remblai : graviers sableux moyennement compacts de couleur beige foncé
Galets (0-5cm) à matrice sableuse brune	Remblai : tout venant + graves
Galets (0-8cm)	Remblai 0/30 mm
Galets (alluvions aquifères)	Remblai à matériaux
Galets avec sable	Remblai de cailloux calcaires et galets
Galets dans matrice sableuse	Remblai de sable à cailloux et cailloutis
Galets dans matrice sableuse moyennement fine très compactes	Remblai de sable et graves
Galets et cailloutis	Remblai de surface : galets, graviers et sable
Galets et graviers	Remblai divers
Galets et graviers avec horizon sableux	Remblai et alluvions

Galets et graviers bien roulés	Remblai graveleux
Galets et graviers peu argileux	Remblai gravelo-sableux
Galets et graviers roulés	Remblai tout venant (0-3cm)
Galets et graviers sableux	Remblai tout venant sablo-caillouteux
Galets et graviers sableux avec des blocs	Remblai: galets et graviers dans une légère matrice sableuse marron
Galets et graviers très compacts	Remblai: graves (1-4cm)
Galets et rares graviers	Remblai: graviers et galets sableux marron gris
Galets et remblais	Remblai: sable graveleux
Galets et sable	Remblai: sable marron clair à galets toutes tailles jusqu'à 110 mm
GALETS ET SABLE (AUGMENTATION DE LA PROPORTION DE GALETS)	Remblai: sable marron clair à petits et moyens galets jusqu'à 40 mm
Galets et sable brun	Remblais
Galets et sables	Remblais (cailloux, graves, sable)
Galets graves sable, marron beige	Remblais à bois, plastiques, ferrailles, galets
Galets graviers et sable	Remblais à matériaux divers
Galets graviers sableux avec passage de blocs	Remblais avec petits galets
Galets grossiers et graviers	Remblais compacts
Galets grossiers et sable	Remblais de galets
Galets grossiers non cimentés	Remblais de surface : galets, sable
Galets grossiers sans matrice	Remblais divers
Galets grossiers, graviers et sable	Remblais divers, bois, verres, gravats
Galets hétérométriques	Remblais et graviers
Galets moyens et graviers	Remblais et gros galets
Galets roulés	Remblais et tout venant
Galets roulés et cassés avec sable grossier gris	Remblais graveleux
Galets roulés et sable beige	Remblais sable, graviers
Galets sableux	Remblais sablo-graveleux
Galets sableux beiges	Remblais, bois, plastiques et gravats divers
Galets sableux et blocs	Remblais, graves, sable
Galets sans matrice	Remblais, graves, sable, marron foncé
Galets, cailloutis et sable grisâtre	Remblais, graviers et petits blocs
Galets, graviers	Remblais, graviers rosâtres
Galets, graviers et sable	Remblais, sable, graveleux
Galets, graviers et sable jaune	Remblais, tout venant, blocs béton et gros galets
Galets, graviers et sable marron à gris	Remblais: galets, gris/beige
Galets, graviers et sable marron gris compacts	Remblais: graviers (0 à 50 mm) dans matrice sableuse beige
Galets, graviers et sable marron-jaune	Remblais: graviers et galets sableux gris
Galets, graviers et sables	Remblais: graviers et galets sableux marron
Galets, graviers grossiers et sable	Remblais: graviers et galets sableux marron à gris clair avec passages plus sableux
Galets, graviers, sable	Remblais: graviers et galets sableux marron clair
Galets, sable	Remblais: graviers et galets sableux marron gris
Galets, sable, graviers	Remblais: sables et graviers (0 à 10 mm) gris
Grave	Sable à éléments plus gros, sable compact
Grave faiblement sableuse de teinte beige à granulométrie très étalée	Sable à galets
Grave sableuse	Sable à graviers et galets
Grave sableuse 0/80	Sable à rares graviers

Grave sableuse beige	Sable avec graviers et galets
Grave sableuse beige (0-100mm)	Sable avec graviers et galets < 100 mm
Grave sableuse beige (éléments concassés)	Sable avec graviers et galets < 120 mm
Grave sableuse beige (éléments roulés)	Sable avec peu graviers
Grave sableuse beige 0/40	Sable avec quelques galets
Grave sableuse beige 0/50	Sable beige à galets (dmax=30mm)
Grave sableuse beige à graviers	SABLE BEIGE FONCE A PETITS ELEMENTS PLURIMILLIMÉTRIQUES
Grave sableuse brun marron	Sable beige graveleux
Grave sableuse brune	Sable beige légèrement grésifié avec passage de graviers et petits galets
Grave sableuse de teinte beige à granulométrie étalée	Sable brun foncé graveleux
Grave sableuse de teinte orangée à granulométrie étalée	Sable et galets
Grave sableuse légèrement limoneuse beige à rares galets	Sable et galets (dmax=40-50mm) très faiblement argileux, beige à gris
Grave sableuse ocre 0/20	Sable et galets (dmax=40mm) faiblement argileux, beige à grisâtre
Grave très sableuse de teinte beige à jaunâtre à granulométrie très étalée	Sable et galets (dmax=70mm), beige
Graves	Sable et galets beige
Graves à matrice sableuse beige (0-8cm)	Sable et galets beige gris
Graves à petits graviers légèrement sableux (dmax>15cm)	Sable et galets beige roux
Graves à petits graviers propres (dmax>15cm)	Sable et galets beiges
Graves compactes	Sable et galets beiges (remblais)
Graves concassées beige blanchâtre	Sable et galets compacts
Graves concassées légèrement sableuses beige clair	Sable et galets et/ou cailloutis (dmax=40-50mm) très faiblement argileux, grisâtre
Graves concassées légèrement sableuses beige claire 0/40mm	Sable et galets jaunâtre
Graves et graviers sableux	Sable et graves marron
Graves et sable	Sable et gravier
Graves fines à grossières dmax 40mm	Sable et graviers
Graves fines à moyennes à matrice sableuse grossière, marrons	Sable et graviers (remblai)
Graves fines à moyennes à matrice sableuse rare	Sable et graviers avec peu de galets
Graves fines à moyennes sableuses	Sable et graviers beige à gris
Graves grossières	Sable et graviers beige verdâtre
Graves grossières à caillouteuses à matrice sablo-argileuse rare	Sable et graviers bruns
Graves grossières propres (dmax=10cm)	Sable et graviers compacts
Graves grossières propres (dmax=15cm)	SABLE ET GRAVIERS DE TAILLE MOYENNE
Graves grossières propres (dmax>15cm)	Sable et graviers gris beige
Graves grossières sans matrice	Sable et graviers jaunes
Graves légèrement sableuse très compacte	Sable et graviers, marron
Graves légèrement sableuses à lentille sablo-graveleuse	Sable et gravillons
Graves légèrement sableuses grises	Sable et petites graves, beige
Graves moins sableuses, nombreux éléments subanguleux à arrondis éparses marron jaunâtre lâche	SABLE ET QUELQUES GRAVIERS
Graves moyennes à grossières caillouteuses à matrice sableuse	Sable fin avec graviers et petits galets
Graves moyennes à grossières sableuses marrons	Sable fin avec quelques galets < 40 mm
Graves moyennes à grossières sablo-caillouteuses	Sable fin avec quelques graviers
Graves moyennes à grossières, à matrice sableuse, beiges	Sable fin beige et galets
Graves raides sablo-limoneuses beige/gris d moy 30mm	Sable fin et graviers
Graves sableuses	Sable fin et quelques graviers

Graves sableuses (dmax=5cm)	Sable fin gris avec galets isolés
Graves sableuses avec qqes galets beige	Sable fin gris et galets
Graves sableuses beiges	Sable fin jaune, rares graviers
Graves sableuses brunes	Sable fin ocre rouge, galets, graviers
Graves sableuses compactes	Sable fin, graviers
Graves sableuses compactes marron beige	Sable graveleux
Graves sableuses dans une matrice légèrement argilo-limoneuse (graves fines à cailloux), sable fin à moyen, marron clair, lâche	Sable graveleux beige gris
Graves sableuses dans une matrice légèrement argilo-limoneuse (graves fines à cailloux), sable moyen à grossier, brun, lâche	Sable graveleux brun
Graves sableuses faiblement limoneuses	Sable graveleux brun marron à galets
Graves sableuses fines à grossières	Sable graveleux dense
Graves sableuses gris blanchâtre	Sable graveleux marron
Graves sableuses gris marron	Sable graveleux peu à moyennement de couleur marron foncé
Graves sableuses lâches	Sable graveleux, gris
Graves sableuses légèrement caillouteuses gris beige	Sable graveleux, marron
Graves sableuses légèrement limoneuses brun beige foncé	Sable graveux compact avec graviers et petits galets
Graves sableuses marron	Sable graviers
Graves sableuses marron grisâtre	Sable gris à graviers
Graves sableuses peu limoneuses	Sable gris avec graviers et galets < 110 mm
Graves sableuses plus ou moins compacte	Sable gris et galets
Graves sableuses, beige	Sable gris et galets < 80 mm
Graves sableuses, gris clair	Sable gris et quelques galets
Graves sableuses, jaune	Sable gris et rares graviers
Graves sableuses, marron	Sable gris, galets et graviers
Graves très compact	SABLE GRIS, GRAVIERS ET GALETS
Graves, galets sable	Sable gris, graviers et galets < 85 mm
Graves, galets, sable marron	Sable gris, graviers et galets < 90mm
Graves, sable clair avec passages plus sableux	Sable gris-vert avec graviers
Graves, sable plus clair	Sable grossier
Graves, sable, galets marron	Sable grossier avec galets et gros graviers
Graves, sable, galets marron beige	Sable grossier beige (qq graviers roulés)
Graves, sable, marron foncé	Sable grossier beige marron
Graves, sables	Sable grossier beige marron plus compact
Graves, sables clair	Sable grossier de teinte beige
Gravier	Sable grossier et galets
GRAVIER AGGLOMÉRÉ	Sable grossier et galets (dmax>9cm)
Gravier et sable	Sable grossier graveleux
Gravier propre	Sable grossier gris avec graviers et galets < 70 mm
Gravier sableux	Sable grossier gris avec quelques petits graviers
Gravier sableux saturé	Sable grossier gris, galets de 80 à 200 mm
Gravier sableux sec	Sable grossier, galets < 80 mm et graviers
GRAVIER, SABLE AQUIFÈRE	Sable grossier, galets et graviers
Graviers	Sable grossier, galets, graviers
GRAVIERS (ALLUVIONS)	Sable grossier, graviers et galets < 100 mm
Graviers , galets et sables	Sable grossier, graviers et galets < 70 mm
Graviers + sable	Sable grossiers avec galets

Annexe 2 : Classification des faciès

Graviers <2-3cm (dmax 7cm) à forte matrice de sable fin légèrement limoneux marron beige	Sable jaune argileux avec graviers
Graviers alternant avec des sables fins	Sable jaune avec traces de briques
Graviers avec passages de sables	Sable jaune et graviers
Graviers avec peu de sable	Sable jaune graveleux
Graviers bruns plus ou moins sableux	Sable jaune graveleux plus ou moins plastique
Graviers et blocs	Sable jaune, rares graviers
Graviers et galets	Sable légèrement graveleux
Graviers et galets avec horizons sableux	Sable légèrement graveleux beige à gris sombre
Graviers et galets avec sable	Sable légèrement graveleux, gris/marron
Graviers et galets grossiers	Sable marron à beige à graviers et galets
Graviers et galets légèrement sableux	Sable marron, galets et graviers
Graviers et galets marron beige	Sable ocre + gravillons
Graviers et galets marron beige à matrice sableuse et légèrement limoneuse	Sable plus ou moins graveleux
Graviers et galets non cimentés	Sable roux et galets
Graviers et galets sableux	SABLE SILICEUX JAUNE, GRAVIERS ET GALETS
Graviers et galets sableux beige compacts	Sable, galets et graviers
Graviers et galets sableux beige dmax 80mm d moy 40mm	Sable, galets et graviers, alluvions
Graviers et galets sableux beiges	Sable, graves (remblais)
Graviers et galets sableux beiges marrons, compacts	Sable, graves de couleur beige grisâtre
Graviers et galets sableux gris	Sable, graves, galets beige
Graviers et galets sableux gris beige	Sable, graviers
Graviers et galets sableux marron	Sable, graviers avec gros galets
Graviers et galets sableux marron beige	Sable, graviers et galets
Graviers et galets sableux marron beige +/- compacts	Sable, graviers et galets < 100 mm
Graviers et galets sableux marron beige compacts	Sable, graviers et galets < 120 mm
Graviers et galets sableux marron beige très compacts	Sable, graviers et galets brun jaunâtre
Graviers et galets sableux marron beige, très compact	Sable, graviers et galets compacts
Graviers et galets sableux marron gris	Sable, graviers et galets moyens < 60 mm
Graviers et galets sableux marron gris, très compact	Sable, graviers et galets très durs
Graviers et galets sableux marrons	Sable, graviers et gros galets
Graviers et galets, passées sableuses	SABLE, GRAVIERS ET GROS GALETS (PUIS DE TAILLE MOYENNE)
Graviers et passages très sableux	Sable, graviers et petits galets
Graviers et petits galets	Sable, graviers rouge
Graviers et petits galets à matrice sableuse de couleur marron jaune pale	Sable, graviers rouges
Graviers et petits galets sableux jaunes	Sable, graviers, galets
Graviers et rares galets	Sable, graviers, galets < 100 mm
Graviers et sable	Sable, graviers, galets < 110 mm
Graviers et sable beige	Sable, graviers, galets < 60 mm
Graviers et sable beige, passage très compacts	Sable, graviers, galets < 70 mm
Graviers et sable brun-gris	Sable, graviers, galets < 80 mm
Graviers et sable bruns	Sable, graviers, galets < 90 mm
Graviers et sable compacts	Sable, graviers, gros galets
Graviers et sable gris, couches de graviers	Sable, graviers, petits galets
Graviers et sable grossier	Sable, graviers, quelques galets
Graviers et sables	Sable, gros galets

GRAVIERS ET SABLES (ALLUVIONS)

Graviers et sables à galets

Graviers et sables à rares galets

Graviers et sables fins

Graviers et sables fins à grossiers

Graviers et sables gris, rares galets

Graviers et sables non consolidés

Graviers et sables rouges

Graviers et sables rouges, rares galets

Graviers et sables, rares galets

Graviers galets

Graviers galets sableux

Graviers grisâtres très compacts

Graviers grossiers et galets

Graviers jaunes

Graviers légèrement sableux (dmax=5cm)

Graviers marron jaune

Graviers marron sableux

GRAVIERS MOYENS

Graviers plus compact

GRAVIERS PLUS GROS, SABLE

GRAVIERS RAPPORTES

Graviers roulés et cassés avec sable gris

Graviers roulés et cassés avec sable gris fin

Graviers roulés et cassés avec sable grossier gris

Graviers roulés marron-jaune

Graviers sableux

Graviers sableux beige

Graviers sableux jaune

Graviers sableux marron

Graviers sableux marron beige

Graviers sableux marron clairs, compacts

Graviers sableux marron moyennement compacts

Graviers sableux marron plus ou moins plastique avec passage de petits blocs

Graviers sableux marrons foncés

Graviers sableux marrons, moyennement compacts

Graviers sableux moyennement à très compacts de couleur marron foncé

Graviers sableux très compacts de couleur marron foncé

Graviers sableux, marron

Graviers sableux, passages compacts

Graviers secs

Graviers très compacts

Graviers très durs

Graviers très peu argileux

Graviers, galets

Sables à graviers beiges

Sables argileux + quelques graves

Sables avec petits galets

Sables beiges, graviers

Sables et galets

Sables et galets, rares graviers

Sables et graves marron

Sables et graviers

Sables et graviers à rares galets

Sables et graviers beiges

Sables et graviers moyens avec galets

Sables et graviers propres, quelques galets

Sables et gravillons

Sables et inclusions de petits graviers

Sables et petits graviers

Sables et rares graviers

Sables fin, graviers

Sables fins à graviers

Sables fins à moyens et graviers

Sables fins beige-rose, graviers

Sables fins blancs, petits graviers

Sables fins gris beige, lits de graviers

Sables fins, graviers

Sables fins, graviers beiges

Sables fins, graviers, galets

Sables fins, petits graviers

Sables fins, rares graviers

Sables graveleux (0 à 10 mm), marron/orange

Sables graveleux laches de couleur marron foncé

Sables graveleux peu à moyennement compacts de couleur marron foncé

Sables graveleux peu à moyennement denses de couleur marron foncé

Sables graviers et galets

Sables graviers et galets beiges

Sables gris et jaunes avec graviers et galets

Sables gris, graviers et galets

Sables grossiers, graviers, galets

Sables jaunes à beiges, rares graviers

Sables marrons beiges avec graviers

Sables marrons, graviers

Sables marrons, graviers et gros galets

Sables moyens à fins et graviers propres

Sables moyens avec graviers, galets

Sables moyens, graviers

Sables, galets et graviers

Sables, graviers

Annexe 2 : Classification des faciès

Graviers, galets < 80 mm et peu de sable	Sables, graviers beiges à roses
Graviers, galets avec peu de sable	Sables, graviers centimétriques très bien calibrés (rare galets)
Graviers, galets et blocs très compacts à matrice sableuse gris beige	Sables, graviers et galets
Graviers, galets et sable	Sables, graviers et galets beiges
Graviers, galets et sable compacts	Sables, graviers et rares galets
Graviers, galets et sable jaune	Sables, graviers jaunes
Graviers, galets et sable très compacts	Sables, graviers, galets
Graviers, galets et sable, quelques blocs	Sables, graviers, petits et gros galets
Graviers, galets et sables	Sables, rares galets
Graviers, galets et sables fins	Sables fins à graviers
Graviers, galets et sables jaunes peu argileux	Terrasse (sable, graviers et galets)
Graviers, galets moyens < 60 mm et sable	Tout venant
Graviers, galets propres	TRES GROS GALETS
Graviers, galets, sable	

Dimitri RAMBOURG

Transposition des paramètres estimés par inversion d'un modèle hydrodynamique bidimensionnel à un modèle de transport de soluté tridimensionnel : méthodologie et application à un aquifère alluvial

Résumé

Le suivi et la maîtrise des contaminations dans l'environnement imputables aux activités de recherche sur le nucléaire sont des préoccupations intégrées par le CEA via le travail du LMTE et le déroulement du projet MRISQ. Dans ce contexte, la présente thèse propose un outil de modélisation des écoulements et du transport des polluants dissous dans les aquifères, avec un exemple d'application au site de Marcoule (Gard). Les développements méthodologiques et l'application au site d'étude s'échelonnent en trois phases. Une inversion des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère en deux dimensions, avec une formulation adaptée au contexte du site d'étude (contrainte de la topographie complexe du substratum de l'aquifère, intégration de données géologiques à grande échelle), permet de reproduire avec fidélité et robustesse le comportement de la nappe alluviale au droit de Marcoule, malgré des hypothèses simplificatrices discordant localement avec les caractéristiques du site (organisation en terrasses). Des modèles hydrogéologiques tridimensionnels sont ensuite construits en procédant à l'interpolation de données de sondage via deux méthodes (une approche stochastique qui s'appuie sur les probabilités de transition et une approche déterministe par B-spline). La paramétrisation des hétérogénéités produites par l'interpolation exploite les valeurs (alors moyennées sur la verticale) issues de l'inversion 2D. Pour finir, le modèle hydrogéologique paramétré est exploité pour simuler d'écoulement et de transport de contaminants dissous en trois dimensions. Le passage de l'approche 2D à la 3D dégrade marginalement la qualité du calage, mais apporte plus de réalisme dans la dynamique en zones saturée et insaturée.

Mots-clefs : Hydrogéologie, Méthodes numériques, Ecoulement et transport dans un aquifère non-saturé

Abstract

The monitoring and control of environmental contamination due to nuclear research activities are managed by the CEA through the work of the LMTE and the MRISQ project. In this context, the present thesis proposes a tool for modelling flows and the transport of dissolved pollutants in aquifers, with an example of application to the Marcoule site (Gard). The methodological developments and the application to the study site are divided into three phases. An inversion of the aquifer's parameters, in two dimensions and with a formulation adapted to the context of the study site (constraint of the aquifer's substratum intricate topography, integration of large-scale geological data), reproduces with fidelity and robustness the behaviour of the alluvial water table below Marcoule, despite simplifying hypotheses that disagree locally with the characteristics of the site (organisation in terraces). Three-dimensional hydrogeological models are then designed by interpolating geological log data, using two methods (a stochastic approach based on transition probabilities and a deterministic B-spline approach). The parameterisation of the heterogeneities produced by the interpolation exploits the 2D inversion's values (then averaged over the vertical). Finally, the parameterised hydrogeological model is used to simulate the flow and transport of dissolved contaminants in three dimensions. The switch from the 2D to the 3D approach marginally deteriorates the quality of the fit, but offers more realism to the dynamics in saturated and vadose zones.

Keywords : Hydrogeology, Computational methods, Flow and transport in an unsaturated aquifer